

**Untersuchungen zu Fazies, Diagenese und  
Poren-/Mineralgrenzflächen an Rotliegend-  
Sandsteinen im Rahmen einer Analogstudie zur  
Wirkung von CO<sub>2</sub> auf Gasspeichersysteme**

**Dissertation**

zur Erlangung des akademischen Grades doctor rerum naturalium

(Dr. rer. nat.)

vorgelegt dem Rat der Chemisch-Geowissenschaftlichen Fakultät der  
Friedrich-Schiller-Universität Jena

von Diplom-Geologe Bernd Kohlhepp

geboren am 23. März 1980 in Stuttgart

Gutachter:

1. Prof. Dr. Reinhard Gaupp, Jena
2. Prof. Dr. Harald Stollhofen, Erlangen
3. Prof. Dr. Juraj Majzlan, Jena

Tag der öffentlichen Verteidigung: 11.07.2012

## Kurzfassung

Sandsteine des Rotliegenden sind wichtige Erdgasspeicher und potenzielle Ziele einer langfristigen Speicherung von CO<sub>2</sub> im Norddeutschen Becken. Das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit ist das Altmark-Erdgasfeld im nördlichen Sachsen-Anhalt. Ziele sind die Untersuchung der Mineralparagenese und der Vergleich mit Rotliegendesandsteinen NW-Deutschlands. Hierzu werden eine thermische Beckensimulation und optische Verfahren zur Petrographie, ergänzt durch Untersuchungen mittels Kathodo-Lumineszenz- und Rasterelektronenmikroskopie, Mineralchemie, Tonmineralogie und Bildanalyse von Porensystemen, eingesetzt. Ein weiteres Ziel ist die Entwicklung eines geometrischen Modells zur Charakterisierung der Poren-/Mineralgrenzfläche von Sandsteinen unterschiedlicher Speicherqualität. Quantifizierte, zum Porenraum exponierte Mineralphasen stellen Eingabeparameter für die chemischen Modellierungen durch Projektpartner dar. Nach petrographischem Befund liegt in den gebleichten Sandsteinen eine Mineralparagenese aus Chlorit, Calcit, Albit und Baryt mit minimaler Feldspatlösung und Abwesenheit von Kaolinit vor. Dies weist auf neutrale bis alkalische Bedingungen während der Bleichung hin. Daneben deuten Indizien, wie stickstoffbetonte Erdgase auf eine Beteiligung ammoniumreicher Fluide aus marinen Muttergesteinen des Namur hin. Die Beckensimulation belegt, dass die thermische Belastung dieses Muttergesteins (durch variszische Versenkung und rotliegendzeitlichen Magmatismus) bereits vor der Ablagerung der Speichergesteine zu einer beträchtlichen Vorreifung führte. Das Potenzial der Muttergesteine zur Abgabe von Erdöl, sauren Fluiden und Methan ist daher als gering und das Potenzial zur Bildung von Stickstoffphasen als hoch einzuschätzen. Chemische Bleichung hat eine Verbesserung der Speicherqualität zur Folge. Die Intensität der nachfolgenden Chloritauthigenese steigt mit dem Grad der Bleichung. Infolge ihrer inhibierenden Wirkung auf die spätere Zementation führen chloritische Kornüberzüge zu einer Verstärkung von bereits initial vorhandenen Kontrasten der Speicherqualität zwischen den Lithofaziestypen. Ein lockeres Korngefüge deutet auf überhydrostatischen Porenfluiddruck hin. Dieser steht mit einem langfristig wirksamen Druckgradienten zwischen dem tief versenkten Beckenzentrum und dem strukturellen Hochgebiet der Altmark in Zusammenhang. Die Einteilung von Speicherqualitätsklassen in Abhängigkeit von der Porosität und Permeabilität wurde basierend auf Kausalbeziehungen, deskriptiver Statistik und über die Interpretation von Streu- und Klassendiagrammen durchgeführt. Neben der blockigen Zementation und Kompaktion wurden auch die quantifizierbaren Merkmale der Tonauthigenese und des Porensystems berücksichtigt. Das neu entwickelte geometrische Modell zur quantitativen Beschreibung der porenraumexponierten Mineraloberflächen beruht auf der räumlichen Erfassung der Poren-/Mineralgrenzflächen an hochauflösenden Dünnschliffotos per Bildanalyse. Weiterhin gehen mineralspezifische Rauigkeitsfaktoren, ermittelt aus der Mineralgröße und der räumlichen Anordnung in das Modell ein. Die Umrechnung auf den dreidimensionalen Fall wurde mit Hilfe eines Porenmodells gelöst. Die Häufigkeit mit der ein Mineral zur Pore exponiert auftritt steigt mit der Homogenität des Minerals und mit dessen Verhältnis von Oberfläche zu Volumen. Diese Bedingungen sind in den untersuchten Proben für die authigenen Tonminerale Chlorit und Illit gegeben, die den überwiegenden Teil der porenraumexponierten Mineraloberflächen ausmachen. In dieser Arbeit können die Vorteile der petrographischen Charakterisierung von Oberflächen gegenüber den bisher verwendeten volumetrischen Untersuchungen (Pointcounting) sowie den summarischen Oberflächenbestimmungen (Gasadsorption) aufgezeigt werden. Geometrische Oberflächenmodelle sind daher als Datengrundlage für chemische Modellierungen zu empfehlen. Die Ergebnisse porenraumexponierter Mineralzusammensetzungen lassen für künftige Anwendungen Reaktionen eines CO<sub>2</sub>-gesättigten Fluids mit Chlorit, Illit, Albit und Calcit erwarten. Im Hinblick auf die natürliche Genese von Erdgasspeichern konnte gezeigt werden, dass trotz des fehlenden unmittelbaren Kontakts zwischen (überreifem) Muttergestein und dem Speichergestein hohe Porositäten in strukturellen Hochgebieten generiert werden können und über lange Zeiträume erhaltungsfähig sind. Die bisher kaum untersuchte Bedeutung von Ammonium für qualitätsbestimmende Gesteinseigenschaften bedarf in Zukunft weiterer Forschung in Experiment und Modell.

## Abstract

Rotliegend sandstones are important natural gas reservoirs and thus potential targets for the long-term storage of carbon dioxide in the North German Basin. The study area is the Altmark region located in the Federal State Sachsen-Anhalt. Aims of this study are the investigation of the diagenetic mineral assemblage in comparison with Rotliegend sandstones of NW-Germany. For this purpose, thermal basin modeling and optical petrographic methods are applied, complemented by cathodoluminescence- and scanning electron microscopy, mineral chemistry, clay mineralogy, and image analysis of pore systems. A further objective is the development of a geometric model to characterize the pore-mineral interface of sandstones with various reservoir quality. Quantified compositions of mineral exposed to the open pore space are further used as input parameters for the chemical modeling of project partners (UFZ Leipzig, University of Kiel).

As a result of the petrographic investigation chemically bleached sandstones show a mineral assemblage of chlorite, calcite, barite, and albite with minor feldspar dissolution and the absence of kaolinite. This points to neutral to alkaline conditions during the early mesodiagenesis. Additional indications, such as a nitrogen-rich gas composition, suggest the involvement of ammonium-rich fluids from marine source rocks of Namurian age by diagenetic processes. Basin modeling indicates that the subsidence and magmatism during the Permo-Carboniferous result in a considerable heating and maturation of the Namurian shales prior to the deposition of the Rotliegend reservoir rocks. The source rocks lost therefore a significant portion of their potential for the generation of oil, acidic fluids and methane, whereas the potential for the fixation and release of nitrogen compounds is likely to be high. Chemical bleaching, related to the authigenesis of chlorite, improves the reservoir quality. As a result of their inhibitory effect on the subsequent blocky cementation, chlorite grain coatings amplify the initial contrasts of reservoir quality between the lithofacies types. Slight evidence for mechanical compaction of the porous reservoir rocks points to a fabric-supporting mechanism. One possible explanation may be pore-overpressure that can be generated by a long-term pressure gradient between the deeply buried basin center and the Altmark High. The definition of reservoir quality classes depending on the porosity and permeability values was carried out based on causal relationships, descriptive statistics and the interpretation of scatter- and class diagrams. Major controlling factors of the reservoir quality are the blocky cementation and the mechanical compaction as well as the quantifiable characteristics of the clay mineral authigenesis and the pore system. The newly developed geometric model for the quantitative description of pore-exposed mineral surfaces is based on the spatial determination of the pore-surface in high-resolution thin-section photographs by image analysis. Mineral-specific roughness factors, calculated of the size and the spatial arrangement of minerals (by scanning electron microscopy), are also taken into account. The conversion to three-dimensional surface areas is carried out by a pore model. The frequency of minerals exposed to the open pore space increases with the spatial homogeneity of the mineral and its ratio of surface to volume. These conditions are fulfilled in particular to the authigenic clay minerals illite and chlorite, which account for a significant proportion of the pore-exposed mineral surfaces.

In this study the advantage of the petrographic surface characterization over previously used methods (i.e. point counting, gas adsorption) can be demonstrated. Geometric surface models are therefore recommended as input parameters for chemical modeling. The results of pore-exposed mineral compositions suggest that a carbon dioxide-saturated fluid is likely to react with chlorite, illite, albite and calcite in the investigated sandstones. With regard to the hydrocarbon-play it could be shown that a natural gas reservoir can be formed, although no direct contact consists between the (overmature) source rock and the reservoir rock. Little attention has been paid in previous studies on the importance of ammonium on the diagenesis and reservoir quality of sandstones. Due to its obvious contribution to reservoir quality-related rock properties, this topic is recommended for further experimental and modelling research in the future.

## Danksagung

Prof. Reinhard Gaupp danke ich für die Vergabe des Themas, für die Betreuung und seine Bereitschaft zur fachlichen Diskussion. Sein großes Interesse am Fortgang der Arbeit hat maßgeblich am Entstehen der Arbeit beigetragen.

Die vorliegende Arbeit findet im Rahmen des Geotechnologien-Forschungsprogramms statt. Für die Finanzierung durch das Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) möchte ich hier meinen Dank aussprechen.

Der Firma GDF Suez E&P Deutschland GmbH danke ich für Bereitstellung von Kernproben und umfangreichem Datenmaterial. Außerdem danke ich für die Erlaubnis die Ergebnisse veröffentlichen zu dürfen. Besonders Herrn Robert Meyer sei hier für sein Engagement gedankt. Die Bereitstellung von zusätzlichen petrophysikalischen und petrographischen Daten sowie von Literaturstudien zum Arbeitsgebiet waren mir eine große Hilfe.

Allen CLEAN-Beteiligten, insbesondere den Mitarbeitern der TU Clausthal Daniel Albrecht, Joachim Wienand und Dr. Victor Reitenbach möchte ich zur Bereitstellung von Porositäts- und Permeabilitätsdaten und für Anregungen danken. Für ihr Engagement im Projekt danke ich den GFZ-Koordinatoren Dr. Joachim Kühn und Dr. Maja Tesmer.

Sigrid Bergmann und Frank Linde danke ich für Präparation und Aufbereitung von Probenmaterial, Michael Ude für RFA-Messungen, Dr. Dirk Merten für ICP-Messungen, Dr. Dieter Pudlo danke ich für die Probenauswahl für Dünnschliffe, ICP, RFA und für BET-Messungen. Außerdem danke ich Thomas Beckmann für die rasche Dünnschliffherstellung im zweiten Drittel dieser Arbeit.

Besonders dankbar war ich, analytische Verfahren an anderen Forschungseinrichtungen nutzen zu können. Dr. Andreas Kronz (Geowissenschaftlichen Zentrum der Universität Göttingen) danke ich für die Betreuung und Unterstützung an der Elektronenstrahl-Mikrosonde. Prof. Jens Götze danke ich für die Betreuung der Kathodo-Lumineszenz-Mikroskopie (Institut für Mineralogie der Bergakademie Freiberg). Dr. Hartmut Schulz sei hier für die Betreuung am Rasterelektronenmikroskop gedankt (Universität Tübingen).

Für zahlreiche Diskussionen, fachliche Unterstützung und gute Anregungen danke ich Dr. Robert Schöner, Nadine John, Daniel Beyer, Dr. Angela Meier, Marika Götze, Dr. Thomas Voigt und Dr. Carita Augustsson. Außerdem danke ich Dr. Michael Abratis, Jan Tympel und Johannes Miocic für die Hilfe im Umgang mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde am IGW.

Für das Korrekturlesen von Einzelkapiteln und hilfreichen Kommentaren zum Abstract danke ich Dr. Angela Meier, Robert Lehmann, Rolf Möbius, Nadine John, Daniel Beyer, Stefanie Fritsch, Johannes Miocic, Karoline Henkel und Marika Götze.

Meinen Zimmerkollegen Thomas Daniel, Steffi Rothardt und Lailah Gifty Akita danke ich für Diskussionen und ihre Unterstützung.

Außerdem danke ich allen Institutsangehörigen, die mich im Verlauf dieser Arbeit unterstützten.

## Liste verwendeter Abkürzungen

BET	Oberflächenbestimmung per Gas-Adsorption nach Brunauer, Emmet, Teller
BSE	Rückstreuelektronen
CCS	Carbon Capture and Storage
CLEAN	CO <sub>2</sub> Large-Scale Enhanced Gas Recovery in the Altmark Natural Gas Field
COPL	Kompaktionsbedingter Porositätsverlust
EDX	Elektronendispersive Röntgenanalyse
eff.-%	effektive Mineralzusammensetzung: Flächenanteil eines Minerals bezogen auf die Poren-/Mineralgrenzfläche
EGR	Enhanced Gas Recovery
EMS	Elektronenstrahl-Mikrosonde
GDF	GDF Suez E&P Deutschland GmbH
GWC	Gas-Wasserkontakt
He-Porosität	Helium-Porosität
IGV	Intergranularvolumen
k	Permeabilität
KW	Kohlenwasserstoff
KL	Kathodo-Lumineszenz
NDB	Norddeutsches Becken
NEDB	Nordostdeutsches Becken
Φ	He-Porosität
PPL	Planparallel polarisiertes Licht
REM	Rasterelektronenmikroskop
RFA, XRF	Röntgenfluoreszenzanalyse
RQ	Reservoir Quality
SE	Sekundärelektronen
SPB	Southern Permian Basin (Südliches Permbecken)
TOC	Summe des organischen Kohlenstoffs
TSR	Thermochemische Sulfatreduktion
Vol.-%	volumetrische Häufigkeit
WDX	wellenlängendispersive Röntgenanalyse (Mikrosonde)
XPL	gekreuzt- polarisiertes Licht
XRD	Röntgendiffraktionsanalyse

Im Text verwendete Diagenesetypen (nach Gaupp, 1996; Erläuterungen auf [S. 62](#))

B-Typ	Bitumina-Typ
C-Typ	Chlorit-Typ
CS-Typ	subtangentialer Chlorit-Kornüberzüge
CT-Typ	tangentialer Chlorit-Kornüberzüge
H-Typ	Hämatit-Typ
IC-Typ	Illitkutan-Typ
IM-Typ	authigener Illit (-Maschenwerk)-Typ
SB-Typ	Sebkha/Playa-Typ

# Inhalt

<b>1 Einleitung, Arbeitsgebiet und Ziel der Arbeit</b> .....	<b>1</b>
<b>2 Grundlagen</b> .....	<b>5</b>
2.1 Stratigraphische Gliederung des Oberrotliegend .....	5
2.2 Grundlagen von CO <sub>2</sub> -Sequestrierung und Enhanced Gas Recovery (EGR) .....	7
<b>3 Material und Methoden</b> .....	<b>12</b>
3.1 Verfügbares Proben- und Datenmaterial .....	12
3.2 Methoden .....	12
<b>4 Faziesanalyse</b> .....	<b>25</b>
4.1 Stand der Forschung .....	25
4.1.1. Räumliche Fazieszonierung im Südlichen Permbecken .....	25
4.1.2. Zeitliche Entwicklung der Rotliegend-Ablagerungsräume am Südrand des NEDB .....	27
4.2 Bohrkernanalyse .....	30
4.2.1 Lithotypengliederung .....	30
4.2.2 Kernbeschreibung .....	36
4.3 Fazieskonzept und Faziestypen .....	37
4.4 Textur- und Schichtungsmerkmale der Faziestypen .....	43
<b>5 Klastbestand und Provenanz</b> .....	<b>45</b>
5.1 Allgemeines .....	45
5.2 Monokristalline Klasten .....	47
5.3 Lithoklasten und Matrix .....	50
5.4 Provenanz .....	56
<b>6 Diagenese</b> .....	<b>60</b>
6.1 Allgemeines .....	60
6.2 Blockige Zemente .....	64
6.2.1 Karbonatzemente .....	64
6.2.2 Quarzzement .....	71
6.2.3 Feldspatzement .....	73
6.2.4 Calciumsulfat-Zemente .....	75
6.2.5 Sonstige Zemente .....	79
6.3 Authigene Tonminerale .....	84
6.3.1 Rekristallisierte Tonkutane .....	86
6.3.2 Authigener Chlorit .....	88
6.3.3 Authigener Illit .....	97
6.4 Diagenesetypen .....	102
6.5 Alteration, Lösung und authigene Neubildungen durch Fluide .....	103
6.5.1 Alkalisierung .....	103
6.5.2 Sekundärporosität und Alternativen .....	107
6.5.3 Bleichung .....	112
6.5.4 Chemische Zusammensetzung des Gesamtgesteins .....	119
6.6 Charakterisierung des Kompaktionszustands .....	124

<b>7 Beckensimulation im Zusammenhang mit der Paragenese und der Kohlenwasserstoffmigration</b> .....	<b>126</b>
7.1 Stand der Forschung .....	126
7.1.1 Beckenentwicklung des Nordostdeutschen Beckens .....	126
7.1.2 Verbreitung von Muttergesteinen und thermische Vorgeschichte .....	130
7.2 Simulation der Temperatur und Subsidenzgeschichte .....	133
7.2.1 Konzeptionelles Versenkungsmodell .....	133
7.2.2 Definition von Events, Randbedingungen und Kalibration .....	135
7.2.3 Numerische 1D-Simulation der Bohrung A .....	139
7.3 Diskussion von Paragenese und Fluidmigration .....	143
7.4 Vergleich mit der Diagenese des nordwestdeutschen Rotliegenden .....	148
<b>8 Poren- und Oberflächencharakterisierung</b> .....	<b>149</b>
8.1 Charakterisierung des Porensystems .....	149
8.1.1 Porositätstypen .....	149
8.1.2 Bildanalyse: Stand der Forschung und Fehlerbetrachtung .....	150
8.1.3 Porengrößenverteilung und Porenqualitätsklassen .....	152
8.1.4 Petrographische Charakterisierung der Porenkonnektivität .....	153
8.2 Spezifische Oberflächen .....	157
8.2.1 Definitionen .....	157
8.2.2 Mineraloberflächen via BET .....	158
8.2.3 Geometrische Oberflächen .....	158
8.2.4 Vergleich volumetrischer- und effektiver Mineralzusammensetzung .....	168
<b>9 Räumliche Unterschiede der Diagenese</b> .....	<b>170</b>
<b>10 Zusammenhänge zwischen Fazies und Diagenese</b> .....	<b>173</b>
10.1 Stand der Forschung .....	173
10.2 Fazies-Einflussgrößen .....	175
<b>11 Parametrisierung von Porosität (<math>\Phi</math>) und Permeabilität (<math>k</math>)</b> .....	<b>185</b>
11.1 Häufigkeitsverteilung und Zusammenhang von $\Phi$ und $k$ .....	185
11.2 Diagenese-Einflussgrößen .....	188
11.3 Porenvernetzung im Zusammenhang mit $\Phi$ und $k$ .....	195
11.4 Fazieseinfluss auf $\Phi$ und $k$ .....	199
11.5 Integratives Gesamtmodell der Parametrisierung von $\Phi$ und $k$ .....	203
11.6 Zusammensetzung der Qualitätsklassen und ihre Bedeutung für CCS .....	207
<b>12 Zusammenfassung und Konsequenzen</b> .....	<b>213</b>
<b>13 Literaturverzeichnis</b> .....	<b>219</b>
<b>Anhang</b> .....	<b>244</b>

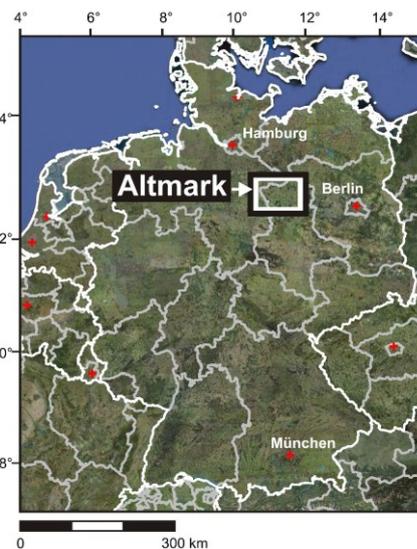
## 1 Einleitung, Arbeitsgebiet und Ziel der Arbeit

Sandsteine des Rotliegenden sind wichtige Erdgasspeichergesteine in Großbritannien, den Niederlanden, in Norddeutschland und Polen (z.B. Lokhurst, 1998; Gast et al., 2010). Ihre heutige Speicherqualität ist eine Folge primärer Faktoren, wie geometrischer und fazieller Eigenschaften sowie von komplexen Fluid-Mineral-Wechselwirkungen im Verlauf der Diagenese. Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit faziellen, petrographischen, mineralogischen und petrophysikalischen Zusammenhängen in Sandsteinen des Oberrotliegenden (Hannover-Formation, Elbe Subgruppe) aus der nordöstlichen Altmark. Diese bildet den nördlichen Teil Sachsen-Anhalts und befindet sich etwa 150 km westlich von Berlin und 100 km südöstlich von Hamburg (Abb. 1). Die geologische Grenze der Altmark bildet die Gardelegener Störung im Süden, die Elbe im Nordosten sowie die Eichsfeld-Altmarkschwelle im Westen (Paul, 1993; Bachmann & Schwab, 2008). Das 1968 entdeckte Erdgasfeld in der Altmark ist mit einer Fläche von 35 \* 40 km nach Groningen das zweitgrößte Onshore-Gasfeld in Europa und wird zur erdgasgeologischen Provinz des Karbon-Perm-Triaskomplexes gerechnet, welcher Lagerstätten am Südrand des Südlichen Permbeckens umfasst (Bandlowa, 1998; Gast et al., 1998; Rückheim & Voigtländer, 2005; Rebscher & Oldenburg, 2005). Insgesamt wurden dort 367 fündige, 108 nichtfündige und 25 Hilfsbohrungen abgeteuft. Die Durchschnittsteufe beträgt 3500 Meter (Wirth, 2008). Innerhalb des Südlichen Permbeckens (Abb. 16 auf S. 26), welches sich in die drei Teilbecken Englisch-Niederländisches Becken, Norddeutsches Becken und Polnisches Becken gliedert und sich 1700 km in E-W und 400-600 km in N-S-Richtung erstreckt, befindet sich die Altmark am Beckensüdrand des Nordostdeutschen Teilbeckens (NEDB) (Ziegler, 1990; van Wees et al., 2000; Legler, 2006). Als intrakratonales Becken bildet das Südliche Permbecken den Nachfolger des prävariszischen rhenoherynischen Vorlandbeckens. Das Beckenprofil des Nordostteils (NEDB) ist asymmetrisch mit Beckentiefstem im Norden. Beckengrenzen streichen herzynisch (NW-SE) und sind durch den Harz (S), die Eichsfeld-Altmarkschwelle (W), das Møn-Arkona-Hoch (N) und das Brandenburg-Hoch (im E) markiert (Plein, 1978; Ziegler, 1978, 1990; Kiersnowski, 1995; Franke et al., 1996; Gast et al., 1998; Bachmann & Schwab, 2008).

Regionalgeologisch ist die Lagerstätte an die NNE-SSW (rheinisch) streichende, subsalinar angelegte, Altmarkschwelle am Südrand des Norddeutschen Beckens gebunden, welche über lange Zeit in struktureller Hochlage Erdgas aus tiefer liegenden Beckenteilen akkumuliert hat. Da der Scheitel der Schwelle mit den Plutoniten des Harzes und dem Mächtigkeitmaximum der permokarbonen Vulkanite der Altmark zusammenfällt, hat eine thermische Hebung sehr wahrscheinlich einen Anteil an Bildung und Aufrechterhaltung der Schwellenposition über lange Zeiträume gehabt (Paul, 1993; Benox et al., 1997; Wirth, 2008). In ihrer Frühphase war die Schwelle Abtragungsgebiet (Paul, 1993) bis die Sedimentation im Oberrotliegend II (Elbe-Subgruppe) auf die Schwelle übergriff (Müller, 1990; Franke, 1990). Speichergesteine in der Altmark sind Sandsteine des Oberrotliegenden der Elbe-Subgruppe (ehemals: Peckensen- und Mellin-Fm.) welche als Wechsellagerung aus 15 gasführenden Speichergesteinen (Sandsteine) von einigen Metern bis Zehnermetern Mächtigkeit und zwischengeschalteten Barrieregesteinen (Tonsiltsteine und Evaporite) ausgebildet ist (Abb.4; Bachmann & Schwab, 2008; Wirth, 2008). Das regionale Abdeckgestein bildet der großräumig salinar ausgebildete Zechstein, insbesondere das Staßfurt-Steinsalz. Nachteilig auf die Qualität der Lagerstätte wirken sich außergewöhnlich geringe Methangehalte von durchschnittlich 32% aus (min: 8%, max: 60%). Höchste Methangehalte treten im Nordwesten des Gasfelds (Salzwedel-Peckensen mit

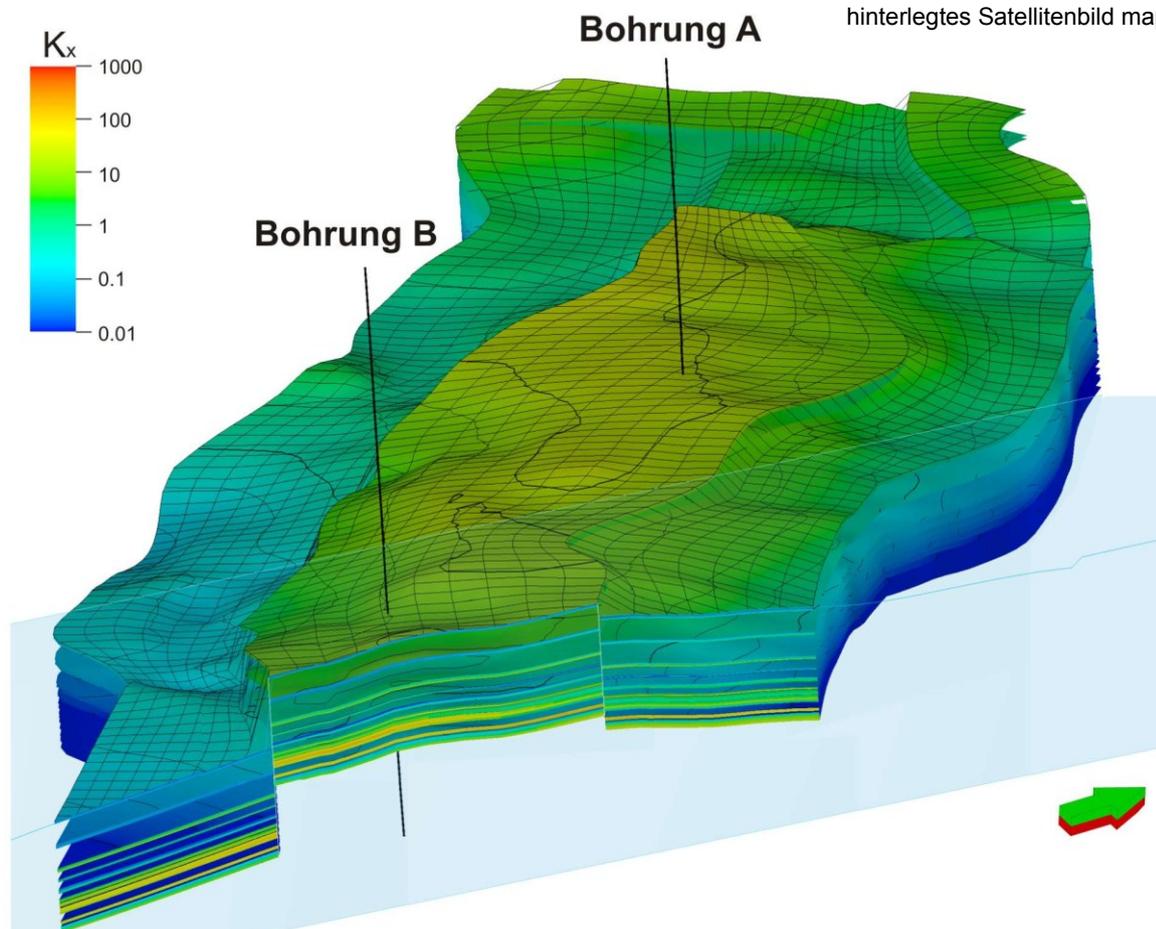
40%) auf, betragen im Zentralteil noch etwa 30% (Altensalzwedel 20-30%) und nehmen nach E stark ab, wobei  $N_2$ -Gehalte in gleichem Maße zunehmen (Müller et al., 1993).

Die vorliegende Arbeit findet im Rahmen des CLEAN-Projekts (**CO<sub>2</sub> Large-Scale Enhanced Gas Recovery in the Altmark Natural Gas Field**) statt, welches zum Ziel hat, durch Injektion von CO<sub>2</sub>, die Ausbeute einer reifen Erdgaslagerstätte zu steigern. Ursprüngliche Zielsetzung war die Verpressung von 10<sup>5</sup>t CO<sub>2</sub> in einen geologisch abgeschlossenen Teil der Lagerstätte mit hoher Speicherqualität, welcher als repräsentativ für das gesamte Gasfeld angesehen wird. Das CO<sub>2</sub> sollte aus der Oxyfuel-Pilotanlage des Kohlekraftwerks Schwarze Pumpe in der Lausitz stammen (Rückheim & Voigtländer, 2005; Rebscher & Oldenburg, 2005). Damit steht das Projekt mit der Prozesskette zum Abscheiden, Transport und zur Speicherung von CO<sub>2</sub> (engl. CCS: Carbon capture and storage; Stroink, 2009) im Zusammenhang.



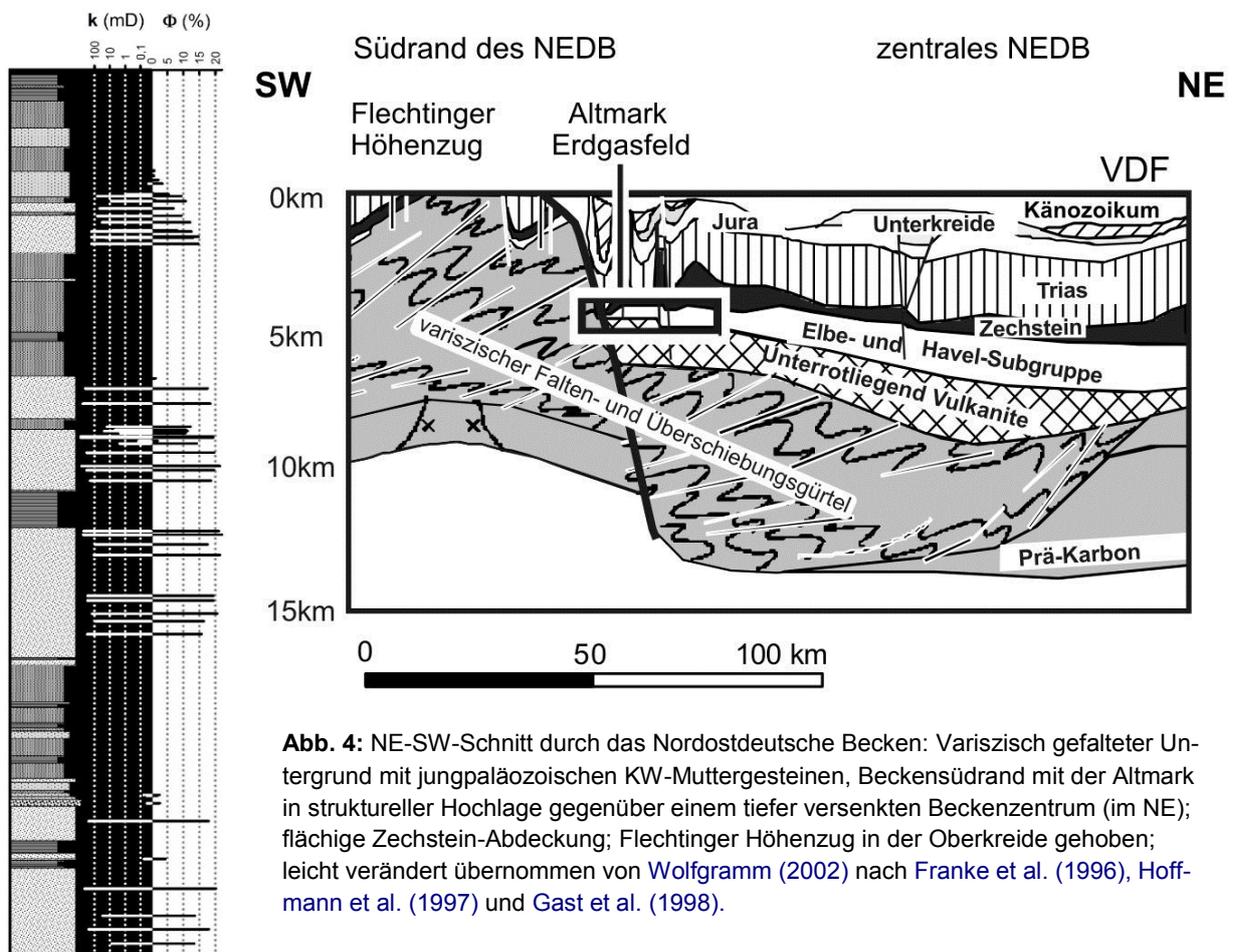
**Abb. 1:** Lage des Altmark-Erdgasfelds: hinterlegtes Satellitenbild maps.google.de

Die Fragestellung dieser Arbeit gliedert sich in einen angewandten (A) und einen allgemeinen Teil (B):



**Abb. 2:** Räumliches Petrel<sup>IM</sup>-Modell des Arbeitsgebiets mit zwei der bearbeiteten Bohrungen: vereinfachte Layer-Cake-Architektur; dargestellt ist das Permeabilitätsmodell (Quelle: GDF Suez E&P Deutschland GmbH); Bohrung C liegt außerhalb des dargestellten Modells.

(A) Projektbezogen sollen verfügbare und im Verlauf des Projekts neu gewonnene Porositäts- und Permeabilitätsdaten mit Hilfe sedimentologischer und petrographischer Daten zu Fazies, Diagenese, Porensystem und Mineralzusammensetzung in Qualitätsklassen gegliedert werden. Einflussfaktoren sollen kausal nachvollziehbar sein und Zusammenhänge mit der Porosität und der Permeabilität zeigen. Weiterhin sollen effektive Mineralzusammensetzungen ermittelt werden. Diese bilden die Datengrundlage für die Modellierung von Feststoff-Fluid-Reaktionen (UFZ Leipzig, Uni Kiel) während einer CO<sub>2</sub>-Injektion. Als wesentlicher Unterschied zu vorangegangenen Arbeiten, die allein volumetrische Zusammensetzungen oder summarische Oberflächen, z.B. durch BET-Verfahren nutzen, soll im Rahmen dieser Arbeit ein geometrisches Modell entwickelt werden, mit dem Oberflächenverhältnisse und Oberflächenrauigkeiten auf unterschiedlichen Skalen petrographisch (lichtoptisch bis REM) untersucht und über ein geometrisches Porenmodell in Oberflächengrößen umgerechnet werden soll. Petrographische Daten werden durch mineralchemische Daten (Mikrosonde) ergänzt. Ermittelte effektive Mineralzusammensetzungen sollen durch Lage- und Streuparameter für jede Porositäts- und Permeabilitäts-Qualitätsklasse angegeben werden, so dass Mineralzusammensetzung, Porosität und Permeabilität innerhalb eines bestehenden räumlichen Reservoir-Modells (Abb. 2) hochskaliert werden können und für jedes Voxel des Modells quantitativ verfügbar werden. Basierend auf dieser Datengrundlage sind durch Projektpartner (UFZ Leipzig) THMC-Modellierungen mit CO<sub>2</sub> möglich. Weiterhin ist von Interesse, welche Fluid-Mineralreaktionen aufgrund der Größe der Oberfläche, Mineralzusammensetzung und Durchlässigkeit in jeder



**Abb. 4:** NE-SW-Schnitt durch das Nordostdeutsche Becken: Variszisch gefalteter Untergrund mit jungpaläozoischen KW-Muttergesteinen, Beckensüdrand mit der Altmark in struktureller Hochlage gegenüber einem tiefer versenkten Beckenzentrum (im NE); flächige Zechstein-Abdeckung; Flechtinger Höhenzug in der Oberkreide gehoben; leicht verändert übernommen von [Wolfgang \(2002\)](#) nach [Franke et al. \(1996\)](#), [Hoffmann et al. \(1997\)](#) und [Gast et al. \(1998\)](#).

**Abb. 3:** Wechselfolge aus Speicher- und Barrierengesteinen: Lithologie von Bohrung A mit Porosität und Permeabilität; die Profildarstellung deutet auf eine Faziesabhängigkeit von Speicherqualität und Diagenese hin, die in dieser Arbeit untersucht werden soll.

---

Qualitätsklasse absehbar sind. Die Vernetzung und Durchlässigkeit auf mehreren Skalen, die Informationen aus der vorangegangenen Diagenese-Entwicklung sowie die Reaktivität und Größe der Oberflächen lassen erste Prognosen zu, welche Teile der Schichtenfolge und welche Sandsteintypen kurz- bis langfristig mit CO<sub>2</sub> in Kontakt treten und potenziell reagieren werden. Weiterhin sollen die Ergebnisse der zur Pore exponierten Mineralphasen mit volumetrischen, petrographischen Standardverfahren verglichen werden, um zu überprüfen, ob verallgemeinerbare Aussagen zu porenraumexponierten Mineralen zu treffen sind. Rechnerische Zusammenhänge zwischen effektiver und volumetrischer Zusammensetzungen sollen zeigen, inwieweit das geometrisch-bildanalytische Verfahren vereinfacht werden kann, und auch auf andere Fallbeispiele anwendbar ist.

**(B)** Der allgemeine Aspekt der Arbeit betrifft eine integrative Charakterisierung von Fazies, Diagenese und der Speicherqualitätsentwicklung, welche für diesen Teil des Norddeutschen Beckens in dieser Art noch nicht existiert. Petrophysikalische Log- und Bohrkerndaten zeigen unterschiedliche Durchlässigkeits-, Farb-, und Alterationstypen und einen möglicherweise rhythmischen Wechsel aus Tonsiltsteinen und Sandsteinen unterschiedlicher Mächtigkeit und Speicherqualität. Rote Sandsteine sind meist stark zementiert, dicht und auf geringmächtige Bänke konzentriert. Hohe Porositäten sind dagegen an gebleichte Sandsteine, möglicherweise auch an bestimmte geometrische Sandsteinkörper gebunden, wobei graue Sandsteine nicht zwangsläufig porös sind. Diese Verteilung scheint einen Faziesbezug von Diagenese und Speicherqualität widerzuspiegeln, der in dieser Arbeit untersucht werden soll (Abb. 3). Da die primäre Reservoir-Stratifizierung von der stratalen Architektur auf der Reservoir-Skala über fazielle Schichtungseigenschaften bis zur Skala von Laminationen im Dünnschliffmaßstab reicht, trägt ihre Untersuchung neben dem Verständnis der räumlichen Abhängigkeit der Diagenese, auch zur besseren Vorhersagbarkeit von Fluid-Mineral-Wechselwirkungen bei. So sind möglicherweise aus der bisherigen Diagenese-geschichte Aussagen zum Fluidfluss und zur Zugänglichkeit unterschiedlicher Sandsteintypen durch ein Fluid im Verlauf einer CO<sub>2</sub>-Injektion möglich.

Die Untersuchung der Diagenese-geschichte verspricht aufgrund einer besonderen Mineralparagenese und aufgrund der im Vergleich zum westlichen Teilbecken abweichenden Rahmenbedingungen ein interessantes Themenfeld zu sein. Hierzu zählt eine ungewöhnliche N<sub>2</sub>-betonte Erdgaszusammensetzung aus marinen Muttergesteinen des Oberkarbons, die bereits durch mehrere Studien untersucht wurde (Hoth et al., 2002; Mingram et al., 2003, 2005; Pleszen et al., 2006). Außerdem sind die Speicherqualitäten sehr gut und die Gesteine in einer Weise gebleicht, dass Feldspatneubildung anstelle von Feldspatlösung stattfand und die Art der Schichtsilikatneubildungen keine Bleichung unter sauren Bedingungen vermuten lassen. Klärungsbedarf besteht insbesondere auch im Bezug auf die Herkunft bleichender Fluide, da ein hydraulischer Kontakt zu kohleführendem Oberkarbon in der Altmark vollständig fehlt (Abb.4) und die dortigen unterlagernden Muttergesteine nach Reifegradbestimmung und thermischen Modellierungen (z.B. Hoth, 1997) nicht oder nur in geringem Maße zur Abgabe organischer Reifungsprodukte in der Lage waren. Somit soll die integrative Betrachtung der thermischen Reifungsgeschichte über eine numerische Simulation mit der petrographisch ermittelten Mineralparagenese die Fluid- und Diageneseentwicklung erklären, welche einen Sonderfall von Bleichung und Muttergesteinsbezug im Norddeutschen Becken darstellt. Von besonderem Interesse ist hierbei, wie sich ohne ein benachbartes Muttergestein und ohne intensive frühe Bleichung eine poröse Fallenstruktur bilden konnte und sich Porositäten über sehr lange Zeiträume erhalten haben.

Zusammenfassend sind die Ziele dieser Arbeit:

- (1) die Parametrisierung von Porosität und Permeabilität über sedimentologische und petrographische Kontrollfaktoren durch Gliederung der Porositäts- und Permeabilitätsverteilung in Qualitätsklassen
- (2) die Entwicklung eines geometrischen Modells zur Charakterisierung effektiver (zur Pore exponierter) Mineralzusammensetzungen basierend auf der Mineralgeometrie und -anordnung, auf dem Porenmodell und der Oberflächenrauigkeit
- (3) die Entwicklung eines Fazies-Diagenese-Modells, welches die stratale Architektur, die Fazies und Vernetzung auf verschiedenen Skalen mit der Diageneseentwicklung und der Speicherqualität in Bezug bringt
- (4) Zusammenhänge zwischen thermischer Reifeentwicklung, Muttergesteinsverbreitung und Fluidentwicklung im Zusammenhang mit der zeitlichen Mineralparagenese integrativ zu diskutieren, um eine Bleichung unter alkalischen Bedingungen und eine langzeitliche Porositätskonservierung zu erklären
- (5) die Analyse von Fazies und Provenanz
- (6) eine petrographische Charakterisierung des detritischen und authigenen Mineralbestands, des Porensystems sowie eine Interpretation der Diageneseprozesse
- (7) ein Vergleich mit der Diageneseentwicklung des Rotliegenden in Nordwestdeutschland

## 2 Grundlagen

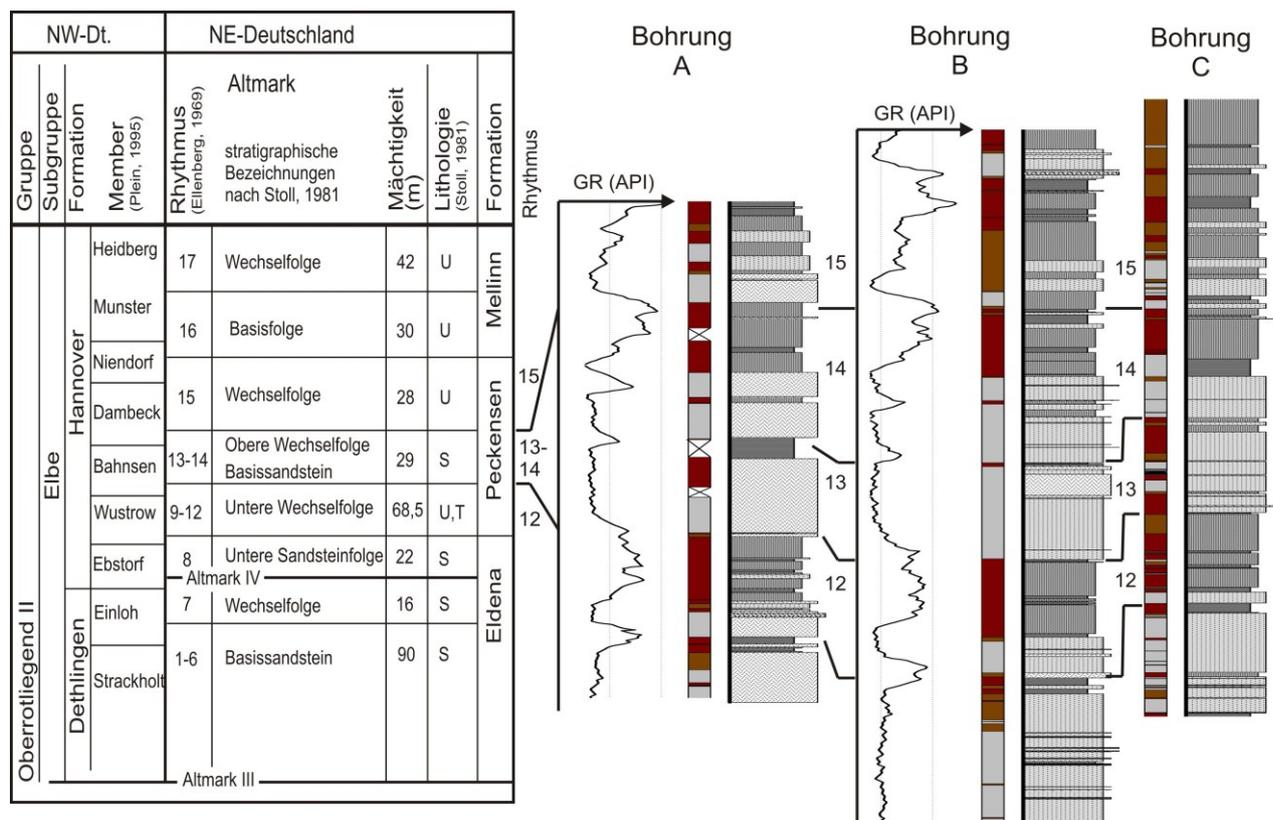
### 2.1 Stratigraphische Gliederung des Oberrotliegenden

Das Rotliegend wird hauptsächlich lithostratigraphisch gegliedert (Schneider & Gebhardt, 1993). Da sich der nördlichste Rotliegend-Aufschluss des Südlichen Permbeckens im Flechtinger Höhenzug, etwa 50 Kilometer südlich der Altmark befindet (Fischer et al., 2012) wurde die Rotliegend-Stratigraphie an Bohrkernen und Logs entwickelt, wobei jedes Teilbecken zunächst ein eigenes Gliederungsschema erhielt. Das Rotliegend bildet in der hierarchischen Gliederung eine Gruppe und ist in die vier Subgruppen Altmark (= Unterrotliegend der alten Gliederung), Müritz (Oberrotliegend I) sowie Elbe (Oberrotliegend II) eingeteilt. Die Grenze zwischen effusiv der geprägter Altmark-Subgruppe und den sedimentären Subgruppen im Hangenden bildet die Saalische Diskordanz (Gebhardt & Plein, 1995; Bachmann & Hoffmann, 1995). Überregional werden zur Grobkorrelation des Oberrotliegenden vier sedimentäre Großzyklen unterschieden, welche sich durch grobklastische Basissedimente auszeichnen und mit den als Altmark I-IV (A-I-IV) bezeichneten Hebungs-Pulsen am Beckensüdrand in Verbindung gebracht werden. Daraus resultiert eine Einteilung in die vier Formationen (jeweils mit der Basis): Parchim-Fm. (A-I), Mirow-Fm. (A-II), Dethlingen-Fm. (A-III) und Hannover-Fm. (A-IV) (Schneider & Gebhardt, 1993; Kleditzsch, 2004; Bachmann & Hoffmann, 1995; Plein, 1995).

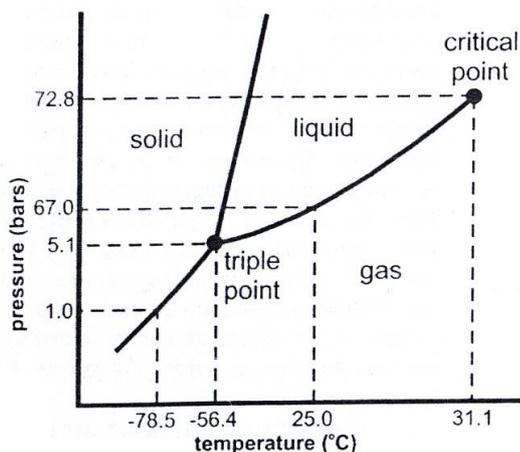
Die alte Gliederung des Oberrotliegenden Nordostdeutschlands, welche in der Erdgasindustrie teilweise noch verwendet wird, unterscheidet die vier Mesozyklen Rambow-Fm. (PRbw), Eldena-Fm. (PEdn), Peckensen-Fm. (PPes) und Mellin-Fm. (PMIn), die nicht direkt mit NW-Deutschland vergleichbar sind (Katzung et al., 1977). Darauf aufbauend unterteilte Ellenberg (1970) das Oberrotliegende anhand von Gamma-Ray-Logs und Bohrprofilen fein-stratigraphisch in 17 Rhythmen, jeweils mit Kornverfeinerungstrend und durchschnittlich 19 Metern Mächtigkeit (Ellenberg, 1970; Raselowski, 1987; Schneider & Gebhardt, 1993; Hel-

muth & Süßmuth, 1993). In dieser Arbeit wurden Sandsteine aus den Rhythmen 11-15 untersucht. Diese sind zwischen 10 und 30 m mächtig (Abb. 5).

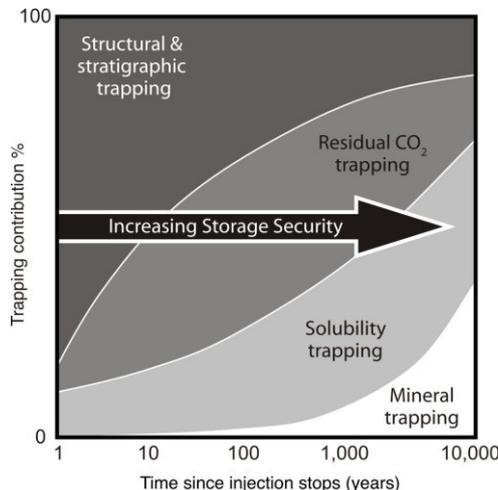
Eine alte Gliederung des Oberrotliegend II des westlichen Teilbeckens sieht dagegen zwei Grobzyklen (Dethlingen-Fm. und Hannover-Fm.) mit jeweils sieben Kleinzyklen vor. So wird die für diese Arbeit relevante Hannover-Fm. in die sieben Member Ebstorf (ostdeutsches Äquivalent: PE<sub>Ed</sub> 8), Wustrow (PPes 9-11), Bahnsen (PPes 12-14), Dambeck (PPes 15), Niendorf (PPes 16), Munster und Heidberg (P<sub>MIn</sub> 16-17) eingeteilt (Schneider & Gebhardt, 1993; Gast & Gebhardt, 1995; Gast et al., 2010). Um eine überregionale Stratigraphie im Norddeutschen Becken zu schaffen wurde in den 90er Jahren eine verbindliche hierarchische Gliederung des Oberrotliegenden in die zwei Subgruppen (mit je zwei Formationen) Havel (Parchim-Fm., Mirow-Fm.) und Elbe (Dethlingen-Fm., Hannover-Fm.) eingeführt (vgl. Abb. 5; Plein, 1995; Gebhardt & Plein, 1995). Die neuen Grenzen sind relativ zu den alten Gliederungen leicht verschoben, da eine beckenweite Korrelation gefordert ist, die Altmark-Hebungsphasen jedoch nur am Beckensüdrand korrelierbar sind. Somit werden in der aktuellen Gliederung verstärkt zyklische Schwankungen des beckenzentralen Playasees verwendet (Gralla, 1988; Gast, 1991; Plein, 1993, 1995). Die verbindliche Basis der Hannover Fm. bildet seitdem der Ameland-Tonstein und liegt damit tiefer als die Basis der alten Peckensen-Formation (Gralla, 1988; Hoffmann et al., 1989; Helmuth & Süßmundt, 1993). Die Basis der Dethlingen-Fm. bilden weiterhin die Altmark-III-Bewegungen (Kleditzsch & Kurze, 1993). Bezeichnungen der alten Gliederung z.B. Peckensen-Fm. sind nur noch informell zu verwenden (Gebhardt & Plein, 1995).



**Abb. 5:** Stratigraphische Gliederung des Oberrotliegenden in Nordostdeutschland: Altmark-Stratigraphie im Vergleich mit der Nordwestdeutschen Gliederung; rechts: Einordnung der bearbeiteten Kerne in die regionale Stratigraphie mit Kennzeichnung der Peckensen-Rhythmen; nach Stoll (1981), Gast (1991), Legler (2005), Müller (1990).



**Abb. 6:** Phasendiagramm für CO<sub>2</sub>: Dampfdruckkurve mit kritischem Punkt ( $T_c = 31,1^\circ\text{C}$ ,  $p_c = 72,8$  bar); aus Chadwick et al. (2004).



**Abb. 7:** Beiträge der Speicherform: Zeitliche Veränderung der Beiträge von Prozessen zur CO<sub>2</sub>-Speicherung in Abhängigkeit von der Zeit; leicht verändert nach IPCC (2005).

## 2.2 Grundlagen von CO<sub>2</sub>-Sequestrierung und Enhanced Gas Recovery (EGR)

CO<sub>2</sub> lässt sich unter Druck leicht verflüssigen. Seine Dichte steigt dabei bis auf ca. 600 kg/m<sup>3</sup> und bleibt dann konstant. Im Norddeutschen Becken wird der dafür erforderliche Druck in 1200 bis 1500 m Tiefe erreicht (May et al. 2003; Pusch et al., 2010). Mit zunehmendem Druck steigt die Siedetemperatur bis zum kritischen Punkt an, welcher das obere Ende der Dampfdruckkurve darstellt (für CO<sub>2</sub>:  $T_c=31,1^\circ\text{C}$ ,  $p_c=72,8$  bar) und über welchem sich Gase unabhängig vom Druck nicht mehr verflüssigen lassen (Abb. 6). Im Hinblick auf eine CO<sub>2</sub>-Sequestrierung, wo im Regelfall Lagerstättentemperaturen und Drucke über dem kritischen Punkt von CO<sub>2</sub> erreicht werden, wird CO<sub>2</sub> vorzugsweise vor der Injektion auf überkritische Bedingungen vorkonditioniert um CO<sub>2</sub> einphasig zu verpressen und um einen Phasenübergang in der Injektionsbohrung zu verhindern. Ein solcher könnte veränderte Lösungseigenschaften, möglicherweise Lösungs- und Fällungsreaktionen in der Bohrung und im Speichergestein zur Folge haben, die schwer voraus zu berechnen sind.

### Grundlagen der CO<sub>2</sub>-Sequestrierung

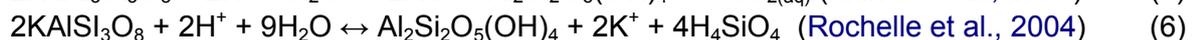
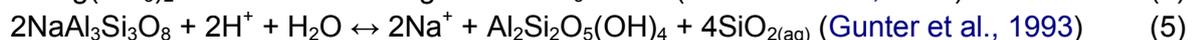
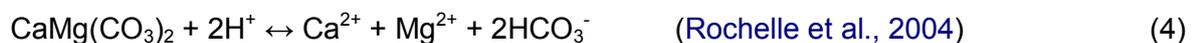
Im Folgenden werden ausschließlich die Verpressung in reife Erdgasfelder, und dort insbesondere die zu erwartenden Prozesse im Reservoirgestein in Grundzügen beschrieben. Vorteile von Erdgasfeldern sind gute Kenntnisse der dortigen geologischen Verhältnisse, hohe potenzielle Speichervolumina (z.B.  $2,7 \cdot 10^9$  t CO<sub>2</sub> in Deutschland; Stroink, 2009), nachweislich sichere Fallenstrukturen und eine vorhandene Infrastruktur (Bohrungen, Pipelines, Monitoring-Equipment) an Ort und Stelle. Die im Laufe der Gasförderung herabgesetzten Lagerstättendrucke lassen bei Kenntnis des Initialdrucks gute Prognosen für das injizierbare Volumen zu. Außerdem kann aus einem Enhanced-Recovery-Anfangsstadium mit ökonomischem Nutzen in eine Langzeit-CO<sub>2</sub>-Speicherung übergeleitet werden, wenn die Gasproduktion dort unökonomisch wird (Chadwick et al., 2004; Baines & Worden, 2004; Stroink, 2009). Als wichtiges Beispiel für CO<sub>2</sub>-Injektionen im Rahmen eines Enhanced Recovery-Vorhabens ist das Weyburn-Feld in Kanada zu nennen, wo seit 2000 bereits  $1,8 \cdot 10^6$  t/a injiziert werden (Baines & Worden, 2004; Stroink, 2009).

Das verpresste CO<sub>2</sub> wird prinzipiell durch folgende vier Speicherprozesse aus dem Kohlenstoffkreislauf entzogen: **1.** physikalisch in Fallenstrukturen, **2.** Immobilisierung in engen Kapillaren, **3.** Lösung im Formationswasser und **4.** Fixierung in neu gebildeten Mineralphasen. Der Beitrag der jeweiligen Speicherform verändert sich im Laufe der Zeit von anfangs 100% physikalisch gespeichertem CO<sub>2</sub> hin zu steigenden Beiträgen der Speicherung durch Lösung und Mineralisation (Abb. 7). Da die Dichte der überkritischen CO<sub>2</sub>-Phase (abhängig von p und T) geringer ist als die des Formationswassers, hat das Fluid Auftrieb und wird zunächst als Kappe in strukturellen oder stratigraphischen Fallenstrukturen (analog zu Erdgasfallen) unter dem Abdeckgestein akkumuliert (Abb. 8; Bachu et al., 1994). Aufgrund der verschiedenen Dichte werden CO<sub>2</sub> und Methan in der Gasphase getrennt. Dies hat in großen Antiklinalfallen einen größeren Effekt als in stratigraphischen Multistockwerksfallen mit geringmächtigen Speichereinheiten (z.B. Altmark; Pusch et al., 2010). Durchströmt das CO<sub>2</sub> während des Aufstiegs im Speichergestein enge Porenräume, so wird ein Teil des nichtbenetzenden CO<sub>2</sub> durch Kapillarkräfte zurückgehalten und sammelt sich in Gasblasen (Kovscek & Orr, 2004).

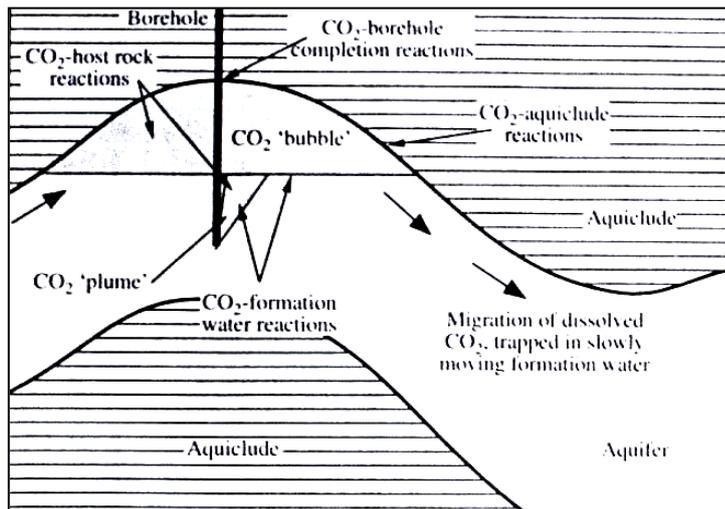
Als eine der ersten Reaktionen von CO<sub>2</sub> im Speichergestein kann seine Lösung im Formationswasser angesehen werden (Rochelle et al., 2004). Das Karbonat-Kohlensäure-Gleichgewicht gestaltet sich wie folgt:



Die Lage des Gleichgewichts und die Konzentration der entstehenden Spezies ist vom pH-Wert abhängig, CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> tritt nur in hoch alkalischen Milieus auf. Die Freisetzung von H<sup>+</sup> Ionen hängt von der Pufferkapazität des Systems ab. Im ungepufferten System hat die Lösung von CO<sub>2</sub> eine Erniedrigung des pH-Werts zur Folge (Watson & Kirste, 2006). Sind reaktive Mineralphasen, wie Karbonate oder Alumosilikate vorhanden, so ist die Pufferkapazität durch deren Reaktion mit H<sup>+</sup> Ionen groß, und der pH-Wert bleibt stabil (Watson & Kirste, 2006). Durch Verbrauch von H<sup>+</sup> Ionen löst sich mehr CO<sub>2</sub> als bei sinkendem pH-Wert (Baines & Worden, 2004; Rochelle et al., 2004). Als gängige Puffer sind der Karbonatpuffer (Gl. 4) oder Varianten des Silikatpuffers zu nennen (Gl. 5,6):



Wichtige Einflussgrößen für die Löslichkeit von CO<sub>2</sub> sind die Temperatur (negativ korreliert), der Druck (positiv korreliert) und die Ionenstärke des Formationswassers (negativ korreliert; Baines & Worden, 2004). Zunehmender Druck steigert so die Löslichkeit bis in 1200–1500 m Tiefe (im Norddeutschen Becken), während darunter, infolge zunehmender Temperatur, die Löslichkeit wieder sinkt (May et al., 2003). Mit der Vergrößerung der Einmischungsfläche und der Zirkulationsgeschwindigkeit des Formationswassers steigt die Lösungsgeschwindigkeit an (Baines & Worden, 2004; Rochelle et al., 2004). Dabei trägt gelöstes CO<sub>2</sub> aktiv zur Zirkulation bei, indem CO<sub>2</sub>-gesättigtes Wasser absinkt und untersättigtes Wasser an die Einmischungsfläche der Injektionsbohrung tritt (Pusch et al., 2010). Somit wird die weitere Ausbreitung von gelöstem CO<sub>2</sub> in der Falle durch die Dichte des Formationswassers sowie durch Diffusion und Dispersion kontrolliert (Bachu et al., 1994; Gunter et al., 1997).

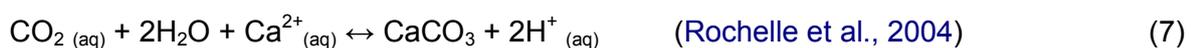


**Abb. 8:** CO<sub>2</sub>-Speicherung in Erdgaslagerstätten: Schematische Darstellung einer Antiklinalfalle mit Injektionsbohrung und verschiedenen physikalischen und chemischen Prozessen von CO<sub>2</sub> mit Speicher-, Abdeckgestein und Bohrlochzement; aus Rochelle et al. (2004).

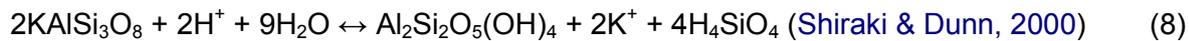
In den meisten Speichergesteinen ist das Potenzial für den Einbau von CO<sub>2</sub> in neugebildete authigene Mineralphasen, insbesondere in Karbonatminerale, gegeben. Mineralische Bindung von CO<sub>2</sub> wird als Schlüsselmechanismus für dessen dauerhafte Fixierung über lange Zeiträume angesehen (Gunter et al., 1997; Rochelle et al., 2004; Watson & Kirste, 2006). Als physikalische Voraussetzung für mineralische CO<sub>2</sub>-Speicherung ist eine hohe Permeabilität und somit Injektivität an der Bohrung, zu nennen. Günstig sind insbesondere ein hoher Anteil an reaktiven Phasen, wie Feldspäten, Lithoklasten, Tonmineralen und Karbonatmineralen, welche zum einen den pH-Wert puffern und somit zur Lösung von CO<sub>2</sub> beitragen (Rochelle et al., 2004, s.o.), zum anderen auch selbst mit CO<sub>2</sub> reagieren. Experimentell belegt ist, dass Sandsteine ein größeres Potenzial zur Pufferung des pH-Werts bieten als Karbonatgesteine (Gunter et al., 1997).

Experimentelle Ergebnisse deuten darauf hin, dass Anhydritzement in Sandsteinen durch CO<sub>2</sub>-gesättigte Wässer gelöst werden kann. Shiraki & Dunn (2000) belegten in einer im Hinblick auf Ca<sup>2+</sup> und SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> gesättigten Lauge die Lösung von Anhydrit zu Beginn des Experiments mit sinkender Lösungsrate. Ein zweites Experiment ergab hingegen eine Lösung von Karbonatzement und die Fixierung des Überschusses an Ca<sup>2+</sup> in authigenem Anhydrit. Langzeitexperimente von Fischer et al. (2010) über 15 Monate mit CO<sub>2</sub>-gesättigten Laugen an Proben des Schilfsandsteins und anschließender pulverdiffraktometrischer Untersuchung wiesen ebenfalls auf die Lösung von Anhydritzement hin.

Ob und in welchem Maße Karbonatzemente gelöst oder ausgefällt werden hängt vom pH-Wert und damit zusammenhängend, von der Pufferkapazität des Systems ab. Außerdem spielt die Verfügbarkeit an Kationen (Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, Mn<sup>2+</sup>) eine Rolle. Somit liegt das CO<sub>2</sub>-Karbonat-Gleichgewicht bei hohen pH-Werten und einem Überschuss an Kationen auf der Produktseite, bei niedrigem pH-Wert und einem Mangel an Kationen auf der Eduktseite. Ein mehrfacher Wechsel von Kationenverfügbarkeit und pH-Bedingungen kann Lösungs-Fällungs Zyklen zur Folge haben. Eine rasche Fällung von Calcit in den Porenhälsen, in welchen in einem Erdgasspeicher das Haftwasser zu erwarten ist, kann Fluidwegsamkeiten blockieren und die Injektivität herabsetzen (Rochelle et al., 2004; Pusch et al., 2010).

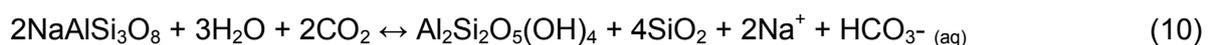


Als weitere reaktive Minerale sind Feldspäte zu nennen. Experimentell belegt ist die Reaktion von Kalifeldspat zu Kaolinit (Gl. 8) und die Lösung von Ca-reichem Plagioklas in Verbindung mit der Ausfällung von Calcit und Kaolinit (Gl. 9):

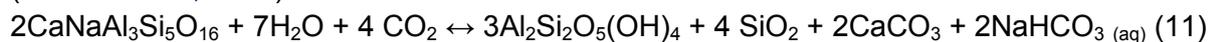


(Gunter et al., 1997; Worden & Smith, 2003)

Basierend auf dem petrographischen Vergleich von Sandsteinen einer CO<sub>2</sub>-reichen mit einer CO<sub>2</sub>-freien Erdgaslagerstätte im Otway Basin (Australien) schlagen Watson et al. (2002, 2003) folgende Reaktionen zwischen Albit (Gl. 10) sowie intermediärem Plagioklas mit CO<sub>2</sub> vor (Gl. 11):



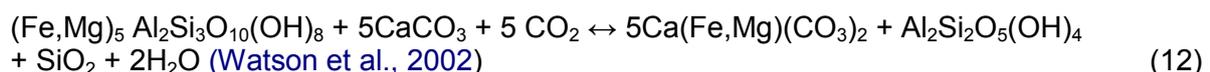
(Watson et al., 2002)



(Watson et al., 2003)

Numerische Modellierungen chemischer Reaktionen führten zur Vorhersage weiterer Minerale, wie Dawsonit (NaAlCO<sub>3</sub>(OH)<sub>2</sub>) welche infolge der Freisetzung von Al bei der Feldspat-lösung und gut verfügbaren Ionen (Na<sup>+</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>) ausfallen sollen z.B. (Knauss et al., 2001). Diese wurden in der Vergangenheit nur in geringem Maße aus natürlichen CO<sub>2</sub>-Lagerstätten beschrieben (Wilkinson et al., 2009).

Chlorit spielt insofern eine wichtige Rolle, als dass er möglicherweise reaktionsfreudiger als Feldspäte mit CO<sub>2</sub> ist (Watson et al., 2003). Numerische Simulationen von Xu et al. (2005) ergaben die Lösung von Chlorit und eine anschließende Fixierung des freigesetzten Fe<sup>2+</sup> mit CO<sub>2</sub> (±Mg<sup>2+</sup>) zu Siderit oder Ankerit. Chlorit scheint bereits nach 1000 Jahren vollständig gelöst worden zu sein. Experimentell wurde die Lösung von Chlorit unter sauren pH-Bedingungen belegt, wie sie bei geringer Pufferkapazität im Speichergestein vorliegen können. Bei pH-Werten zwischen 2 bis 4 löst sich Chlorit nichtstöchiometrisch mit bevorzugter Abgabe oktaedrisch koordinierter Kationen. Gleichzeitig werden reine Chlorite in Chlorit-Vermiculit-Wechselagerungstonminerale umgewandelt (Brandt et al., 2003). Über die petrographische Beobachtung an Sandsteinen einer geologischen Anlogsituation (s.o.) schlagen Watson et al. (2002, 2003) die Reaktion von Fe-Mg-Chlorit zu poren umkleidenden Kaolinit (Gl. 12) sowie die Reaktion von Mg-Chlorit und Calcit zu Kaolinit und Chlorit (Gl. 13) vor.



(Watson et al., 2003)

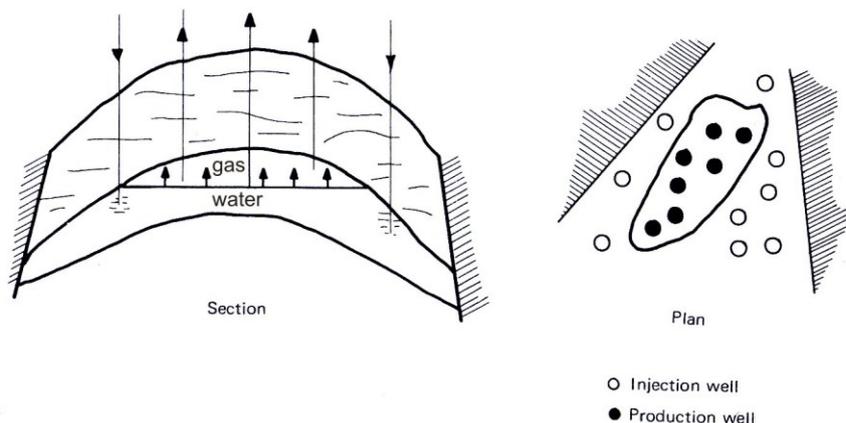
Reaktion 12 wird dadurch gestützt, dass Kaolinit als Kornüberzüge gewöhnlich nicht auftritt und seine Morphologie von einem chloritischen Vorläufer übernommen haben könnte. Die chemische Reaktion entspricht der Umkehrreaktion, welche von Hutcheon (1980) für die Chlorit- und Calcitbildung in Sandsteinen vorgeschlagen wird. In CO<sub>2</sub>-Lagerstätten verschiebt der Überschuss an CO<sub>2</sub> das Gleichgewicht dieser Reaktion auf die Produktseite. Durch die vorge-

schlagenen Reaktionen werden Metallkationen wie  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$  ins Porenwasser freigesetzt, während Erdalkalien ( $\pm\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+}$ ) mit  $\text{CO}_2$  zu Karbonatmineralen reagieren.

Weitere potenziell mögliche Reaktionen sind Umwandlungen mafischer Minerale, wie Olivin, Pyroxene und Amphibole in Chlorit (Watson et al., 2003). Tritt Smektit im Speichergestein auf, kann dieser zu Na-Smektit reagieren, ohne dass sich Kaolinit bildet (Gunter et al., 1997). Wenig bekannt ist bisher über die Reaktionen fester organischer Verbindungen, die sich als dünne Bitumen-Überzüge auf den Poren-Mineralgrenzflächen befinden. Ihre nahezu vollständige Auskleidung der Porenwandungen macht sie zur ersten Reaktionsphase überhaupt, wobei die potenziellen Reaktionen mit  $\text{CO}_2$  derzeit noch nicht rechnerisch vorherzusagen sind.

### Enhanced Gas Recovery

Unter Enhanced gas recovery (EGR) werden Techniken zusammengefasst, welche zur Erhöhung der Ausbeute nahezu erschöpfter Erdgasspeicher beitragen (Chierici, 1995). Hierzu zählt die Injektion von Gas ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2$ ) oder von vorbehandeltem Wasser. Flüssigkeiten sind gering kompressibel und daher besser geeignet den Lagerstättendruck zu erhöhen als Gas. Allerdings ist eine sorgfältige Filterung, eine antibakterielle Vorbehandlung und die Einstellung der Salinität auf Lagerstättenbedingungen notwendig, da Flockung und Quellung von Tonmineralen, wie auch die Fällung von Zementen in den Porenhälsen (z.B. durch  $\text{Ca}^{2+}$  und  $\text{SO}_4^{2-}$  aus dem Meerwasser) verhindert werden müssen (Chierici, 1995). Gasförmiges  $\text{N}_2$  hat den Vorteil chemisch inert zu sein. Seine Nachteile sind die anfallenden Kosten für Herstellung (sofern nicht aus natürlichen Lagerstätten gewonnen), Transport, Verflüssigung und Kompression. Unter bestimmten Umständen ist eine Gasinjektion einer Wasserinjektion vorzuziehen, etwa wenn Vorzugsfließwege in eine sehr mächtige Gaskappe bestehen, so dass injiziertes Wasser durch möglicherweise vorhandenes Öl sinken muss (Latil, 1980). Aus technischer Sicht wird das injizierte Fluid ins Formationswasser unter den Gas-Wasserkontakt injiziert (Abb. 9). Eine Injektion von Gas in die Gaskappe hätte eine Verdünnung des Erdgases zur Folge und wird daher nur bei bevorzugter Förderung von Öl angewendet (Chierici, 1995). Als Strategie sind mehrere tiefere Injektionsbohrungen in Kombination mit Förderbohrungen am Scheitel der Struktur denkbar. Bohrungsanordnungen sind konzentrisch oder linear, teilweise auch gleichmäßig verteilt, je nach geologischer Struktur. Das injizierte Gas schiebt eine Formationswasserfront in Richtung Erdgas (Latil, 1980; Chierici, 1995). Nach einer bestimmten Zeit kommt es zum Durchbruch des injizierten Fluids in die Förderbohrung. Die Gasförderung kann dann, bei gleichzeitig sinkender Gasqualität, weiter fortgesetzt werden (Latil, 1980) sofern keine Langzeit- $\text{CO}_2$ -Speicherung geplant ist.



**Abb. 9:** Enhanced Recovery: Schematische Darstellung einer peripheren Injektion ins Formationswasser unter den GWC; verändert nach Latil, (1980).

## 3 Material und Methoden

### 3.1 Verfügbares Proben- und Datenmaterial

In dieser Arbeit wurden Bohrkernproben aus drei Lokationen der nordöstlichen Altmark bearbeitet. Aus Gründen der Vertraulichkeit werden Koordinaten und Teufenangaben nicht genannt und die Lokationen werden als Kern A, B und C codiert. Kern C liegt einige Kilometer von A und B entfernt und wurde in die Parametrisierung von Porosität und Permeabilität mit einbezogen ([Kapitel. 11 auf S. 185 ff.](#)), da die petrographische Zusammensetzung vergleichbar ist und laterale Unterschiede der Zementation nur in geringem Maße zu beobachten sind.

Verfügbar waren Sandstein-Bohrkernstücke ( $n = 209$ ) von 3 bis 30 cm Länge aus denen 142 Dünnschliffe angefertigt wurden. Fortlaufende Bohrkern- oder Fotos der Kerne waren nicht verfügbar. Schichtenverzeichnisse der Bohrungen lagen analog vor, geophysikalische Bohrungs-Logs in digitaler Form. Weiterhin waren im Datensatz der GDF Suez E&P Deutschland GmbH quantitative petrographische Dünnschliffauswertungen ( $n=65$ , Kern A,  $n=32$  Kern C und  $n=50$  weitere Kerne), Sieb- und Schlämmanalysen ( $n=55$ , Kern A), semiquantitative XRD-Ergebnisse ( $n=105$  Kern A,  $n=49$  Kern B) sowie Porositäts- und Permeabilitätsdaten ( $\Phi, k$ -Daten;  $n=56$  Kern A,  $n=41$  Kern B,  $n=126$  Kern C) verfügbar. Durch die Technische Universität Clausthal wurden Helium-Porositäten und Permeabilitäten gemessen ( $n = 69$  für  $\Phi$ ,  $n= 56$  für  $k$ ). Außerdem konnte ein räumliches Petrel<sup>TM</sup>-Modell eines Teilfelds der Altmark mit bestehendem Porositäts- und Permeabilitätsmodell als Grundgerüst zur Visualisierung der Ergebnisse genutzt werden.

### 3.2 Methoden

Zum Einsatz kamen Methoden aus den Disziplinen der Sedimentologie, Petrographie, Mineralogie und Geochemie. [Abbildung 10](#) zeigt schematisch die verwendeten Methoden, weiterhin die Zielparameter und deren wechselseitigen Beziehungen im Rahmen dieser Arbeit. Eine nach Proben aufgeführte Übersicht der Methoden ist im Anhang ([auf S. A46](#)) zu finden.

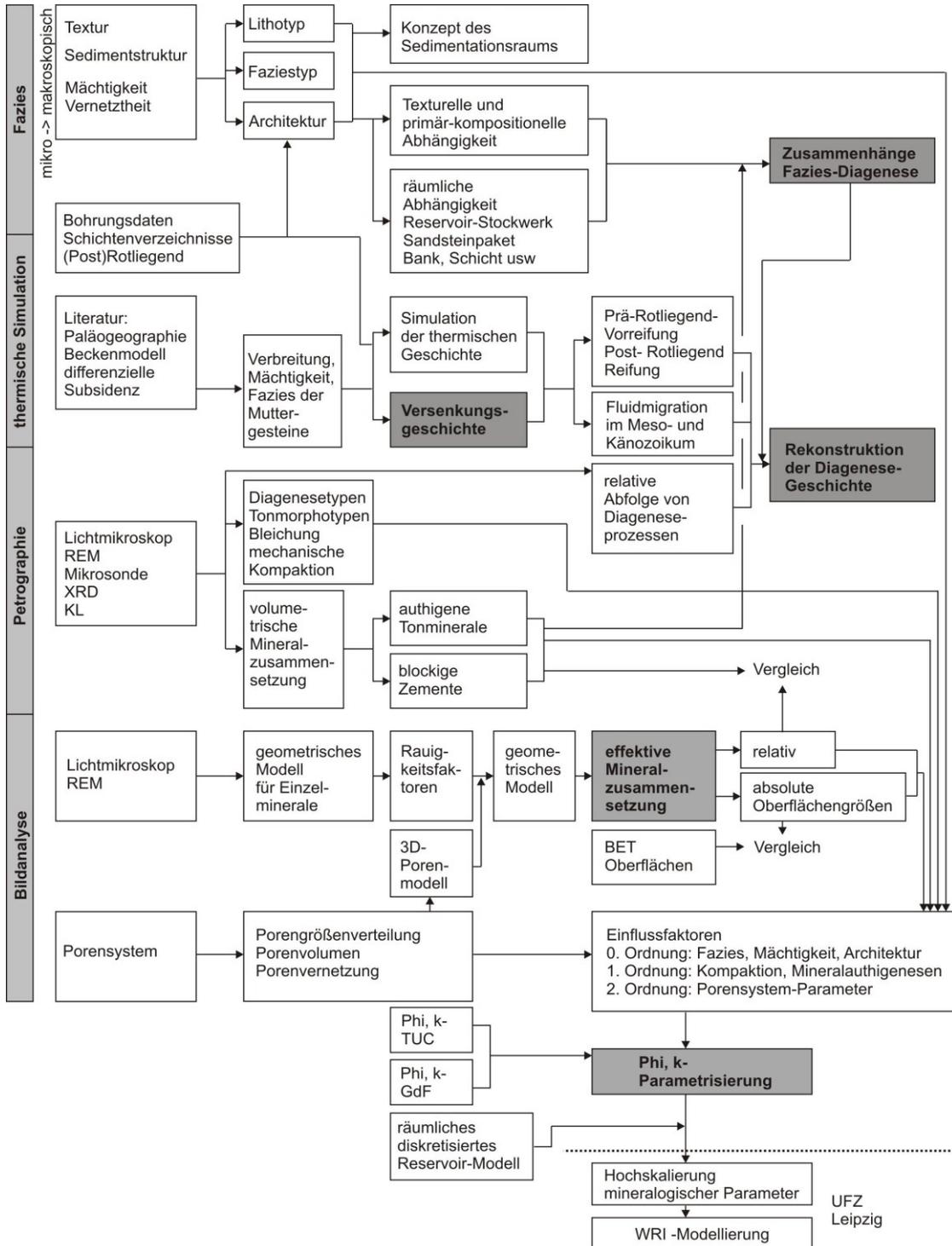
#### Kernbeschreibung und Log-Erstellung

Bohrkerne aus einem Teufenintervall von insgesamt 485 Metern wurden makroskopisch und mit Hilfe eines Binokulars (Zeiss Technival II) aufgenommen. Untersucht wurden Korngröße, Textur, Sedimentstrukturen, Farbtyp und makroskopische Diagenese-Eigenschaften. Mittels einer Farbtafel (Rock color chart von [Goddard et al., 1963](#)) wurden 26 Farbtypen definiert, die von red bed-Sandsteintypen (z.B. dusky red: 5 R  $\frac{3}{4}$ ) bis zu grauen Typen (z.B. medium light gray: N6) reichen. Basierend auf dem Schema von [Gaupp \(1989\)](#), [Hug \(2004\)](#) und [Legler \(2006\)](#) wurden 16 Lithotypen definiert (Übersicht und Bestimmungsmerkmale (Tabelle im Anhang [auf S. A13](#)).

Die analog verfügbaren Schichtenverzeichnisse wurden in Tabellenform digitalisiert. Zunächst wurden Sandsteinpakete anhand von Korngrößenwechseln in Schichten untergliedert und sedimentologische Merkmale in eine Zahlmatrix überführt. Hierzu wurden skalare Größen (z.B. Sedimentstrukturen oder Bleichung) mit 0/1 codiert, Korngrößentypen mit 0-5 (Ton bis Mittelsand) und semiquantitative Größen, wie die Zementationsstärke, Klüftigkeit und

### 3 Material und Methoden

Häufigkeit von Anhydritblasten mit Gewichtungsfaktoren 0-3 versehen. Mit den erstellten Tabellen sind Log-Darstellungen in verschiedenen Maßstäben möglich. Weiterhin sind die Daten in gängige Log-Programme (z.B. Well CAD) übertragbar, welche in dieser Arbeit nicht verfügbar waren. Die digitalisierten Schichtenverzeichnisse dienen zur Berechnung der Schicht- und Bankmächtigkeit, der net to gross-Verhältnisse, dem Probenabstand von Top und Basis sowie der Gliederung von Architekturtypen.



**Abb. 10:** Methoden und Zielparameter der Arbeit: Untersuchungen mit zunehmender Vergrößerung (von oben nach unten) und von Methoden und Einzelbeobachtungen zu integrativer Betrachtung von Ergebnissen (von links nach rechts): Zielparameter sind grau markiert.

Geophysikalische Logs wurden in einheitliche Tabellen zusammengefasst und gemeinsam mit sedimentologischen Kernlogs gegen die Tiefe aufgetragen. Die räumliche Auflösung lag systembedingt bei mehreren Dezimetern bis wenigen Metern. Angesichts von Fazieswechseln im Zentimeter- und Dezimeterbereich, konnten nur vertikale Faziesänderungen von mehreren Metern Mächtigkeit, insbesondere Veränderungen des Tongehalts in GR-Logs, nachvollzogen werden. Für eine Faziesanalyse im Bankungsmaßstab, wie hier gefordert, fanden die Logs keine Verwendung.

### Dünnschliffpetrographie

Im Rahmen einer detaillierten petrographischen Auswertung wurden polierte und abgedeckte Dünnschliffe unter Verwendung eines Zeiss Axioplan II-Polarisationsmikroskop unter planparallelen und gekreuzt polarisiertem Licht mit verschiedenen Vergrößerungen (10x Okular kombiniert mit 1,25x, 2,5x, 5x, 10x, 20x, 40x-Objektiven) untersucht. Porenräume sind mit blauem Epoxydharz angefärbt, eine Anfärbung mit Alizarin-Rot-S ermöglicht die Unterscheidung zwischen Calcit und Dolomit. Zur digitalen Dokumentation und als Basis für bildanalytische Verfahren dienten Aufnahmen einer hochauflösenden Digitalkamera (Hitachi HV-C20). Für Übersichtsaufnahmen und zur Beurteilung der räumlicher Zementverteilung und der Abhängigkeit der Diagenese von der Lamination sowie von kleinräumigen Sedimentstrukturen und von Gradierungen, wurde ein Diascanner mit Auflösungen zwischen 3200 und 4800 dpi verwendet.

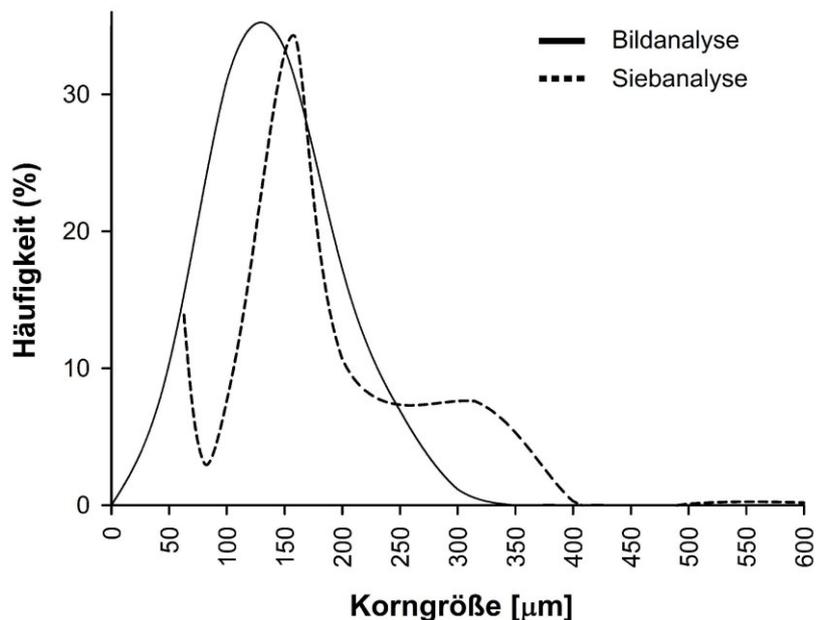
Alle Dünnschliffe wurden qualitativ unter Verwendung probenspezifischer Auswerteformulare beschrieben. Dünnschliffe wurden in mehrere Bereiche aufgeteilt, sofern sie deutliche Lamination, Tonhäutchen und Staublaminae, partielle Dezementation, partielle Bleichung, auf bestimmte Bereiche beschränkte Toninfiltration oder ähnliche räumliche Phänomene zeigen. Die Unterteilung diente insbesondere zur Unterscheidung von Texturen und der Art der Zementation, wurde aber auch für die separate Erfassung der Korngrößen und Porengrößen beibehalten. Morphotypen von Illit und Chlorit, der Grad der Illitisierung von Feldspat, die opake Pigmentierung von Lithoklasten und Feldspäten sowie der Anlösungsgrad von Feldspäten und Karbonatzementen wurde in eigener Klassifikation durch eine semiquantitative Abstufung für jede Probe beschrieben. Kornparameter wurden unter der Verwendung von Vergleichstafeln am Dünnschliff bestimmt: Rundung (nach [Füchtbauer, 1988](#)), Sortierung ([Longiaru, 1987](#)), Sphärizität ([Füchtbauer, 1988](#)) und Kornkontakte ([Pettijohn et al., 1987](#)). Aufgrund von zweidimensionalen Schnitten erscheinen die Sandsteine im Dünnschliff schlechter sortiert und lockerer gepackt als tatsächlich. Kornparameter an massigen Proben wurden als Ganzes bewertet und an laminierten Sandsteinen separat für einzelne Laminae. Die Schwerpunkte der semiquantitativen und qualitativen Auswertung lagen auf Alterations- und Anlösungsgraden von Klasten und auf Zementen, auf der Vernetzung von Porenräumen, dem Grad mechanischer Kompaktion sowie auf dem Auftreten und der räumlichen Verteilung von Hämatit und Bitumen. Die untersuchten Parameter sollten möglichst einfach nachvollziehbar sein und dazu dienen, Sandsteintypen (z.B. rote und graue Sandsteine) anhand von schwer quantifizierbaren Eigenschaften zu unterscheiden (Tabelle der Kriterien im Anhang [auf S. A19 ff.](#)).

Für jeden Dünnschliff wurde der Diagenesetyp nach [Gaupp \(1996\)](#) bestimmt. In erster Näherung wurde das Auftreten von Diagenesetypen nach vier Gewichtungsstufen (0: nicht vorhanden; bis 3: stark ausgeprägt) visuell im Vergleich zu den übrigen Proben abgeschätzt und eine

Zahlenmatrix erstellt. Nach der quantitativen Auswertung aller Proben wurden Grenzen der Diagenesetypen für mehr Objektivität eingeführt (Grenzen: Anhang [auf S. A20](#)).

Mit Hilfe eines automatischen Pointcounters (Prior Modell G) wurden alle Dünnschliffe quantitativ ausgewertet (500 Punkte pro Probe, Schrittweite 3-5). Die Mindestanzahl geforderter Punkten dieses Verfahrens beträgt zwar nur 250- 300 Punkte pro Probe ([Tucker, 1996](#)), jedoch steigt Genauigkeit und Reproduzierbarkeit mit der Zahl der Punkte, insbesondere für niedrig konzentrierte Phasen ([Trautwein, 2005](#)). Zur Abschätzung des Fehlers wurde ein typischer poröser Dünnschliff mit massigem Gefüge und relativ homogen verteiltem Zement dreifach ausgewertet (Probe A-68). Mit der Häufigkeit einer Mineralphase steigt der absolute Fehler, während der relative Fehler sinkt. Minerale mit weniger als 5% Häufigkeit weisen enorm hohe relative Fehler (bis >100%) auf. Fehlerquellen des Pointcount-Verfahrens sind neben dem individuellen Fehler insbesondere die Heterogenität und Anisotropie der Proben. Schwierigkeiten in der Quantifizierung sind: 1. die Dicke von Kornüberzügen wird durch schräg angeschnittene Klastgrenzen überschätzt (Schliffdicke 25 µm = 1/8 Korndurchmesser). 2. Durch die feine Imprägnierung von Tonmineralen mit Festbitumen erscheinen diese ebenfalls dicker. 3. Porenüberbrückende Fasern sind schwer quantifizierbar: Fasern werden meist auf eine Fläche bezogen, während der Bezug auf ein 25 µm dickes Volumen an Kunstharz sinnvoller wäre. 4. Agglomerations-Effekte infolge der Probentrocknung lassen Tonmineralfasern zu Bündeln verkleben ([Abb. 50 auf S.105](#)).

Opake Mineralphasen werden im Auflicht anhand von Farbe, Bireflexion, Reflexionspleochroismus, und Anisotropie (Innenreflexe), unter Verwendung eines aktuellen Standard-Atlas für Erzminerale ([Pracejus, 2008](#)) unterschieden. Die Verhältnisse transparenter Schwermminerale wurden in je drei Stichproben pro Kern abgeschätzt. Durch mehrfach wiederholte Schätzungen anhand von Dünnschliffbildern (100 x vergrößert, 20 Fotos pro Probe) wurde das Verhältnis von frühem zu spätem Quarz, Anhydrit und Karbonatzement beschrieben. Nach gleicher Methode wurden unter 400-facher Vergrößerung das Verhältnis von Illit zu Chlorit sowie die Verhältnisse der Tonmorphotypen IM1 zu IM2 und von CT zu CS1 und CS2 ermittelt. Die Verwendung von Digitalfotos für die Abschätzung hatte den Vorteil der direkten Vergleichbarkeit unterschiedlicher Proben und die Begrenzung des individuellen Fehlers durch Behandlung aller Proben in einem Arbeitsschritt.



**Abb. 11:** Korngrößenverteilung eines Sandsteins: Vergleich von bildanalytisch und durch Siebung bestimmter Korngrößenverteilungen im Vergleich (Probe 69 Kern A), quelle der Siebkorngrößenkurve: GDF Suez E&P Deutschland GmbH.

## Korngrößenanalyse

Eine Korngrößenanalyse wurde bildanalytisch an Digitalfotos durch Messung von Klast-Längsachsen durchgeführt (100x Vergrößerung, 20 Fotos pro Dünnschliff mit jeweils fünf Messungen). Messwerte wurden in  $\Phi$ -Grade umgerechnet (mit  $\Phi = -\log d$ ) um Lage- und Streumaße zu berechnen. Wichtige Kenngrößen sind:

- Median ( $Md = \Phi_{50}$ ),
- Mittelwert ( $M = (\Phi_{16} + \Phi_{84})/2$ )
- Sortierung  $((\Phi_{84} - \Phi_{16})/4) + ((\Phi_{95} - \Phi_5)/6,6)$  (Folk & Ward, 1957)

Korngrößenfraktionen wurden nach der US-Skala eingeteilt (Udden & Wentworth, 1922) da diese mit drei Unterteilungen im Fein- bis Mittelsandbereich eine feine Abstufung ermöglicht (vgl. DIN 4022: nur zwei Unterteilungen). Zur Berechnung von Häufigkeitsverteilungen wurde eine Klassebreite von 50  $\mu\text{m}$  verwendet um feinere Unterschiede als mit den üblichen Klassifikationen zu erkennen. Die Darstellung erfolgt über Häufigkeitskurven. Bildanalytisch ermittelte Korngrößen weisen aufgrund des Schnitteffekts systematisch zu kleine Korngrößen auf, da die Klasten willkürlich geschnitten und die gemessenen Längsachsen immer kleiner als die maximalen Klast-Längsachsen sind. Dies führt zu scheinbar schlechten Sortierungen und linksschiefen Häufigkeitsverteilungen der Korngrößen. Im direkten Vergleich (Abb. 11) zeigen Siebkorngrößen schmalgipflige und häufig bimodale Verteilungen in Folge der Agglomeration mehrerer Klasten in zementierten Proben.

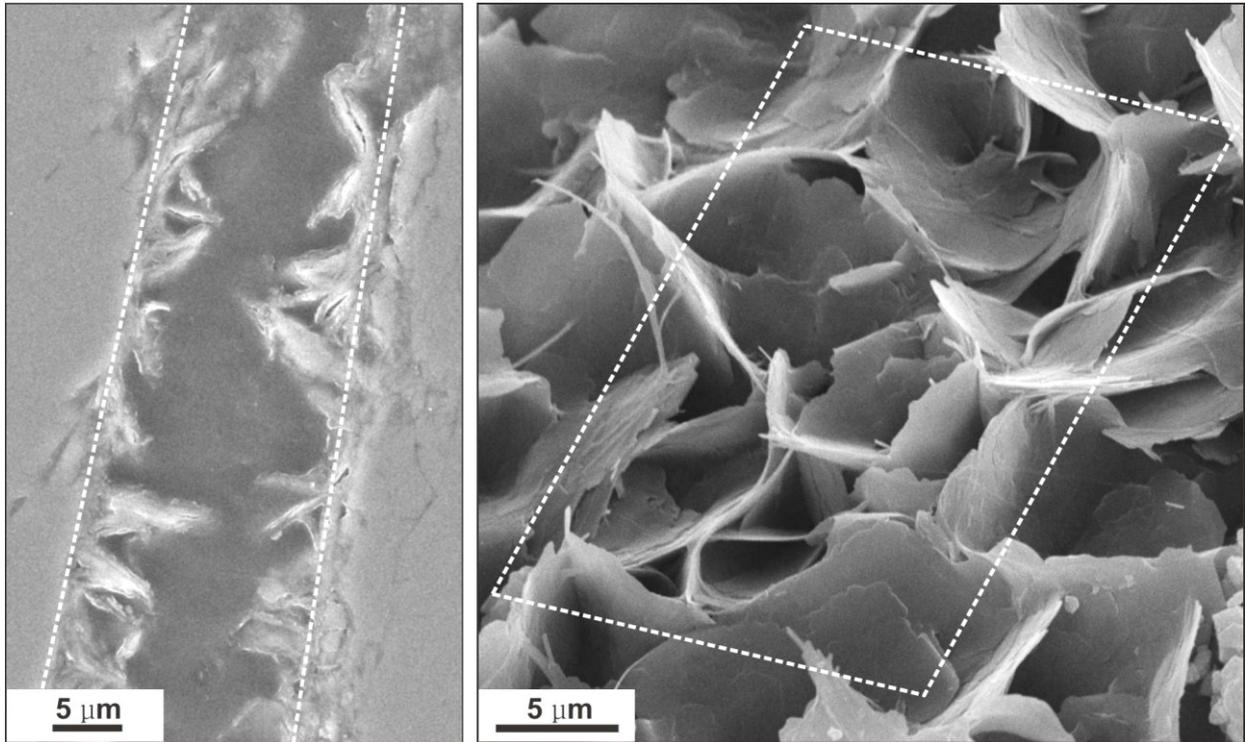
## Porenraumanalyse

Zur Untersuchung von Porosität, Porengrößenverteilung und Porengeometrie wurden unter 50-facher Vergrößerung je 20 Mikrofotos (PPL) pro Dünnschliff angefertigt. Die Auflösung (hier 1,374  $\mu\text{m}$  pro Pixel) ist ein Kompromiss aus Detailauflösung und der Wiedergabe einer möglichst großen, statistisch verwertbaren Anzahl an Poren. Sie wird an die Korngröße (hier: feine Mittelsandsteine), an die Qualität des Porenraums (hier: sehr gut) und an die Menge an porenüberbrückenden Tonmineralen (hier: selten) angepasst. Eine zu kleine Pixelgröße würde dazu führen, dass Porenräume durch fasrige Tonminerale künstlich segmentiert werden. Trotz geringer Pixelgröße wäre in diesem ungünstigen Fall nicht davon auszugehen, dass etwa Chloritrasen mit korrekter Rauigkeit wiedergegeben werden, da hierfür die Plattendicke (etwa 0,1 bis 0,2  $\mu\text{m}$ ) ausschlaggebend ist. Anforderungen an die Bildaufnahme am Mikroskop sind eine gleichmäßige Ausleuchtung bei offener Blende und eine einheitliche Wahl von Helligkeit und Farbtemperatur (Weißabgleich). Shading-Effekte von Helligkeit und Farbe verhindern eine automatische Erkennung von Poren.

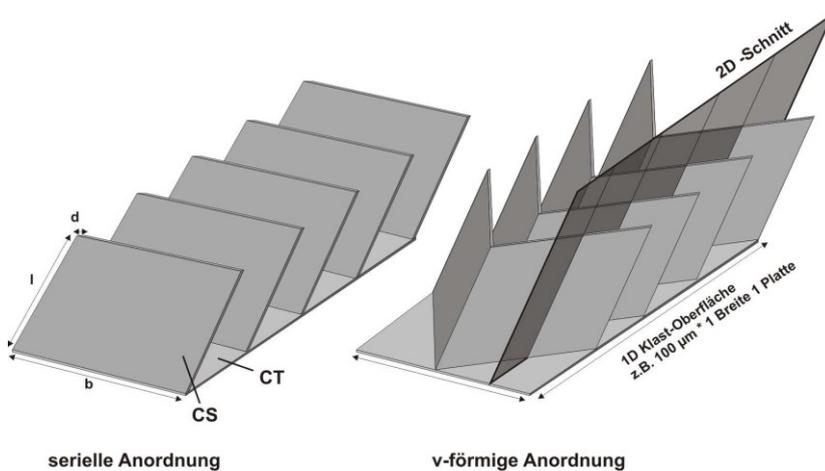
Die bildanalytische Auswertung erfolgt mit dem Programm Zeiss Axiovision 4.8 und umfasst folgende Bearbeitungsschritte, welche als Makros programmiert vorliegen:

- Korrektur von Kontrast, Helligkeit und Bildrauschen sowie Kantenverbesserung
- Segmentierung zu einem binären Bild (Festphase und Porenraum)
- Füllung von Löchern (Einbezug von Pixeln innerhalb von Poren)
- Erosion (Entfernung von Artefakten am Rand der Pore)
- Dilatation (Dehnung der Pore ohne zwei benachbarte Poren zu verbinden)
- Messparameter: Messung von vorgegebenen Parametern: Strecken, Flächen
- Zeichenparameter: grafische Darstellung vorgegebener Parameter

Alle automatischen Filtermethoden dienen dem Zweck ein automatisches Messprogramm zu erarbeiten welches die Fotos aller Dünnschliffe in gleicher Qualität, reproduzierbar ohne manuelle Eingriffe bearbeitet. Aus Zeitgründen empfiehlt es sich, die Pixel-Längenskalierung per Tabellenkalkulation nach der Messung vorzunehmen. Umrechnungsfaktoren sind: 1,374  $\mu\text{m}/\text{Pixel}$  (5 x Objektiv), 0,6927  $\mu\text{m}/\text{Pixel}$  (10x Objektiv), 0,3511  $\mu\text{m}/\text{Pixel}$  (20x Objektiv), 0,1712  $\mu\text{m}/\text{Pixel}$  (40x Objektiv). Zur korrekten Bestimmung der Porosität wird die Gesamtfläche aller Poren im Bild zur Rahmenfläche in Bezug gebracht. Eine Löschung der Randporen eines Bildes, wie in der Literatur teilweise beschrieben, ist nicht zulässig. **Tabelle VII (im Anhang auf S. A34)** beschreibt die untersuchten und daraus berechneten Größen.



**Abb. 12:** Engständigkeit subtangentialer Chloritrasen: Veranschaulichung der zweidimensionalen Plattendichte bezogen auf Strecken (links) und der 3D-Plattendichte bezogen auf eine Fläche.



**Abb. 13:** Anordnungen von Chloritplatten: Schema von serialen und v-förmigen Anordnungen von Platten, die im zweidimensionalen Schnitt dieselbe Plattendichte ergeben.

### Zur Pore exponierte Mineralphasen

Zur Ermittlung der Häufigkeiten porenraumexponierter Minerale wurde ein geometrisches Modell mit folgenden Eingabeparametern entworfen:

1. An lichtmikroskopisch aufgenommenen Bildern (100x Vergrößerung) wurde die Porengrenzfläche per Bildanalyse durch Streckenmessungen bestimmt. Es wurden 300 Strecken pro Probe an insgesamt 50 Proben ermittelt. Rauigkeiten werden nicht einbezogen, da die Auflösungsgrenze des Verfahrens für Tonminerale nicht ausreicht. Die damit erzielbare räumliche Auflösung wird durch die Wellenlänge des sichtbaren Lichts bestimmt: für grünes Licht ( $\lambda = 0,5 \mu\text{m}$ ) und eine numerische Apertur des Objektivs von  $A = 0,9$  errechnet sich eine Auflösung von  $d = \lambda/A = 0,56 \mu\text{m}$  ( $d$ : kleinster auflösbarer Abstand,  $\lambda$ : Wellenlänge; z.B. Tucker, 1996). In der Praxis bestimmt die Pixelgröße ( $0,69 \mu\text{m}/\text{Pixel}$ ) und die minimal erkennbare Objektgröße (vgl. Kayser, 2006) von ca. vier Pixeln ( $2,77 \mu\text{m}$ ) Kantenlänge die Auflösung. Authigener Illit und Chlorit werden getrennt nach ihrem morphologischen Typ aufgenommen (untersuchte Parameter im Anhang auf S. A19).

2. Mineralspezifische Rauigkeitsfaktoren errechnen sich aus der Engständigkeit von Tonmineral-Platten und Fasern sowie der Oberflächenmaße einzelner Tonminerale. Die zweidimensionale räumliche Plattendichte von Chlorit wurde an Dünnschliff-Sekundärelektronenbildern (REM) unter mittlerer (2000 x) Vergrößerung (für Übersicht und Zählstatistik) als Plattenanzahl pro  $100 \mu\text{m}$  vermessenem Kornrand ermittelt (vgl. Abb.12). Plattendichten werden für die morphologischen Typen CT, CS1 und CS2 separat ausgewertet (Tab. 1). Zur Übertragung auf den dreidimensionalen Fall wurde, entsprechend den Beobachtungen an Gesteinsbruchstücken (REM), eine v-förmige Anordnung der Platten angenommen (Abb. 13). Eine Überprüfung an Gesteinsbruchstücken ergibt, dass unter den subtangential angeordneten Chloritplatten ausnahmslos tangentiale Chlorite (CT-Typ) liegen, die mit ihren Basisflächen dem Porenmedium zugewandt, in das Modell mit eingehen. Oberflächen von Klasten und Tonkutanen sind unmittelbar unter den subtangentialen Chloritrasen nicht frei zum Porenmedium exponiert. Untersuchungen im Lichtmikroskop unter höchster Vergrößerung zeigen, dass tangentiale Chlorite nicht isopach und einlagig sondern meist aus mehreren Plattenlagen aufgebaut sind.

Die Breite und Dicke von Chloritplatten wurde an Gesteinsbruchstücken im REM (SE) bei 15000-facher Vergrößerung vermessen, in welcher Chloritplatten bereits formatfüllend abgebildet werden. Plattenlängen wurden an Dünnschliffbildern (REM, SE) jeweils separat für den CT- und den CS-Typ an einer großen Zahl von Platten vermessen. Die Genauigkeit der Vermessung ist hoch, da die Software des REM bereits eine Skalierung (Umrechnung  $\mu\text{m}/\text{Pixel}$ ) im TIF Bild hinterlegt. Die Oberflächen von Chloritplatten werden zu flachen Quadraten vereinfacht, wobei angenommen wird, dass tangentiale Platten mit der Basisfläche auf dem Klasten und subtangentiale Platten mit einer ihrer Längskanten aufsitzen (Tab. 2).

Illite sind durchweg als Fasern ausgebildet, die nach Probentrocknung zu Faserbündeln verkleben (Abb. 50 auf S. 99). Es wird angenommen, dass jede einzelne Illitfaser im wasserbenetzten Zustand mit ihrer vollen Oberfläche zur Pore exponiert vorliegt. Da die Dickenmessung von Einzelfasern zu ungenau ist, wurden Breiten von Faserbündeln gemessen und diese durch die Anzahl der Fasern, welche einheitlich etwa  $15 \times 15$  Fasern trägt, dividiert. Die räumliche Dichte von Faserbündeln pro  $100 \mu\text{m}$  Kornrand wurde in gleicher Methode, wie bei Chlorit ermittelt. Porenüberbrückende Fasern werden zur Hälfte zu einem Kornrand gerechnet

### 3 Material und Methoden

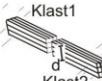
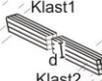
(x 1/2). Faserlängen werden separat für den IM1- und den IM2-Morphotyp an Dünnschliffbildern (REM, SE) vermessen. Einzelfasern (Dicke s.o.) werden als stabförmig, mit quadratischem Querschnitt angenommen. Die errechnete Oberfläche einer einzelnen Illitfaser beträgt damit 1/8 der Größe einer Chloritplatte (Tab. 2). Rekristallisierte Tonkutane (IC) wurden wie subtangente Chlorit-Kornüberzüge behandelt (CS), da diese randlich zur Pore hin mit grobkristallinen Chloritleisten besetzt sind. Die in den Tonkutanen enthaltenen Illite werden für die Ermittlung der Rauigkeit nicht berücksichtigt, da nicht geklärt ist, inwieweit die tieferen Schichten im Kutan mit dem Porenmedium in Kontakt treten. Aus der Plattengeometrie resultieren Rauigkeitsfaktoren von 1,09 für tangente Chlorite, 3,98 für subtangente Chlorite mit geringer und 5,09 mit hoher Plattendichte. Rauigkeitsfaktoren für weitständigen Illit betragen 4,56, für engständigen 6,92 (Tab. 2). Für alle übrigen Mineralphasen werden glatte Oberflächen (1,00) angenommen.

3. Relative Anteile porenraumexponierter Mineralphasen errechnen sich durch Multiplikation der glatten Oberflächenanteile mit den mineralspezifischen Rauigkeitsfaktoren.

4. Zur Umrechnung auf absolute Oberflächen wird ein Modell der Porenoberfläche, charakterisiert durch die Gesamt-Porenvolumen (Porosität), die Porendichte (1/mm<sup>3</sup>) und die geometrische Porenform erstellt (Abb. 14): Einzelporen werden als Bipyramiden angenommen, die

**Tab. 1: Geometrie einzelner Mineralplatten und -fasern**

Ausmaße der Einzelminerale und ihre Rauigkeitsfaktoren

	Plättchen						räumliche Dichte von Fasern bzw Plättchen	
	L	B µm	H	Oberfl. µm <sup>2</sup>	Vol. µm <sup>3</sup>	Oberfl. / Volumen		
Quader	a	b	c	$2*(a*b + a*c + b*c)$	$a*b*c$		2D: 1/100 µm Klast- Oberfl.	3D: Tonmineral- Oberfläche / Klast-Oberfl.
kleiner, flacher Quader (Bsp.)	2	2	0,2	0,54	0,80	0,67	(µm / µm)	(µm <sup>2</sup> / µm <sup>2</sup> )
großer flacher Quader (Bsp.)	20	20	2	41,34	800	0,05		= <b>Rauigkeitsfaktor</b>
 <b>Plättchen CT</b> (Top und Seitenflächen)	5,20 <sup>*1</sup>	6,68 <sup>**1</sup>	0,13 <sup>**2</sup>	37,94	4,66	8,15	7,59 <sup>*1</sup>	<b>1,09</b>
 <b>Plättchen CS1</b> (-1 laterale Fläche)	4,80 <sup>*2</sup>	6,68 <sup>**1</sup>	0,13 <sup>**2</sup>	66,31	4,29	15,44	15,19 <sup>*2</sup>	<b>3,98</b>
 <b>Plättchen CS2</b> (-1 laterale Fläche)	5,83 <sup>*3</sup>	6,68 <sup>**1</sup>	0,13 <sup>**2</sup>	80,40	5,22	15,40	17,17 <sup>*3</sup>	<b>5,09</b>
 Einzelfaser IM1	19,04 <sup>*4</sup>	0,066	0,066	5,08	0,08	60,17		
 1/2 Faserbündel <b>IM1</b> (1µm dick. <sup>**3</sup> ) *225 Fasern / Bündel	19,04 <sup>*4</sup>	0,066	0,066	571,69	9,50	60,17	5,00 <sup>*4</sup>	<b>4,56</b>
 1/2 Faserbündel <b>IM2</b> (1µm dick. <sup>**3</sup> ) *225 Fasern / Bündel	11,52 <sup>*5</sup>	0,066	0,066	346,37	5,75	60,23	12,50 <sup>*5</sup>	<b>6,92</b>

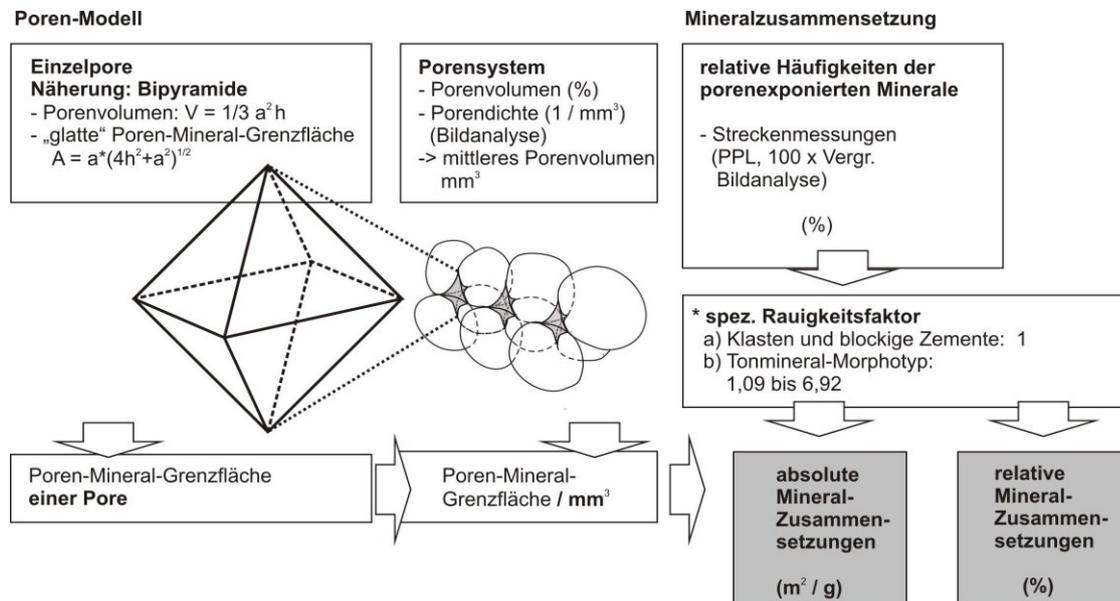
**Plättchen-Länge:** Mittelwert aus 55<sup>(\*1)</sup>, 54<sup>(\*2)</sup>, 186<sup>(\*3)</sup>, 41<sup>(\*4)</sup>, 39<sup>(\*5)</sup> Messungen (REM-Dünnschliff)

**Plättchen-Breite und -Dicke:** Mittelwert aus 40<sup>\*\*1</sup>, 33<sup>\*\*2</sup>, 32<sup>\*\*3</sup> Messungen (REM-Gesteinsbruchstücke)

**räumliche Plattendichte:** Mittelwert aus 76<sup>#1</sup>, 64<sup>#2</sup>, 63<sup>#3</sup>, 10<sup>#4</sup> Messungen (REM-Dünnschliff)

sich in den Zwickeln der Klasten einer Kugelpackung befinden. Pyramidenoberflächen errechnen sich aus der dreidimensionalen Porendichte und dem Porenvolumen, wobei ein gleichmäßiger Abstand der Poren angenommen wird. Die Flächensumme der Pyramiden ergibt die summarische Porenoberfläche pro Volumen.

5. Absolute Mineraloberflächen (pro Volumen) errechnen sich aus den relativen Oberflächen mit der Flächensumme des Pyramiden-Porenmodells. Oberflächen pro Gramm errechnen sich über die Dichte von  $2,4 \text{ g/cm}^3$  (aus Schön, 1983: Mittelwert polnischer Sandsteine des Permosilesiums).



**Abb. 14:** Poren-Oberflächenmodell: Geometrisches Modell zur semiquantitativen Berechnung der effektiven Mineralzusammensetzungen: Porenmodell als Bipyramide mit quadratischem Querschnitt; die Summe der Pyramiden-Oberflächen errechnet sich aus Porendichte und Porenvolumen sowie Pyramidenfläche; Rauigkeitsfaktoren siehe Abb. 13.

#### BSE -Bilder (600x Vergr.)

Bildanalyse: (2D) Oberflächen der Poren innerhalb von:

1. Feldspatklasten (a: n=49, b: n=19) jeweils für eine
2. vulk. Lithoklasten (a: n=93, b: n=19) a) intensiv bzw.
3. Karbonatzement (a: n=16, b: n=42) b) schwach alterierte Probe

-> Porenvolumen und räumliche Porendichte ( $1 / \text{mm}^3$ ) für jeden untersuchten Mineraltyp

#### Intraporen-Modell

Würfelförmige Poren

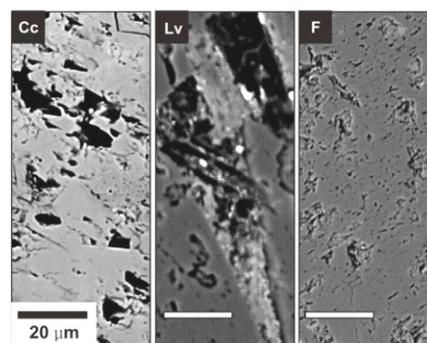
$$A_{\text{Pore}} = 6 \cdot V^{1/2} = (\text{Porosität}_{\text{intra}} / 100) \cdot 10^9 / (\text{Porendichte} / \text{mm}^2)$$

#### Ergebnis: Porenoberflächen

	a)	b)
Feldspatklasten	$6,07 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{g}$	$4,61 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{g}$
vulk. Lithoklasten	$6,02 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{g}$	$2,42 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{g}$
Karbonatzement	$3,14 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{g}$	$4,15 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{g}$

#### \* volumetrische Mineral-Häufigkeiten

-> Näherungswert für Intragranular bzw. Intra-Zement-Oberflächen



**Abb. 15:** Ermittlung innerer Oberflächen von Karbonatzement, Vulkanoklasten und Feldspatdetritus: Vereinfachtes Modell zur Berechnung von Oberflächen der Poren innerhalb von Klasten und Zementen mit Hilfe von Rückstreuелеktronenbildern.

#### **Berechnung der Intragranularporosität**

Die Bestimmung der Intragranularporosität erfolgte an Rückstreuелеktronenbildern (BSE) mit 600-facher Vergrößerung. Bilder im TIF Format wurden auf 8 bit BMP konvertiert, scharfgezeichnet, die Mineralphase ausgeschnitten und anschließend im Bildanalyseprogramm nach Festphase und Porenraum (schwarz im BSE-Bild) segmentiert. Dreieckige Ausbrüche mit geraden Kanten, die tiefer als die Schlifffdicke sind, wurden im Grafikprogramm manuell deselektiert. Proben werden in zwei Typen mit schwacher und starker Anlösung anhand der Intragranularporosität (Info: Pointcounting) eingeteilt. In jedem Alterationstyp wurde separat für detritische Feldspäte, Vulkanitklasten und Calcizement an jeweils mehr als 50 Bildern pro Mineraltyp die intragranulare Porosität (Porenfläche) und die Oberfläche (Umfang der Poren) ermittelt. Eine sichere Mineralbestimmung wird durch den Elementkontrast der BSE-Bilder und durch zusätzliche EDX-Kurzmessungen sichergestellt. Multipliziert mit der volumetrisch bestimmten Häufigkeit mikroporöser Minerale (Pointcounting) errechnet sich so die Intragranularporosität für drei Mineralklasse so für jede Probe.

Oberflächen innerhalb von detritischen Feldspäten, Vulkanitklasten und Calcizement wurden mit Hilfe eines stark vereinfachten geometrischen Modells berechnet. Zur Umrechnung auf den dreidimensionalen Fall werden würfelförmige Poren und gleichmäßige Porenabstände angenommen. Die Oberflächen selbst werden als glatt (ohne Rauigkeitsfaktor) berechnet. Somit errechnen sich die Größen innerer Oberflächen für drei Mineraltypen und zwei Anlösungsgrade (Abb. 15).

#### **Kathodo-Lumineszenz-Mikroskopie**

Um Zonierungen zu erkennen, und verschiedene Generationen von Karbonat- und Quarzement zu unterscheiden, wurden polierte und mit Kohlenstoff bedampfte Dünnschliffe an einem Heißkathoden-Lumineszenzmikroskop (Modell HC1-LM) der TU Bergakademie Freiberg untersucht. Verwendet werden Objektive mit 4x und 10x Vergrößerung. Die Bedingungen für Vakuum, Spannung und Strom betragen  $10^{-6}$  bar, 14 kV und 0,3-0,4 mA. Bilder werden mit einer Digitalkamera (Modell Kappa 961-1138CF20CXC) und Belichtungszeiten von einer bis 40 Sekunden aufgenommen.

Unter Beschuss mit einem Elektronenstrahl lumineszieren bestimmte Minerale in spezifischer Wellenlänge und Intensität. Die Lumineszenz von Calcit wird durch Einbau von Fremdionen ins Kristallgitter erklärt, wobei einige Elemente als Aktivatoren (z.B. Mn) und andere als Dämpfer (z.B. Fe und Ni) wirken (Tucker, 1996). Empirische Beobachtungen zeigen gelblich orangefarbene Lumineszenzfarben in Mn-führenden Calciten. Der Einbau von  $>1-1,5$  mol-% (Pierson, 1981) bzw.  $>2-3$  mol-% (Platt, 1991) an Fe(II) führt zur Dämpfung der Lumineszenz. In Fe-Mn-Calciten entscheidet das Verhältnis beider Elemente über die Intensität und die Farbe: orange-gelb für Mn/Fe  $>1$  und rot-orange für Mn/Fe  $<1$ . Der Einbau von Mangan in Dolomit führt zu ziegelroter Lumineszenz (z.B. Pierson, 1981; Platt, 1991, Tucker, 1996). Lumineszenz von Feldspäten beruht hauptsächlich auf dem Na/K-Verhältnis und dem Einbau von Fremdionen, wie Ti, Fe(III) und Mn (Tucker, 1996). Dagegen wird die Lumineszenz von Quarz auf den Ordnungsgrad des Kristallgitters, auf Deformationen des Gitters, und den Einbau an Spuren von Ti, Fe, Al und Ionen mit kleinen Ionenradien begründet (Matter und Ramseyer, 1985; Zinkernagel, 1978). Farbeindrücke und beobachtete Intensitäten sind als qualitativ zu betrachten und dienen der Unterscheidung von Wachstumsgenerationen an Mineralen. Sie sind abhängig von der Art des eingesetzten Heißkathodengeräts, von der Belichtungszeit, den

Spannungs- und Stromeinstellungen sowie von der Art der Probenoberfläche (Platt, 1991; Tucker, 1996).

### Tonmineralogie (XRD)

Röntgendiffraktionsanalysen wurden an Texturpräparaten der Fraktion  $<2 \mu\text{m}$  mit einem Seifert XRD 7 Gerät mit Bragg-Brentano-Geometrie durchgeführt (Cu-Anode, Ni-Filter,  $U_a=40 \text{ kV}$ ,  $I_a=40 \text{ mA}$ ,  $L=1,540598 \text{ \AA}$ , Schrittweite  $0,02^\circ 2\theta$ ; normal+getempert:  $3-70^\circ 2\theta$  mit 3 s Zählzeit pro Schritt, glykolisiert:  $3-30^\circ 2\theta$  mit 1 s Zählzeit/Schritt). Die Beugungserscheinungen werden durch die Bragg'sche Gleichung beschrieben:  $n \cdot \lambda = 2d \cdot \sin\theta$ ; mit n: ganzzahlige Ordnung der Netzebene; d: Netzebenenabstand des Minerals in  $[\text{\AA}]$ ;  $\theta$ : Glanzwinkel gegen die Netzebene gemessen;  $\lambda$ : Wellenlänge der Röntgenstrahlung.

Proben wurden dreimal, zunächst luftgetrocknet, dann gesättigt mit Ethylenglykol und schließlich nach Erhitzung auf  $550^\circ\text{C}$  gemessen. Die Glykolisierung im Exsikkator dient dem Zweck der maximalen Aufweitung quellfähiger Tonminerale, während die Temperung bei  $550^\circ\text{C}$  Zwischenschichtwasser entfernt und das Kristallgitter von Kaolinit kollabieren lässt (Brindley & Brown, 1980). Die Abtrennung der Tonfraktion ( $<2 \mu\text{m}$ ) erfolgte an etwa 500 g Probenmaterial im Atterberg-Zylinder unter Zugabe eines Dispergierungsmittels ( $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ -Lösung). Die Herstellung von Texturpräparaten auf einem Keramikträger wurde durch Auftropfen von Proben-suspension und schnelles Absaugen mit einer Vakuumpumpe erreicht, was eine Korngrößen-trennung verhindert. Techniken zur Tonmineralpräparation sind in der einschlägigen Fachliteratur nachzulesen (z.B. Moore & Reynolds, 1997; p. 206 ff). Eine qualitative und semi-quantitative Auswertung erfolgte basierend auf Powder Diffraction Files von JPDS-ICDD mit dem Programm MacDiff (vgl. Petschick, 2002) unter Verwendung gängiger Bestimmungslite-ratur (Brindley & Brown, 1980; Moore and Reynolds, 1997). Folgende Untersuchungen wur-den vorgenommen:

- Bestimmung der Tonmineralphasen
- semiquantitative Bestimmung der relativen Anteile nach Reflexhöhe und Reflexfläche
- Ermittlung der Halbwertsbreiten

Die Identifikation von Tonmineralen erfolgt mit Hilfe ihrer Basisreflexe und erfordert mindes-tens drei Reflexe, welche sich nicht mit anderen Mineralen überlagern (Brindley & Brown, 1980). Eine Übereinstimmung der relativen Intensitätsverhältnisse mit denen im PDF, ist bei Texturpräparaten an die Vorzugsorientierungen plättchenförmiger Tonminerale angepasst (Moore & Reynolds, 1997). Intensitäten werden als Peakfläche gemessen, die aufgrund vari-abler Peakbreite und Form nicht linear mit der Peakhöhe zusammenhängt (Hillier, 2003). Eine semiquantitative Peakflächenanalyse liefert ausreichend verlässliche Ergebnisse zu den Un-terschieden verschiedener Proben und zum Aufzeigen von Trends, da in Sedimentgesteinen einheitliche chemische Zusammensetzungen, homogene Korngrößen und homogene Kristal-linitäten der Phasen ohnehin nicht gegeben sind (Petschick, 2002; Hug, 2004). Eine Rietveld-Analyse zur Quantifizierung von Mineralen konnte nicht durchgeführt werden, da die Analysen ohne inneren Standard durchgeführt wurden und die Tonmineralabtrennung ( $2 \mu\text{m}$ ) selektiv Minerale größerer Korngröße entfernt (Chlorit hier um  $6-7 \mu\text{m}$ ; vgl. Tab. 2, S.19).

#### **Rasterelektronen-Mikroskopie**

Um die Größe, die Morphologie und die Verwachsungsbeziehungen von Mineralen im Gesteinsverband zu bestimmen, wurden Untersuchungen am Rasterelektronenmikroskop durchgeführt. Zum Einsatz kam die Typen Hitachi S-4000 der TU Berlin (kalte Feldemissionskathode,  $U_a = 20$  kV) und Leo1450 VP der ECU Tübingen (Wolfram-Kathode;  $U_a = 15$  kV,  $I_a = 2,45$  nA, 8-12 mm Arbeitsabstand), jeweils im Rückstreuelektronenmodus (BSE) und im Sekundärelektronenmodus (SE). Der BSE-Modus ermöglicht über Elementkontrastbilder eine Unterscheidung von Mineralphasen, weist jedoch bedingt durch den Radius der Anregungsbirne eine räumliche Auflösungsgrenze von etwa einem  $\mu\text{m}$  auf. Dagegen wirkt im Sekundärelektronen-Modus hauptsächlich der Durchmesser des Elektronenstrahls (5-50 nm) limitierend auf die Bildauflösung (Fischer, 2003).

Aufnahmen an C-bedampften Dünnschliffen wurden zur Dokumentation von Tonmineralen und zur späteren bildanalytischen Bestimmung der räumlichen Dichte von Chloritplatten und Illitfasern angefertigt. Außerdem war eine Messung der Chlorit-Zusammensetzung mit geringem Strahldurchmesser möglich. Gesteinsbruchstücke von 1-5 mm Größe wurden auf runden Aluminium-Probenträgern mit selbstklebenden Kohlepad für hohe räumliche Auflösungen mit Gold bedampft. Ziele der Untersuchung von Gesteinsbruchstücken waren:

- die Dokumentation der Tonmineral-Morphotypen
- die Vermessung der Tonmineral-Einzelminerale in verschiedenen Proben separat für Morphotypen; Chlorit und Illitminerale sind bereits bei 15000 x Vergrößerung formatfüllend dargestellt; höhere Auflösungen sind nicht nötig, da die Oberflächengröße von den Basisflächen, nicht von der Dicke bestimmt wird
- die Übertragung der räumlichen Dichte von Tonmineral-Platten und Fasern auf den dreidimensionalen Fall
- die Überprüfung des Grads der Ummantelung von Klasten durch Kornüberzüge; bei subtangentialen und radialen Tonmorphotypen insbesondere auch der Bereich zwischen den Platten
- die Bestimmung von Verwachsungsbeziehungen zwischen authigenen Mineralen, zum Beispiel die relative Abfolge von Illit und Chlorit und das Auftreten von Post-Chlorit-Phasen
- die Ermittlung der räumlichen Heterogenität von Tonmineralen und weiteren authigenen Phasen, besonders im Hinblick auf die Position relativ zum Porenhals und zum Porenbauchbereich
- die Dokumentation der Porengröße, Porenhalszementierung sowie der Porenvernetzung mit Hilfe von Übersichtsaufnahmen

#### **Elektronenstrahl-Mikrosonde**

Zur Bestimmung der chemischen Zusammensetzung von Zementen und Klasten sowie zur Abschätzung der Verteilung von Mineralphasen innerhalb von Tonmineral-Kornüberzügen wurden Analysen an polierten, C-bedampften Dünnschliffen an der Elektronenstrahl-Mikrosonde durchgeführt. Zum Einsatz kam das Modell Cameca SX50 der FSU Jena und ein Jeol JXA 8900 RL des Elektronenmikrosondenlabors am Geowissenschaftlichen Zentrum der Universität Göttingen. Das Modell Cameca SX50 wurde unter 20 kV und 20 nA Arbeitsbedingungen im BSE-Modus betrieben. Es wurden BSE-Bilder zur bildanalytischen Auswertung,

EDX-Analysen und Elementverteilungsbilder angefertigt. Arbeitsbedingungen der Jeol JXA 8900 RL-Mikrosonde waren  $U_A=15$  kV,  $I_A=12$  nA und ein Strahldurchmesser von etwa 7  $\mu\text{m}$ . Hier wurden WDX-Analysen durchgeführt und durch BSE-Bilder mit hohem Elementkontrast dokumentiert. Die Qualitätskontrolle erfolgte über die Betrachtung der Kationensumme (für Karbonat zwei Kationen + sechs Anionen; Toleranzgrenze:  $\pm 0,02$  Kationen) sowie über mitgemessenes Silizium. Folgende Elemente wurden gemessen (angegeben als Oxid-% oder Karbonat-%):

WDX:  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{SrCO}_3$ ,  $\text{FeCO}_3$ ,  $\text{MnCO}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{SO}_3$ ,

EDX:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{BaO}$ ,  $\text{SrO}$ ,  $\text{SO}_3$

Ziele der Mikrosonden-Analysen waren:

- die Darstellung der Verteilung von Elementen (und damit von Mineralphasen) innerhalb von Tonmineral-Kornüberzügen und Tonkutanen sowohl in roten als auch in gebleichten Sandsteinen durch 8-Kanal-Elementverteilungsbilder und Elementkontrastbilder (BSE)
- Bestimmung der Mineralphasen innerhalb von Kornüberzügen, insbesondere auch jene geringer Häufigkeit z.B. Anatas, Zirkon, Apatit, Albit
- Unterscheidung der Wachstumsgenerationen und Zonierungen von Karbonatzementen und Diskriminierung von roten und grauen Sandsteintypen anhand der Zusammensetzung ihrer Karbonatzemente; Messung von Profilen; Abgleich der chemischen Zusammensetzung mit Bildern der Kathodo-Lumineszenzuntersuchung
- Bestimmung der Mineralzusammensetzung der porenraumexponierten Phasen
- Dokumentation der intragranularen Porosität anhand von BSE-Bildern
- Identifizierung von lichtmikroskopisch schwierig bestimmbar Mineralphasen
- Dokumentation der räumlichen Verteilung von Mineralphasen (Hämatit, Chlorit)

Große Anregungsvolumina ( $>5$   $\mu\text{m}$  Strahldurchmesser) und filigrane Strukturen von Tonmineralen bedingen: 1. geringe Mess-Summen (totals) durch mitgemessenes Kunstharz, 2. Mischanalysen durch Messung von Mineral-Vermengungen, wie z.B. Hämatit+Illit oder Chlorit+Illit. Die Messung von Tonmineralen erfolgte aus folgenden Gründen per EDX:

- Chlorit und Illit treten ausschließlich als räumliche Vermengung auf. Aufgrund des Durchmessers der Anregungsbirne und Mineralgröße sind Einzelminerale räumlich nicht erfassbar.
- mitgemessenes Kunstharz führt zu geringen Analysesummen und verhindert hoch präzise Messungen
- Tonmineraloberflächen sind nie vollkommen eben, wodurch laut [Deutrich \(1993\)](#) eine Messung mit vier Detektoren, die in vier Raumrichtungen angeordnet sind (WDX) allein aufgrund der Probenmorphologie zu weniger präzisen und reproduzierbaren Ergebnissen führen als Messungen mit einem Detektor in einer Raumrichtung (EDX).

### **Gesamtgesteins-Chemie mittels RFA und ICP (OES/MS)**

An homogenisierten Proben wurde die chemische Zusammensetzung des Gesamtgesteins mittels Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) und induktiv gekoppelter Plasmaspektroskopie ICP (OES/MS) gemessen. RFA-Analysen wurden an einem sequentiellen wellenlängen-dispersiven RFA-Spektrometer (Phillips PW2400) durchgeführt. Analysen wurden von D. Pudlo in

Auftrag gegeben. Für RFA-Analysen wurden Schmelztabelle für Hauptelemente und Presstabletten für Spurenelemente verwendet. Zur Korrektur des Gewichtsverlusts beim Aufschmelzen der Probe wurde der Glühverlust (LOI) durch Glühen auf 1100°C für 2-3 Stunden ermittelt. Der relative Fehler  $1\sigma$  beträgt etwa 1% für Hauptelemente und 5% für Spurenelemente. ICP-Analysen wurden an den Modellen Spectroflame der Fa. Spectro Analytical (ICP-OES) und Quadrupole XSeriesII der Fa. Thermo Fischer Science (ICP-MS) nach Totalaufschluss in HF und HClO<sub>4</sub> (180°C, 12 h) durchgeführt.

### Bestimmung spezifischer Oberflächen

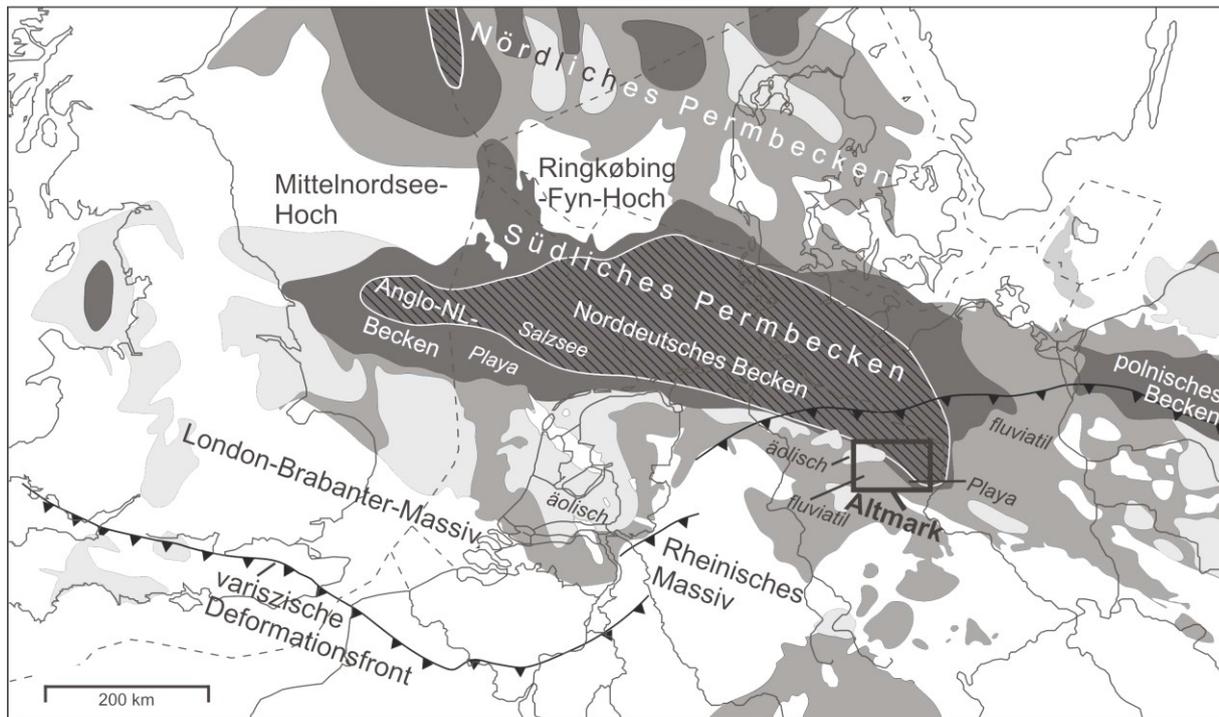
Die spezifische Oberfläche (in m<sup>2</sup>/g) wurde mittels BET (Brunauer, Emmet, Teller)-Verfahren mittels Adsorptionsisothermen von N<sub>2</sub>-Gas ermittelt (vgl. Brunauer et al., 1938). Analysen wurden von D. Pudlo in Auftrag gegeben. Das Funktionsprinzip beruht auf der Adsorption von inertem Gas auf eine evakuierte Festkörperoberfläche mittels van-der-Waals-Kräfte als einmolekulare Schicht in Abhängigkeit vom Relativdruck  $p/p_0$  ( $p$ : Partialdruck des Gases,  $p_0$ : Gleichgewichtsdampfdruck). Über das adsorbiertes Volumen und den Platzbedarf des Gasmoleküls (N<sub>2</sub>: 0,16 nm<sup>2</sup>) kann die von der Molekülschicht eingenommene Fläche berechnet werden (Gregg & Sing, 1991).  $S_{BET} = (a * V_m * N)/(V_M * w_s)$ ; mit  $a$ : Fläche des Gas-Monolayers (m<sup>2</sup>);  $V_m$ : Gasvolumen m<sup>3</sup> unter Standard Druck und Temperatur;  $N$ : Avogadro'sche Konstante;  $V_M$ : molekulares Gasvolumen (m<sup>3</sup>/mol);  $w_s$ : Dichte der Trockenphase.

## 4 Faziesanalyse

### 4.1 Stand der Forschung

#### 4.1.1. Räumliche Fazieszonierung im Südlichen Permbecken

Das allgemeine Modell der Zonierung von Faziesgürteln im Südlichen Permbecken (SPB) geht von einem kontinentalen abflusslosen Becken mit einer zentralen Playa im Wüstenklima aus (Abb. 16). Norddeutschland lag auf etwa 15° nördlicher Breite (Ziegler, 1990; Glennie, 1982; Gaupp & Okkerman, 2011). Die Kontinentalität der Seesedimente (vgl. Platt, 1991), die negative Wasserbilanz, die interne Drainage und eine Austrocknung des Beckens über 75% der Zeit machen das SPB zu einer Playa im engeren Sinne (nach Briere, 2000). Die Beckenmorphologie weist einen steilen Beckennordrand und flachen Südrand auf, so dass sich die Breite der Faziesgürtel zwischen dem Abtragungsgebiet und dem Salzsee am Südrand auf bis zu 400 km beläuft (Glennie, 1972). Seemann (1982) benennt die drei hauptsächlichen Faziestypen als fluviatil, äolisch und lakustrin (einschließlich Playasee). Die Fazieszonierung geht von einem zentralen Salzsee aus, der nach außen hin von Gürteln salinärer Tonebenen, trockener Tonebenen, Sandebenen mit äolischen Dünen und, angrenzend an das Abtragungsgebiet, einer alluvialen Schwemmebene umgeben wird (Abb. 16; Glennie 1972; Gast et al., 1998, 2010). Das Beckenzentrum der Havel-Müritz-Senke (NEDB) lag im Gebiet der Untereibe (Raum Wittenberge/Müritz) der Havel-Müritz-Senke (Plein, 1995; Hoth, 1997) und der Beckensüdrand im Subherzyn mit Übergängen zu den intramontanen Rotliegendbecken im Süden (z.B. Ziegler, 1990; Bachmann & Hoffmann, 1995). Aufgrund der enormen räumlichen Ausdehnung der Playa existiert kein rezentes Analogbeispiel (Gaupp, 2003). Kleinere Beispiele, wie etwa das Lake Eyre-Becken sind jedoch vergleichbar (Abb. 19 auf S. 39). Ähnliche Ablagerungsräume sind die rezente Salton Sea (Imperial Valley, USA; Gast et al., 2010) oder die Umgebung des Kaspischen Meeres (Plein, 1978).



**Abb. 16:** Südliches Permbecken mit der Zonierung der Faziesgürtel: Paläogeographische Karte mit den drei Teilbecken (Niederlande, Norddeutschland und Polen), zur Zeit des Oberrotliegend II. Abtragungsgebiete weiß; Sedimentationsräume äolisch, fluviatil, Sand- und Tonebenen sowie Playas (zunehmend dunklere Grautöne); Arbeitsgebiet im Rahmen; Karte und Beschriftung nach Ziegler (1990), Kiersnowski et al. (1995) und Geluk (2007).

Das zentrale Element des salinaren (Playa-) Endbeckens ist ein perennierender Wüstensee (Glennie 1972; Gast, 1988, 1991). Periodische Schwankungen des Seespiegels bewirken ab der höheren Havel-Subformation (etwa ab dem Wustrow-Sandstein) laterale und damit in Bohrprofilen vertikale Faziesübergänge im Altmark-Raum (Gast, 1988, 1991; Gast & Gebhardt, 1995). Im Randbereich des Sees kommen bei ausreichender Sandzufuhr und Wellenbewegung auch Vorstrand- und Strandsande zur Ablagerung (Platt, 1991; Gast, 1991; Gast et al., 1998). Plein (1995) geht von einem Streifen quarzreicher Strandsande von der Wesermündung bis zur Elbe aus. Bezogen auf die Schwankungen des Seespiegels bilden sich die Sandsteine des Küstengürtels (heute Erdgaslagerstätten) während stabiler oder regressiver Phasen (Gralla, 1988; Kleditzsch, 2004). Somit werden Strandsande am Beckenrand mit den Haliten der Beckenfazies korreliert (Gralla, 1989). In Tonebenen, welche in der unteren Playa an den Salzsee angrenzen (Gast et al., 2010), erfolgt die Sedimentation sowohl durch Wasser als auch durch Wind. Tonsteine und pelitische Mischgesteine können sogar durch äolische Akkumulation von Tonpellets entstehen (Gaupp, 2003; Hug, 2004).

Sandebenen umgeben die Tonebenen und bilden Sandsteingürtel am Beckensüdrand des NEDB. Faziell werden diese von Rieke (2001) zu ephemeren Überschwemmungsgürteln gerechnet, was einen eher aquatischen Transportmechanismus impliziert. Dagegen gehen Legler (2006) und Fischer et al. (2007) für die Havel-Subgruppe von einer gemischten äolischen und fluviatilen Fazies am Beckensüdrand aus. Zu ähnlichen Interpretationen kommen auch paläogeographische Rekonstruktionen (Ziegler, 1990). Innerhalb des Küstensandgürtels werden Dünenfelder mit Interdünen und Sandmeere (Ergs) im zentralen Teil, von randlich gelegenen Sandebenen unterschieden. Diese sind je nach Topographie und Tiefe des

Grundwasserspiegels in trockene, feuchte und nasse Sandebenen gegliedert (Gast et al., 2010). Trocken-äolische Ablagerungen, zu denen auch äolische Flächensande zählen, werden mindestens 8 Meter und feuchte Sandebenen etwa 3-6 Meter über dem Seespiegel abgelagert (James, 1985). Letztere werden bereits stark von Kapillarsaum des Grundwassers beeinflusst und enthalten frühe Gips- und Halitausblühungen (Drong et al., 1982; Fryberger, 1993; Kocurek et al., 2001; Gast et al., 1998, 2010). Im Gebiet der heutigen Altmark (zur Zeit der Elbe-Subgruppe) findet die hauptsächliche äolische Sedimentation von der Gardelegen-Senke im Süden bis zur westlichen Bismarckschwelle statt (Kleditzsch, 2004). Eine regionale Korngrößenabnahme nach NE in Richtung Altmarkschwelle, wie sie Kleditzsch (2004) beschreibt, weist auf eine äolische Sedimentumlagerung durch NE-Passatwinde hin (vgl. Glennie, 1972). Sediment-Schüttungen von der Schwelle scheinen nur von lokaler Bedeutung zu sein. Der hauptsächliche Anteil des aquatischen Sedimenttransports gelangt über ephemere Flüsse ins Becken. Abtragungsgebiete sind die Reste des variszischen Gebirges, welche als Regenfänger ausreichend Feuchtigkeit für Verwitterung und Sedimenttransport beziehen (Glennie 1972; Gralla, 1988). Flussläufe sind als Wadis und Fremdlingflüsse, analog zum Unterlauf des rezenten Nils zu sehen und enden blind-auffächernd im Becken (oder im Salzsee). Lokal sind, bei ausreichendem Gradienten, auch kleine Alluvialfächern anzunehmen, die lokal Abtragungsschutt aus Karbon und Unterrotliegend in die umliegende Sand- und Tonebenen schütten (Gast, 1988).

### 4.1.2. Zeitliche Entwicklung der Rotliegend-Ablagerungsräume am Südrand des NEDB

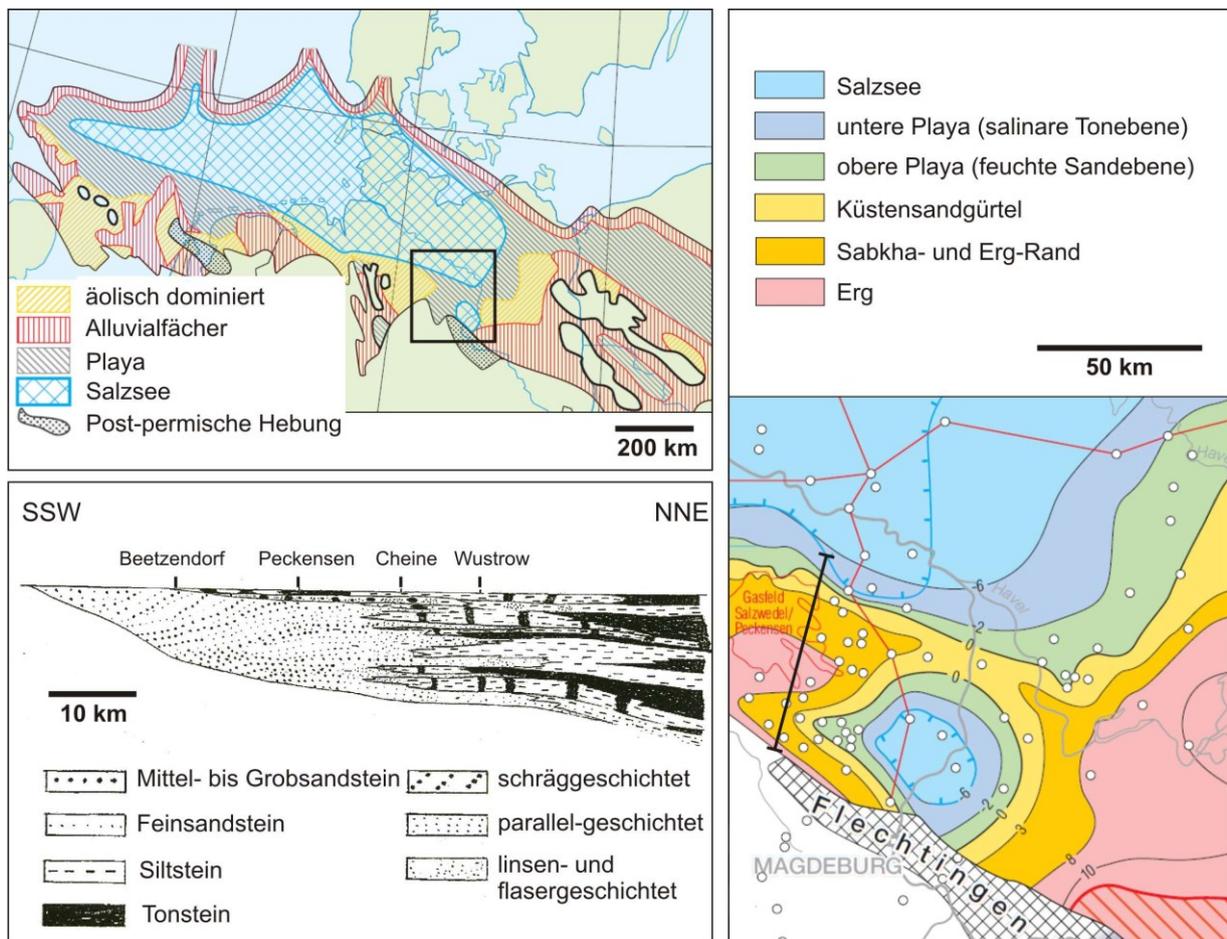
Während der *Havel-Subgruppe* (Oberrotliegend I) wurden kleine Teilbecken zu einem größeren beckenweiter Sedimentationsraum verbunden (Bachmann & Hoffmann, 1995). Die Altmark- und Bismarckschwelle traten noch als Hochgebiet in Erscheinung (Kleditzsch, 2004). Dazwischen wirkten Grabenstrukturen, wie der NNE-SSW streichende Bebergraben und die Börde-Senke als klastische Zufuhrkanäle in die Altmark-Senke (östlich der Altmarkschwelle), welche am Südrand des Nordostdeutschen Beckens gelegen war. Die Gräben bildeten Wadis und wurden von ephemeren Flussläufen durchflossen (Ellenberg et al., 1976; Lindert et al., 1990; Kleditzsch, 2004; Legler, 2006). Abgelagert wurden zwei Kornverfeinerungszyklen (Parchim-Fm., Mirow-Fm.) mit basalen Konglomeraten und Sand- und Siltsteinen im Hangenden (Katzung et al., 1977; Gebhardt & Plein, 1995). Im tieferen der beiden Zyklen (Parchim-Fm.) wurde in der Normalfazies fluviatil und äolisch sedimentiert. Sonderentwicklungen in Gräben stellen der Büste-Sandstein (östliche Altmark) und der Schneverdingen-Sandstein (westdeutsche Gräben) mit ihren dominant äolisch abgelagerten Lithareniten dar (Drong et al., 1982; Gebhardt et al., 1995; Rieke, 2001). Im Beckenzentrum kamen neben den Evaporiten auch schlecht geschichtete Pelite und Mischgesteine zur Ablagerung (Gebhardt et al., 1995). Im stratigraphisch höheren der beiden Kornverfeinerungszyklen der Havel-Supgruppe (Mirow-Fm.) wurde nach dem Reliefausgleich und der verstärkten Subsidenz bereits flächenhaft, auch auf den Rand der Altmarkschwelle übergreifend, sedimentiert (Gast et al., 1998, Rieke, 2001). Die Börde-Senke beginnt zu dieser Zeit den Bebergraben als Hauptzufuhrkanal abzulösen (Kleditzsch, 2004). An der Ostflanke der Altmarkschwelle kam der äolische Mirow-Sandstein und an deren Nordwestflanke der an Vulkanoklasten reiche Bonese-Sandstein im E-W-streichenden, etwa 10 km breiten Peckensen-Becken zur Ablagerung (Gebhardt et al., 1995; Kleditzsch, 2004). Beckenzentrale pelitische Ablagerungen weisen im Gegensatz zur Parchim-Fm. Sohlbankzyklen mit mehreren Metern Mächtigkeit auf (Gebhardt et al., 1995; Schneider et al., 1995).

Als nördlichster Aufschluss des Oberrotliegenden im Südlichen Permbecken (Fischer et al., 2012) gelten rotliegendzeitliche Gesteine des Flechtinger Höhenzugs als berühmte Analogbeispiele für eine frühe Grabenfüllung (Ellenberg et al., 1976; Legler, 2006). Der Flechtinger Bausandstein, welcher texturell und strukturell den Sandsteinen der vorliegenden Arbeit ähnlich ist, wird in der Literatur als überwiegend äolische Bildung mit untergeordnet, meist konglomeratisch ausgebildeten, fluviatilen Einschaltungen beschrieben (Ellenberg et al., 1976; Legler, 2006; Fischer et al., 2007). Seine Zuordnung in die stratigraphische Abfolge des südlichen Permbeckens ist noch in der Diskussion. So können, begründet durch ihre Lagerung unmittelbar auf kristallinem Untergrund, durch die konglomeratischen Erleben-Schichten im Liegenden des Bausandsteins mit den Altmark I und II-Bewegungen (Basis Parchim-Fm. und Basis Mirow-Fm.) korreliert werden, was den Bausandstein in die Mirow-Fm. (Havel-Subgruppe) stellt (Kleditzsch, 2004). Dagegen korreliert eine Variante von Ellenberg & Lütznier (1995) die Erleben-Schichten sowie den Flechtinger Bausandstein mit dem Wustrow-Member (Dethlingen-Fm. der Elbe-Subgruppe). Dies wird gestützt durch die stratigraphische Position dicht unter der Zechsteinbasis und folgenden, von Ellenberg et al. (1976) beschriebenen Merkmalen, welche den Gesteinen der vorliegenden Arbeit stark gleichen. Hierzu zählen: Korngrößen in Feinsandgröße, moderate bis gute Sortierungen, Flaser- und Linsenschichtungen, zeilenartig eingestreute Grobkorn-Einkornlagen und eine pin-stripe-Wechsella-mination im Millimeter-Maßstab. Außerdem fehlen erosive Tendenzen und die laterale Horizontbeständigkeit ist hoch, selbst bei Sandsteinlagen von nur wenigen Zentimeter Dicke.

Zur Zeit der *Elbe-Subgruppe* (Oberrotliegend II) wurde der Ablagerungsraum sukzessive verbreitert und erreichte in der Hannover-Fm. seine maximale rotliegendzeitliche Ausdehnung (Abb. 17; Plein, 1995). Seespiegelhochstände reichen bis in die Hessische Senke hinein (Gast, 1988). Die seit der Mirow-Fm. auf die Ränder der Altmarkschwelle übergreifende Sedimentation betrifft ab der späten Dethlingen-Fm. den Zentralteil und ab der Hannover-Fm. den Südteil der Schwelle (Ellenberg et al., 1976; Drong et al., 1982; Schneider & Gebhardt, 1993; Kleditzsch, 2004). Gleichzeitig verliert der Bebergraben ab der Hannover-Fm. seine Bedeutung als Zufuhrkanal (Legler, 2006). Der untere Zyklus der Elbe-Subgruppe (Dethlingen-Fm.) zeichnet sich durch eine konglomeratische Basis (nur am Beckenrand) und im Hangenden durch eine äolische Einheit, gefolgt von einem bis 200 Meter mächtigen, fluviatilen Hauptsandstein am Beckensüdrand aus (Plein, 1995; Gast & Gebhardt, 1995; Rieke, 2001). Flaserig-wellige und kleindimensionale Schrägschichtungen sind typisch für den Hauptsandstein, dessen Sublitharenite im Altmark-Raum (Abb. 17) die regional höchste kompositionelle Reife erreichen (Gast & Gebhardt, 1995). Sowohl äolische als auch fluviatile Sedimente zeigen bimodale Korngrößenverteilungen mit aufgearbeiteten Geröllen aus den Formationen im Liegenden (Plein, 1978; Rieke, 2001). Im Beckenzentrum kamen zu dieser Zeit zyklische Wechsel aus Peliten und Evaporiten im zentralen Salzsee zur Ablagerung. Mit der Ameland-Ingression kommt es zur Umstellung der Paläogeographie, zur Verbindung der Havel-Müritz-Senke mit dem Nordwestdeutschen Teilbecken, zur Öffnung der Norddeutschen Senke nach Westen (NL, GB) und zu einer beträchtlichen Ausdehnung der salinar-pelitischen Beckenfazies im östlichen Beckenteil (Gralla, 1988; Gast, 1991; Plein, 1993, 1995; Schneider & Gebhardt, 1993; Hoth et al., 1993; Gast & Gebhardt, 1995; Bachmann & Hoffmann, 1995). Am Beckensüdrand nehmen gleichzeitig die Korngrößen gegenüber der Dethlingen-Fm. (im Liegenden) ab (Rieke, 2001). Charakteristisch für die Hannover-Fm. sind deutliche Zyklizitäten in den lithologischen Wechseln im Einflussbereich des Salzsees (vgl. Abb. 3 und 5, S. 3 ff.), dessen maximale Ausdehnung nun bis in den Altmark-Raum reicht (Lindert et al., 1990; Gast & Gebhardt, 1995; Gebhardt & Plein, 1995; Legler & Schneider, 2008) und dort zu einer mehr-

#### 4 Fazies

fach wiederholten Sandstein-Tonsiltstein-Abfolgen führt. [Rieke \(2001\)](#) interpretiert Seespiegelschwankungen dieser Zeit als Klimazyklen und unterscheidet sedimentäre Bildungen in feuchten und trockenen Klimaperioden: Feuchtphasen zeichnen sich durch die Aktivierung ephemerer Flusssysteme und terminaler Fächer aus. Die fehlende Uferstabilisierung und starke Wechsel von Wasserführung und Sedimentfracht legen einen verflochtenen Flusstyp nahe. Trockene Klimaphasen zeichnen sich dagegen durch Vergrößerung der Tonebenen auf Kosten des Salzsees aus. Es dominieren äolische Prozesse (Deflation, Sedimentation) in einem Sediment-Mangelregime (underfilled stage), welches die äolischen Flächensande gegenüber Dünenbildungen bevorzugt. Fluviatile Aktivitäten treten in diesen Klimazyklen stark zurück. Das Ende der Rotliegend-Sedimentation markiert die Zechsteintransgression ([Rieke, 2001](#)).



**Abb. 17:** Fazieszonierung im Altmark-Raum: Verbreitung der Faziestypen im Nördlichen Sachsen-Anhalt zur Zeit des Wustrow-Members (rechts): Enge Verzahnung von Dünen-, Sabkha-, und Küstensanden in unmittelbarer Nähe zum Salzsee; Gardelegen-Senke südöstlich der Altmark zeitweise ebenfalls mit Evaporit-Ausfällung; Südliches Permbecken zur Übersicht (links oben); aus [Gast et al. \(1998\)](#) nach [Helmuth \(1968\)](#), [Mingram \(1988\)](#) und [Lindert et al. \(1990\)](#); unten links: NNE-SSW Profilschnitt durch einen Sedimentationsrhythmus zur Zeit der Hannover Fm. (nach [Raselowski, 1987](#)).

## 4.2 Bohrkernanalyse

### 4.2.1 Lithotypengliederung

Die Sandsteine dieser Arbeit werden in ein System aus 16 makroskopisch unterscheidbaren Lithotypen eingeteilt, basierend auf dem Schema von [Gaupp \(1989\)](#), [Rieke \(2001\)](#), [Hug \(2004\)](#) und [Legler \(2006\)](#). Lithotyp-Kürzel enthalten die vorherrschende Korngröße als Großbuchstaben und die Sedimentstruktur als nachgestellte Kleinbuchstaben. Eine Zusammenstellung von Kernfotos und eingescannten Dünnschliffen ist im Anhang ([auf S. A2](#)) zu finden. Eine Kurzübersicht diagnostischer Merkmale im Anhang [auf S. A13](#).

#### **Sp: eben-horizontal geschichteter oder schräggeschichteter Sandstein**

Lithotyp Sp besteht aus horizontal geschichteten sowie flach- ( $<5^\circ$ ) bis steilwinklig ( $>20^\circ$ ) miteldimensional schräggeschichteten gut gerundeten und sortierten, meist siltfreien Fein- und Mittelsandsteinen mit uni- oder bimodaler Korngrößenverteilung. Schrägschichtung-Sets sind am Top gekappt. Häufig ist die Zunahme des Leeblattwinkels von  $5^\circ$  bis  $30^\circ$  innerhalb eines Intervalls von ca. 20-30 cm zu beobachten. Laminengrenzen und Schichtflächen sind sehr eben und scharf abgesetzt ([Abb. 18](#)), ebenso Erosionsflächen. Die interne Feinschichtung und Lamination beruht auf Korngrößenwechseln. Die Dicke der Laminae steigt mit der Korngröße. Basale Siltlaminae treten häufig auf.

#### **Interpretation:**

Eine hohe texturale Reife, ein geringer Anteil an Feinkorn und die scharf abgesetzte Feinschichtung sprechen für eine Ablagerung durch den Wind. Die Normalgradierung von Sets einiger Millimeter bis Dezimeter Mächtigkeit entsteht durch Absetzen von Sand aus springendem oder suspendiertem Transport bei der Abnahme der Strömungsenergie am Leehang von Hindernissen (grainfall; [Fryberger et al., 1989](#)). Die Inversgradierung von Sets entsteht am übersteilten Leehang durch Abrutschen von Lockersand (grainflow; [Fryberger et al., 1989](#); [Legler, 2006](#)). Da dieser Typ allerdings nur am höheren Leehang mit trockenem (kohäsionsfreiem) Sand auftritt, ist das Überlieferungspotenzial gering ([Sweet, 1999](#)). Invers gradierte fein laminierte Lagen (um 2 mm) in flachwinkliger Schichtung (Rippelindex  $>15$ ) entstehen durch wandernde Windrippel die auf horizontalen Flächen, wobei jede Lage einen einzelnen Rippel repräsentiert ([Kocurek & Dott, 1981](#); [Ahlbrandt & Fryvberger, 1982](#); [Kocurek & Nielson, 1986](#); [Legler, 2006](#)).

#### **SI: feinlaminiertes horizontal- oder flachwinklig schräggeschichteter Sandstein**

Bei Lithotyp SI handelt es sich um horizontal und flachwinklig (wenige Grad) schräggeschichtete gut bis sehr gut gerundete und -sortierte, meist siltfreie Fein- bis Mittelsandsteine. Laminengrenzen und Schichtflächen sind, wie in Typ Sp sehr eben und scharf ausgebildet. Charakteristisch ist eine sehr engständige ( $<3$  mm) Lamination von nur drei bis vier Korndurchmessern (Nadelstreifen = pin stripes; [Tafel 1 im Anhang auf S. A2](#)) mit sehr großen Korngrößenunterschieden (hier bis Faktor 2) zwischen den Laminae ([Nagtegaal, 1978](#)). Groblaminae sind sehr gut sortiert und enthalten Körner hoher Sphärität. Beide Eigenschaften sind in der Feinlaminae schwächer ausgebildet. Bereits makroskopisch erkennbar ist die häufig auftretende Nachzeichnung der Lamination durch Lagen von Schwermineralen oder Lithoklasten sowie eine laminaeparallele (im Kern hellgraue) Zementation, die als diagenetische Bänderung bezeichnet wird ([Tigert & Al-Shaieb, 1990](#)).



**Abb. 18:** Lithotypen:  
eine Auswahl.

#### Interpretation:

Scharf parallel laminierte, horizontal oder flachwinklig abgelagerte, siltfreie Sandsteine werden durch Absatz von Sandkornteppichen bei Strömungsgeschwindigkeiten im oberen Strömungsregime interpretiert (Hug, 2004). Große Schwankungen der Korngröße zwischen den Laminaen beruhen auf schwankender Strömungsenergie, die durch wechselnde Windstärken erklärt werden kann (Nagtegaal, 1978; Fryberger et al., 1988). Gegen die Ablagerung an einem Strand spricht das Fehlen von Glimmern, die in den zwischengeschalteten Siltsteinen durchaus enthalten sind (Legler, 2006). Eingetreutes sphärisches Grobkorn weist ebenfalls auf eine äolische Bildung hin, wird nur rollend oder springend bewegt und ist von Deflation nicht betroffen (Hug, 2004). Postsedimentär durchmischte Sande dieses Typs zeigen bimodale Korngrößenverteilungen (Nagtegaal, 1978).

#### Ss, Sc: schräggeschichteter Sandstein

Die Lithotypen Ss und Sc bestehen aus klein- bis mitteldimensional schräggeschichteten, gut sortierten, meist kantengerundeten, in geringen Mengen auch siltführende Fein- bis Grobsandsteinen (Abb. 18). Mit Ausnahme von gröberen basalen Grobsandlagen sind die Korngrößenverteilungen unimodal. Die Diskontinuitätsflächen sind wellig, die Schichtflächen subparallel und wenig horizontbeständig. Schrägschichtungs-Sets zeigen meist einen fining upward-Trend. Lithotyp Ss unterscheidet sich von Typ Sc durch gröbere Korngrößen und Sethöhen, durch erosive Basisflächen und basal angereicherte tonige Intra-klasten (bis mehrere Zentimeter Größe). Gerölle sind in Schrägschichtungsrichtung eingeregelt. Lithotyp Sc besteht meist aus Feinsandsteinen, ist stärker glimmerführend und geht meist aus Ss-Lithotypen im Liegenden hervor, kann aber auch selbst die Basis von Sandsteinbänken bilden. Nach oben hin gehen Rippelindex oder Schrägschichtungswinkel meist zurück.

#### Interpretation:

Wellige erosive Basisflächen, subparallele Schichtflächen sowie die geringe laterale Kontinuität von Laminaen weisen auf einen aquatischen Bodenfrachttransport hin. Basale Tonscherben und Quarzgerölle sind als Sohlenpflaster (channel lag) zu deuten (Hug, 2004; Ziegler, 2006; Gast et al., 2010). Das Auftreten von Ton weist auf die Erosion pelitischer Überflutungsflächen in der näheren Umgebung hin, während Lagen reich an Tonscherben sind als Aufarbeitungslagen anzusprechen sind (Gaupp, 1989). Im Kontext fluviatiler Sedimentation können Schrägschichtungen als Leeblätter aquatischer Dünen und Rippel im Flussbett interpretiert werden. Texturelle Unreife ist auf den kurzen Transport zurückzuführen (Nemec & Steel, 1984).

### **Sm, Smb: massiger Sandstein**

Die Lithotypen Sm und Smb stellen strukturlose, massige, selten undeutlich geschichtete, mächtig gebankte, moderat bis sehr gut sortierte und subangular bis gut gerundete, meist siltfreie Mittelsandsteine mit häufiger bimodaler Korngrößenverteilung dar (Abb. 18). Massige Gefüge treten auch bei sehr gleichkörnigen Sandsteinen mit sphärischen Körnern auf. Undeutliche Strukturen der makroskopisch massig erscheinenden Sandsteine werden im Dünnschliff anhand von eingeregelteten Klasten und aufgereihten Zementnestern, opaken Mineralen oder Lithoklasten deutlicher. Sandsteine dieses Typs lagern häufig im Hangenden von schräggeschichteten Sandsteinen mit Tongeröllern des Ss-Typs. Lithotyp Smb ist durch synsedimentäre Deformation, konvolute Gefüge und Anhydrit- oder Calcitblasten bis 5 mm gekennzeichnet. Selten treten hier auch Adhäsionsrippel und Warzen auf. Brekziierte Typen können durch Anhydrit zementierte Risse polygonale Netzwerke enthalten.

#### **I n t e r p r e t a t i o n:**

Die Strukturlosigkeit beruht auf besonderen Ablagerungsprozessen oder sekundärer Entschichtung. Primär massige Ablagerungen können durch rasches Absetzen von Bodenfracht am Rand kleiner Flussrinnen oder (bei ausreichendem Gradienten) auch durch gravitativen Massentransport gebildet werden (Hug, 2004). Zu letzterem zählen auch schichtungslos abgelagerte Feinsandsteine aus höher konzentrierten Sediment-Wassergemischen (>10 Vol.-% Sediment; Füchtbauer, 1988). Äolischer Sandtransport kann nach Beobachtungen von Kocurek & Nielson (1986) ohne Bildung interner Rippel vor sich gehen (Great Sand Dunes, Colorado). Auch die Bildung in Salztümpeln ist möglich: unter Extrembedingungen nahe der Sättigungsgrenze in Salzseen ist die Saltation von Körnern infolge hoher Viskositäten der Salzlauge so stark eingeschränkt, dass ebenfalls strukturlose Sande abgelagert werden können (Collinson & Thompson, 1989). Angesichts der Ablagerung auf Sedimentationsebenen am Rand einer Playa im ariden Klima, erscheinen allerdings für die Proben dieser Arbeit sekundäre Entschichtungsprozesse als wahrscheinlicher: nach temporärer Durchfeuchtung bilden sich infolge des kapillaren Aufstiegs salziger Wässer intrasedimentäre Salzausblühungen und oberflächliche Effloreszenzkrusten, die als typisch für saline Ablagerungsräume gelten (Smoot & Castens-Seidell, 1994; Goodall et al., 2000). Eine wechselnde Quellung und Auflösung von Salzen führt zur Entmischung der Schichtung (Ahlbrandt & Fryberger, 1981; Goodall et al., 2000; Rieke, 2001).

### **Sr: rippelgeschichteter Sandstein**

Lithotyp Sr wird durch horizontal geschichtete, moderat bis gut sortierte, kantengerundete Fein- und selten Mittelsandsteine mit asymmetrischer Kleinrippelschichtung repräsentiert (Abb. 18). Sethöhen betragen zwischen einem und drei Zentimeter, Tongallen und eingestreute Grobsandkörner sind selten. Häufig enthalten sind dagegen Tonhäutchen oder Glimmerplättchen auf den Leebältern

#### **I n t e r p r e t a t i o n:**

Asymmetrische Kleinrippel werden bei geringen Strömungsgeschwindigkeiten im unteren Strömungsregime als Bodenfracht abgelagert (Gaupp, 1989; Hug, 2004). Tonhäutchen auf Leebältern sind Anzeiger für ephemere Verhältnisse. Als Ablagerungsraum sind kleine Flussrinnen und windinduzierte Strömungen in stehenden Gewässern, wie auf gefluteten Sand-

und Tonebenen, denkbar (Hug, 2004). Glimmerfreie Kleinrippel können auch als Windrippel angesprochen werden.

#### **Sh, Sk: horizontal geschichteter (geröllführender) Sandstein**

Bei den Lithotypen Sh und Sk handelt es sich um undeutlich tabulare, planare dünn gebankte (wenige cm bis dm), subangular bis kantengerundete, schlecht bis moderat sortierte, silt- und glimmerführende Feinsandsteine. Lithotyp Sh ist intern meist schwach laminiert, teilweise auch schwach invers gradiert und kann im Hangenden von mitteldimensional schräggeschichteten (Typ Ss, Sc) oder massigen (Sm, Smb) Sandsteinen, wie auch in Wechsellagerung mit Tonsiltsteinen auftreten. Lithotyp Sk liegt häufig gradiert vor und zeigt Anreicherungen von Geröllen bis Kiesgröße und kantigen Tonscherben an der Basis. Klasten in Feinkies- und Grobsandgröße können auch in diffus eingestreut sein, eine tonig-siltige Matrix ist häufig. Im oberen Teil treten massive Gefüge oder kleindimensional Schrägschichtung auf.

#### **Interpretation:**

Die geringe kompositionelle und strukturelle Reife matrixführender geringmächtiger Sandsteine deutet auf einen kurzen Transportweg, rasche Sedimentation und eine wenig turbulente Durchmischung während des Transportprozesses hin. Dies wird in kurz andauernden Schichtfluten mit geringer Wassertiefe und hoher Strömungsgeschwindigkeit realisiert (Hug, 2004; Legler, 2006). Einige Millimeter bis Zentimeter starke Gradierungen weisen auf abnehmende Wasserenergie hin (waning-flow-Ablagerungen; Rieke, 2001). Der Ablagerungsprozess unkanalisierter Schichtfluten zeichnet sich im Gegensatz zu unkanalisierten Flussrinnen durch ein höheres Sediment zu Wasser-Verhältnis und durch einen kürzer andauernden, einmaligen Sedimentationsakt aus. Schichtfluten sind typisch für Playas, in denen periodische Starkregenereignisse zu unkanalisierten Oberflächenabflüssen führen (Hug, 2004). Bei den enthaltenen Tongeröllen handelt es sich um aufgearbeitete Scherben von Tonen, die durch Austrocknung oder Salzausblühungen aufgewölbt und, vom Untergrund mobilisiert, zu Tonröllchen wurden. Diese sind sowohl aquatisch als auch äolisch transportierbar (Glennie, 1970; Magee et al., 1995; Gaupp, 2003; Hug, 2004). Tonscherben weisen aufgrund ihrer geringen mechanischen Stabilität auf einen kurzen Transportweg und einen wenig turbulenten Transportmechanismus hin (Hug, 2004).

#### **Sw, Slt: wellig- (tonflasrig) horizontal geschichteter Sandstein**

Die Lithotypen Sw und Slt setzen sich aus horizontal- bis flachwinklig geschichteten, kantengerundeten, moderat bis gut sortierten, stark silt- und etwas tonführenden Feinsandsteinen zusammen (Abb. 18). Charakteristisch sind 0,1 mm bis mehrere Millimeter dicke, subparallele, meist stark wellig deformierte, kleinräumig absetzende Staub- oder Siltlaminae. Sofern sie auf Schichtungsflächen sitzen handelt es sich um Tonhäutchen. Adhäsionsrippel und Warzen mit hohem Anteil an Silt und kleiner Dimensionierung bei relativ grober Korngröße, führen zu unruhigen internen Gefügen mit diffuser Korngrößenverteilung. Große Anhydritblasten sind häufig, Knollen des Calcrete-Typs sind allerdings nicht überliefert. Bei höheren Anteilen an Silt und Ton entstehen Flaserschichtungen. Bereichsweise stark erhöhte Tongehalte können dort zu Linsenschichtungen aus isolierten Kleinrippeln führen. Lithotyp Slt unterscheidet sich von Sw hauptsächlich durch erhöhten Anteil an Feinkorn, der neben Tonlaminae auch als (infiltrierte) Matrix vorliegt.

**I n t e r p r e t a t i o n:**

Die Welligkeit feinkörniger Laminaen in Sandsteinen beruht auf differenzieller Kompaktion. Silt- und Tonlaminaen lassen sich sowohl aquatisch als auch äolisch ablagern. Ihre Ablagerung im fließenden Wasser lässt sich durch fluktuierende Strömungsgeschwindigkeiten realisieren, wie sie für ephemere Flüsse typisch sind (Hug, 2004; Schöner, 2006). Wellige Flaserschichtungen sind bereits in ephemeren Flusssedimenten nachgewiesen (Martin, 2000). Auch in Schichtflutereignissen kann die abnehmende Strömungsenergie zum finalen Absatz von Feinsediment führen (z.B. Gaupp, 1989). Diffuse Feinsand-Silt-Mixturen mit undeutlicher Schichtung sind schlüssiger über adhäsionsbedingte Ablagerung zu erklären. Hierbei haftet äolisch eingewehter Sand und Silt adhäsiv an feuchten Oberflächen. Es bilden sich Adhäsionswarzen und Adhäsionsrippel (Kocurek & Fielder, 1982). Feuchte Sedimentoberflächen in ariden Regionen treten auf, wenn der Kapillarsaum eines flachen Grundwasserspiegels bis an die Sedimentoberfläche reicht (Legler, 2006). Auf ähnliche Weise können hygroskopische Salzkristalle adhäsiv Windstaub aus der Luft fangen, was zu irregulären, welligen bis linsigen und flasrigen evaporitischen Adhäsionsstrukturen führt (Fryberger et al., 1983, 1984; Rieke, 2001). Die Sedimentstruktur und das Verhältnis von Sand zu Silt werden durch die Verfügbarkeit an Sand im Ablagerungsraum bestimmt, die von trockenen zu feuchten Sandebenen abnimmt (Legler, 2006). Das Fehlen von Trockenrissen in den Sandsteinen des Sw- und Slt-Typs spricht für ein salinares Milieu (Rieke, 2001). Goodall et al. (2000) unterscheidet im Rezenten die Präzipitationskrusten, welche durch Eindampfung stehender Gewässer entstehen, von den Effloreszenzkrusten, welche Salzausfällungen auf Sedimentkörnern aus kapillar aufgestiegenem Porenwasser darstellen. Linsengeschichtete Sandsteine können entsprechend dem Modell der salt ridges (nach Fryberger et al., 1983) durch Aufbrechen oder Lösung von halitischen Oberflächenkrusten und anschließender Einwehung von Lockersand erklärt werden (Rieke, 2001).

**Sd, Sf: diffus und sandfleckig geschichteter Sandstein**

Bei den Lithotypen Sd und Sf handelt es sich um undeutlich horizontal geschichtete oder massige, subangular bis kantengerundete, moderat bis gut sortierte, siltführende Feinsandsteine. Die Gemeinsamkeiten beider Typen sind diffuse Internstrukturen, die nicht auf Adhäsion zurückzuführen sind. Lithotyp Sd wird charakterisiert durch eine primäre flasrige Schichtung mit Mittelsand-Nestern und Taschen, durch eingestreute sphärische Körner und durch geringe Mengen infiltrierter Matrix. Lithotyp Sf enthält große Blasten von Anhydrit in räumlicher Drängung sowie Tonsilt-Laminaen, die durch die Zementnester irregulär deformiert werden und räumlich nach wenigen mm bis wenigen cm absetzen. Gemeinsam mit einer diffusen Korngrößenverteilung führt dies zu einem makroskopisch sandfleckigen Gefüge.

**I n t e r p r e t a t i o n:**

Als primärer Ablagerungsmechanismus der Sandkörner ist sowohl ein aquatischer als auch ein äolischer Transport auf einer flachen Ebene denkbar (Gaupp, 1989). Zur Infiltration von tonig-siltigen Suspensionen (Tonilluviation) in permeable Lockersande kommt es in topographisch tiefen Teilen des Beckens (Interdünen, feuchte Sandebenen) während Starkregenereignissen und Überflutungen (Walker, 1976; Gaupp, 1996; Schöner, 2006). Die Tontrübe haftet elektrostatisch an Oberflächen von Klasten und wird bei wechselnd vadosen und phreatischen Bedingungen fixiert (Matlack et al., 1989; Moraes & de Ros, 1992). Anhydritblasten entstehen als oberflächennah gebildete Zemente aus einem flach liegenden salinaren Grund-

wasser (z.B. [Legler, 2006](#)). Knollige Sulfatzemente sind als typische Bildungen von Sandebenen und sandigen Tonebenen zu sehen ([Platt, 1991](#)) und werden aus rezenten evaporitischen feuchten und nassen Sandebenen beschrieben ([Kerr & Thompson, 1963](#)). Tonhäutchen an der Basis von Sandlinsen können entstehen, wenn Evaporitzemente in feuchten Klimaphasen durch Niederschlagswasser gelöst werden und anschließend Ton in die Hohlräume eingespült wird ([Rieke, 2001](#)).

### **Mds, Md: diffus geschichtete Mischsedimente**

Die Lithotypen Mds und Ms bestehen aus undeutlich geschichteten bis massigen und überwiegend schlecht sortierten Mischgesteinen aus Silt, Ton und Feinsand. Der Typ Mds enthält höhere Anteile an Sand als Typ Md. Übergänge zu siltigen Sandsteinen sind fließend (Slf, Sd). Die Internstrukturen sind fleckig und diffus. Feinsand tritt in Form von Linsen und Taschen (0,5 bis mehrere cm Größe) innerhalb tonsiltreicher Lagen oder welliger Tonsilt-Laminen auf. Größere zusammenhängende Linsen können klein dimensionierte Rippel zeigen. Bereichsweise treten eingestreute sphärische Mittelsandkörner auf, die in der Tonsiltmatrix schwimmen. Selten sind knollige Konkretionen von Anhydrit und Halitpseudomorphosen in den Sandlinsen. Reine Siltlinsen inmitten von Tonsteinen sind karbonatisch zementiert, Tonsteine sind frei von Karbonat. Trockenrisse sind auffällig selten. In den Proben dieser Arbeit ist eine schwach ausgebildete subhorizontale, teilweise absetzende Feinschichtung größerer und feineren Lagen erkennbar.

#### **I n t e r p r e t a t i o n :**

Fehlende Trockenrisse sind auf die extreme Salinität im Ablagerungsmilieu zurückzuführen, da die Bindigkeit durch intrasedimentäre Salzausblühungen erhöht wird ([Gaupp et al., 2000](#)). Diffuse Mischungen verschiedener Korngrößen lassen auf einen Sedimentationsprozess schließen, der nicht zur Korngrößentrennung führt. Dies kann durch Adhäsion von äolisch transportierten Partikeln auf salzigen Oberflächen der salinaren Tonebenen geschehen. Staub und Sand bilden Adhäsionswarzen, außerdem bleibt Sand in Taschen der Effloreszenzkrusten zurück. Anschließend löst eine kurzzeitige Flutung die Salzkruste und Ton setzt sich aus der Suspension ab. Nach der Eindampfung des Salzwassers scheidet sich wieder eine Salzkruste als Schutz vor Deflation ab ([Goodall et al., 2000](#); [Legler, 2006](#)). Eine alternative Erklärung unsortierter pelitischer Mischgesteine geht von der äolischen (oder aquatischen) Sedimentation von Tonaggregaten gemeinsam mit Sand und Silt ähnlicher Korngrößen aus ([Talbot et al., 1994](#); [Gaupp, 2003](#)). Tonpellets werden während der Versenkung stark mechanisch kompaktiert und können im Festgestein wie eine Tonmatrix wirken ([Hug, 2004](#)). Zur Bildung von Tonaggregaten kann es auch in Salzseen kommen, da die Oberflächenladung der Tonminerale mit der Salinität des Wassers steigt. Durch Flockung werden Ton, Silt und Feinsand unsortiert gemeinsam abgelagert ([Nelson, 2000](#); [Hug, 2004](#)).

### **MI, TI: laminiertes Tonstein**

Tonsiltsteine und reine Tonsteine des MI und TI-Lithotyps sind horizontal laminiert und enthalten häufig Glimmer auf Schichtflächen. Bereichsweise wechsellagern Tonsteine mit Karbonatlagen und massiven Anhydritbänken von wenigen Millimetern bis mehreren Dezimetern Mächtigkeit.

**Interpretation:**

Laminierte pelitische Gesteine entstehen im Stillwasser durch Ausfallen von Suspensionsfracht und werden unter der Wellenbasis abgelagert. Tonsteine treten weiter zentral im Becken auf. Siltgehalte der Tonsiltsteine sind auf Eintrag von Windstaub zurückzuführen. Die Ablagerung reiner Tonsteine setzt geringe Salinitäten im perennierenden Salzsee voraus und ist auf feuchte Klimaperioden beschränkt.

**4.2.2 Kernbeschreibung**

Wie Tonsteinhorizonte zeigen, lagern die beschriebenen Sandsteine nahezu horizontal mit höchstens 5° Schichteinfallen. Der stratigraphische Umfang der drei beschriebenen Kerne ist nicht identisch. Kern A und C enden noch im Oberrotliegend, Bohrung B erreicht die obersten Meter des vulkanischen Untergrunds (Andesitoide). Die Gesamtmächtigkeiten der Peckensen-Schichten sind in Bohrung B am größten und, relativ dazu, in Bohrung A um 8 m, in Bohrung C um 28 m geringer. Legt man eine Dauer der Hannover-Fm. von 2 Mio. a (261-259 Mio. a nach [Menning & Hendrich et al., 2001](#)) zugrunde, so errechnen sich für diesen Zeitraum Sedimentationsraten von 0,13 mm/a (Bohrung A und C) sowie 0,14 mm/a (Bohrung B). Diese liegen im Rahmen der durchschnittlichen Sedimentationsrate, die von [Gaupp & Okkerman \(2011\)](#) mit 0,1 mm/a angegeben wird und sind als sehr niedrig einzuschätzen. Im Beckenzentrum werden laut [Menning \(1991\)](#) 0,14 bis 0,22 mm/a erreicht. [Füchtbauer \(1988\)](#) gibt 0,04 bis 0,20 mm/a für den Beckenrand und das Beckenzentrum epikontinentaler Gebiete an.

Die net-to-gross-Verhältnisse der Sohlbankzyklen erreichen in Rhythmus 11 und 13 ihr Maximum, während Rhythmus 12 und 14 nur noch zur Hälfte und Rhythmus 15 in noch geringerem Maße aus Sandsteinen bestehen. Zwischen den Kernen sind die NTG-Verhältnisse innerhalb einzelner Rhythmen bemerkenswert ähnlich. Verschiebungen zu mehr (Rhythmus 15, Kern A) oder weniger Sandsteinen in der Schichtfolge (Rhyth. 12, Kern C) treten auf ([Tab. 3](#)).

**Tab. 2: Sandstein-Anteil in der Schichtfolge:** (NTG = net to gross ratio) gegliedert nach Kern und Stratigraphie

Rhythmus	Kern A	Kern B	Kern C
15	48,2	37,3	38,2
14	55,8	55,8	69,7
13	86,2	98,0	
12	50,4	49,0	27,5
11	85,7	88,1	86,3

Im direkten Vergleich der drei Kerne sind einzelne Sohlbankzyklen (Gliederung nach [Ellenberg, 1970](#)) in ähnlicher Mächtigkeit (10,8 bis 30,6 m) ausgebildet. Der tiefere untersuchte Abschnitt (Rhythmus 11) ist in Bohrung B deutlich mächtiger und in Kern C etwas mächtiger als in den anderen Kernen ausgebildet. Ansonsten zeigen Bohrungen A und B ähnliche Mächtigkeiten der Rhythmen, während jene in Bohrung C, besonders zum Hangenden hin sukzessive geringmächtiger werden (Rhythmus 13+14 zusammen und 15 allein je 10 m weniger). Sedimentologisch unterscheidet sich Kern A durch einen höheren Anteil an Mittelsand in der Schichtfolge relativ zu Kern B und C, wobei dünne Lagen von Grobsand nur in Kern B auftreten. Mächtigkeiten der pelitischen Gesteine in den oberen Dritteln der jeweiligen Rhythmen sind vergleichbar. Reine Ton, Kalk und Anhydritbänke von Rhythmus 12 treten sowohl in Kern B und C auf, Anhydritbänke des Rhythmus 14 jedoch nur lokal in Kern B. Ansonsten lassen

sich keine diskreten Einzelbänke zwischen Kernen korrelieren, was eine geringe Horizontbeständigkeit der Sedimentkörper und Faziestypen impliziert. Die Mächtigkeiten und die Anzahl der Basissandstein-Bänke lassen sich im Gegensatz zu Tonsteinen nicht zwischen den Kernen korrelieren. Die Sedimentkörper scheinen lateral diskontinuierlich auszulaufen. Ebenso sind Korngrößen und Sedimentstrukturen der Basissandsteine der Kerne nicht direkt vergleichbar. Es sind jedoch Trends hinsichtlich der Faziestypen und der vorherrschenden Lithotypen in Basissandsteinen zu beobachten. Diese sind in Rhythmus 11-13 vorwiegend trocken-äolisch mit den Lithotypen Sp (Sl besonders in Kern A) und mit vereinzelt fluviatilen Einschaltungen in Kern C ausgebildet. Die Rhythmen 14 und 15 sind gemischt feucht- und trocken-äolisch ausgebildet. Kern C zeigt stärker fluviatile Einflüsse in Rhythmus 15. Wellig bis flasrige Lithotypen nehmen hier deutlich zu. Schräggeschichtete fluviatile und Dünen-Leehangsedimente treten nur lokal auf, was auf die primäre Verbreitung und das geringe Überlieferungspotenzial zurückzuführen ist. Eine tabellarische Übersicht von Lithologie, Fazies und Bleichung nach Kern und Sedimentationsrhythmus ist im Anhang auf S. A15 zu finden.

### 4.3 Fazieskonzept und Faziestypen

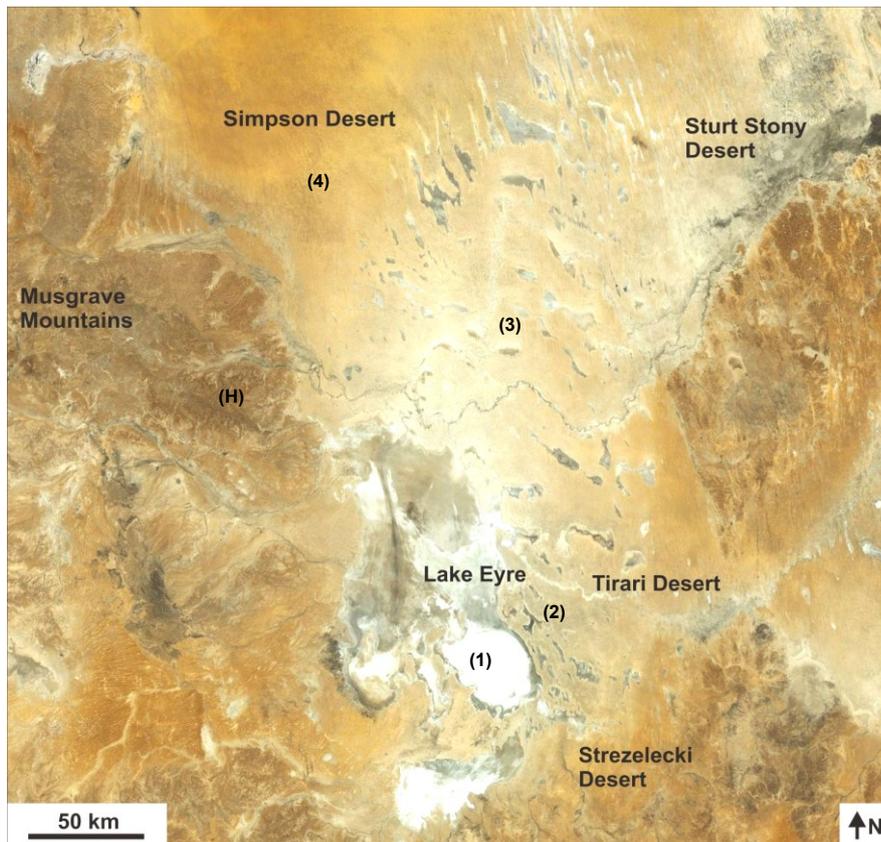
Über die reine Beschreibung von Korngröße, Kornparametern, Sedimentstrukturen und Frühdiagenese-Merkmalen sind sehr unterschiedliche Ablagerungsmilieus denkbar. Dies ist darauf zurückzuführen, dass Fossilien fast gänzlich fehlen und Strömungsprozesse und daraus resultierende Strukturen nicht indikativ für einen Ablagerungsraum sind. Wie sich bei der Interpretation der Lithotypen gezeigt hat (Kap. 4.2) lassen Sedimentstrukturen verschiedene Ablagerungsmilieus zu. Weiterhin kann die bevorzugte Überlieferung der nah am Grundwasserspiegel gelegenen Sedimente zu einem Missverhältnis der Häufigkeiten in der geologischen Überlieferung und damit zu einem verzerrten Faziesmodell führen (Fryberger et al., 1983). Die Faziesanalyse gestaltet sich daher wie folgt:

- das großräumiges Ablagerungssystem des südlichen Permbeckens erschließt sich aus Literaturangaben zur Eingrenzung des Ablagerungsraums und Reduzierung der Möglichkeiten mehrdeutige Lithologien zu interpretieren
- Nutzung der Faziesinterpretation aus dem Aufschluss-Analogbeispiel Bebertal (Flechtinger Höhenzug (z.B. Ellenberg, 1976; Fischer et al., 2003, 2007)
- Vergleich von Sedimentstrukturen mit Grafiken und Fotografien der Standard-Faziesausbildungen von Rotliegend-Bohrkernen (van Ojik et al., 2011)
- gemeinsame Betrachtung vertikal aufeinanderfolgender Lithotypen (Gast et al., 1998)
- Berücksichtigung der klimatischen und paläogeographischen Situation einschließlich der Lage von Schwellen und Beckenbereichen im Altmark-Raum
- Zuhilfenahme von Beobachtungen im Dünnschliff, um über den Verlauf der Frühdiagenese Hinweise auf das Ablagerungsmilieu zu erhalten. Eingescannte Dünnschliffe verdeutlichen kleinräumige Sedimentstrukturen.
- ein gutes, wenn auch von seiner räumlichen Ausdehnung kleines, Analogbeispiel des Ablagerungsraums, stellt das Lake Eyre-Becken in SE-Australien dar. Dieses stellt eine kontinentale Playa mit zentralem Salzsee umgeben von einer Salztonebene, Sandebenen und Dünenfeldern dar. Umgebende Hochgebiete sind vorhanden, wie auch im fossilen Beispiel des Altmark-Raums im ausgehenden Rotliegend (Abb. 19).

Mehrere Argumente belegen die Ablagerung auf dem Festland: Hämatitkutane als Überzüge auf Sandkörnern erfordern während ihrer Bildung wechselnde vadose und phreatische Bedingungen durch schwankendes Grundwasser (vgl. Walker 1967, 1976; Pye & Krinsley, 1986). Gleichmaßen sind auch Tonkutane auf subaerische Ablagerungen beschränkt, und werden durch Infiltration von Tonsuspensionen während Niederschlagsereignissen und anschließender Austrocknung an die Klasten fixiert (Walker, 1976; Matlack et al., 1989; Moraes & de Ros, 1992). Weiterhin bilden sich die häufig beobachteten knolligen Sulfate typischerweise in Sandebenen und Sabkhas (Kerr & Thompson, 1963; Platt, 1991). Ähnliche Mächtigkeiten der Sandpakete weisen auf ein stabiles Ablagerungssystem hin (vgl. Schöner, 2006). Schlechte Rundungen deuten auf kurze Transportwege hin. Eine regionale Abnahme des Mittelsandstein-Anteils in der Schichtfolge nach Nordosten deutet darauf hin, dass neben der Sedimentanlieferung aus Süden auch (äolische?) Umlagerung eine Rolle spielt. Dies wird gestützt durch die große Häufigkeit von Nadelstreifensanden die durch äolische Prozesse entstehen. Die Häufigkeit strukturloser Sandsteintypen zeigt, dass entschichtende Prozesse im Ablagerungsraum gewirkt haben müssen, etwa die Bildung und Auflösung von Salzen im Sediment oder die Quellung und Schrumpfung von Tonen (Smoot & Castens-Seidell, 1994; Ahlbrandt & Fryberger, 1981). Primär schlechte Korngrößentrennungen in den Mischgesteinen sind dagegen als primäre adhäsionsbedingte Sedimentanlagerung zu verstehen, welche nicht Korngrößen selektiv wirkt. Adhäsionsstrukturen weisen auf eine festländische Ablagerung im Einflussbereich des Kapillarsaums unter ariden Klimabedingungen hin (Kocurek & Fielder, 1982; Goodall et al., 2000). Linsenschichtungen könnten in diesem Kontext in salinaren Sandebenen als salt ridges (nach Fryberger et al., 1983) entstehen, wellige Tonflasern und Tonhäutchen durch flächige Adhäsion. Gezeitenbedingte Tonflasern können ausgeschlossen werden, da Zyklizitäten und (Spuren)Fossilien fehlen. Trockenrisse fehlen aufgrund hoher Salinität der Porenwässer (Gaupp et al., 2000; Rieke, 2001). Das Auftreten von sphärischen Grobsandkörnern, eingestreut in Mischsedimente sowie Tonscherben in Sandsteinen, weist auf Aufarbeitungs- und Resedimentationsprozesse im gleichen Ablagerungsraum hin. Laterale Faziesgrenzen dürften zur Zeit der Ablagerung undeutlich und verwischt gewesen sein. Rhythmische Korngrößenwechsel (Sohlbankzyklen) belegen Schwankungen in der Strömungsenergie. Weiterhin weist die Zyklizität und die weite Horizontbeständigkeit der pelitischen Gesteine auf einen Kontrollfaktor außerhalb des Ablagerungssystems hin, was klimatisch bedingte zyklische Seespiegelschwankungen wahrscheinlich macht (z.B. Gast, 1991). Diese führen zum Hervortreten äolischer Prozesse in Trockenzeiten bei gleichzeitigem Rückzug des Salzsees und zu verstärkt aquatisch oder Adhäsions-bezogener Prozesse in Feuchtperioden bis hin zur Flutung des Gebiets während die Ausdehnung des Salzsees ihr Maximum erreicht (vgl. Rieke, 2001).

Ein konzeptionelles Modell einer möglichen räumlichen Verteilung von Faziestypen zur Ablagerungszeit dieser Gesteine zeigt **Abbildung 21 (auf S. 41)**. Komplette Bohrungs-Logs mit Texturbeschreibung und Faziesinterpretation sind im **Anhang (auf S. A112)** zu finden. Besonders anzumerken ist, dass rasche vertikale Fazieswechsel angesichts der Dynamik von Sedimentation, Adhäsion, früher Zementation und Erosion (insbesondere Deflation) als sehr wahrscheinlich anzunehmen sind, was zur Stapelung unterschiedlicher Faziestypen innerhalb der Sandsteinpakete führt.

#### 4 Fazies

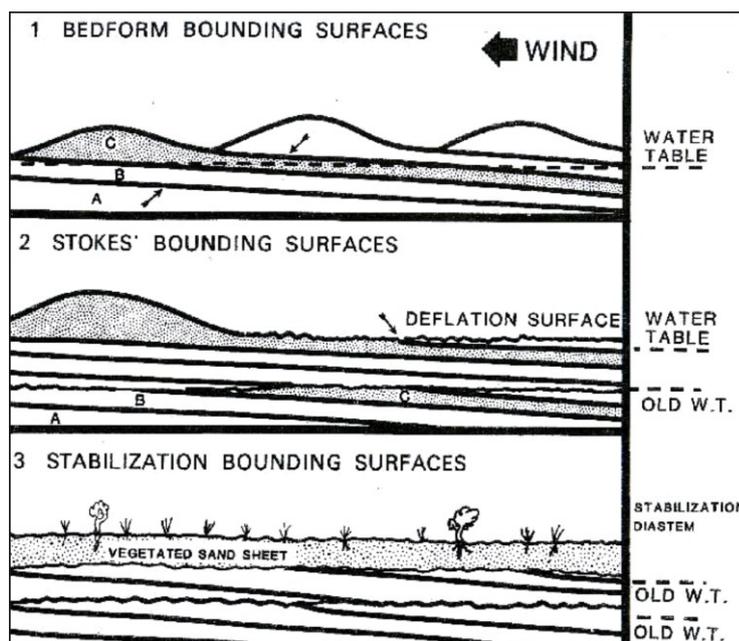


**Abb. 19:** Rezenten Analogbeispiel des Ablagerungsraums: Das Lake Eyre-Becken, (Südaustralien) ist das größte rezente Gebiet mit interner Drainage und stellt durch seine Topographie und Faziesverteilung ein gutes Analogbeispiel für den Beckenrand des Südlichen Permbeckens dar. Faziesgürtel sind wie folgt zониert:

- (1) zentraler Salzsee
- (2) Salz-Tonebenen
- (3) Sandebenen am Rand von Dünenfeldern
- (4) Dünenfelder

(H) Hochgebiete / Schwellen

Karte nach maps.google.de



**Abb. 20:** Entstehung von Stokes-Flächen: Überlieferung von äolischen Ablagerungen durch den Anstieg des Grundwasserspiegels, indem köhläses Sediment im Kapillarsaum vor Deflation geschützt wird. Intrasedimentäre Evaporitbildung trägt zur Ausbildung zementierter Horizonte bei (Stokes Flächen) die durch Deflation der hangenden Lockersande freigelegt werden können. Anschließend wird flachwinklig diskordant weiter sedimentiert. Stratale Grenzflächen markieren ehemalige Grundwasserstände. Scharfe oder wellige Grenzen stellen Deflationshorizonte dar, die auch grobe Einkornlagen enthalten können; aus Fryberger et al. (1998).

## 1. Trocken-äolische Assoziation

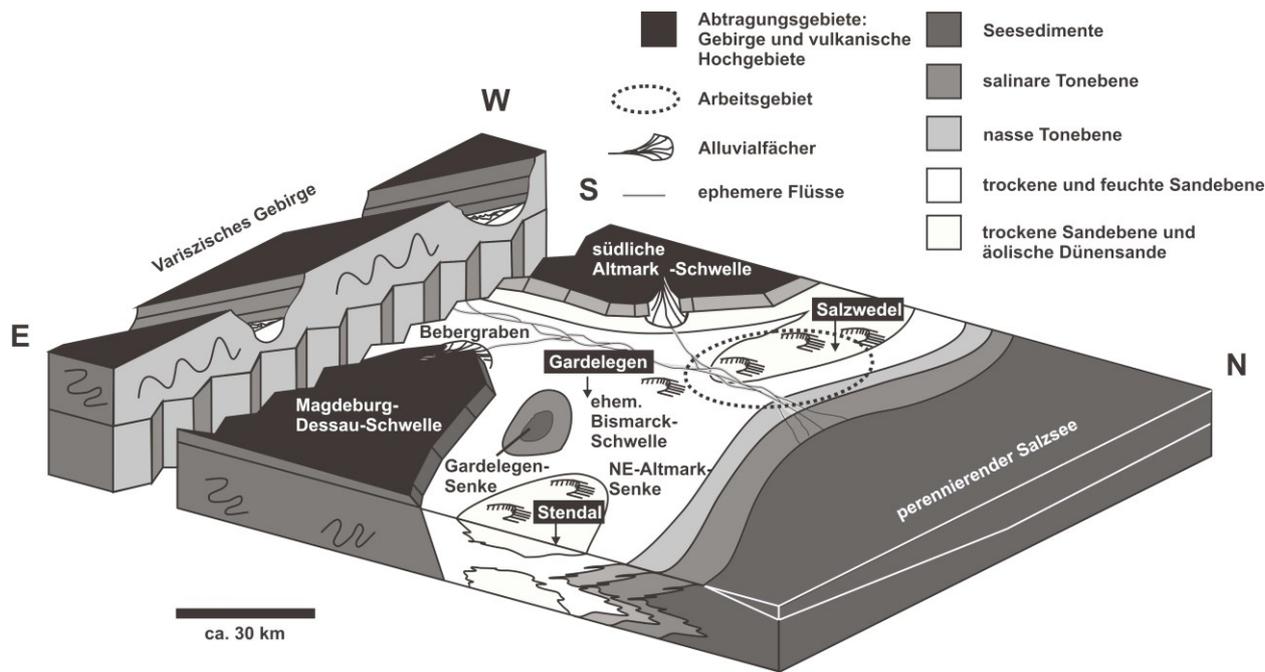
Die Unterscheidung der Sandebenen-Typen erfolgt über die Tiefe des Grundwasserspiegels. Trocken-äolische Fazies treten bei tiefem und feucht- sowie nass-äolische Fazies bei flachem Grundwasserspiegel auf (Amthor & Okkerman, 1998). Sedimente trocken-äolischer Fazies sind frei von detritischem Silt und Ton und weisen neben sehr guten Sortierungen (Almon, 1981) eine hohe Sphärizität der Klasten  $>150 \mu\text{m}$  auf (Fischer et al., 2007). Kennzeichnend sind sehr scharf abgesetzte ebene Laminen und ebene Diskontinuitätsflächen (Schöner, mündl. Mitt). Glimmer treten sehr selten auf, da die Ablagerung von Glimmern räumlich getrennt von den sonstigen Klasten stattfindet (Schöner, mündl. Mitt). Glennie (1972) weist auf höhere Windgeschwindigkeiten im Perm hin, die den äolischen Transport größerer Klasten als im Rezenten ermöglichen. Neben der Windstärke, der Windrichtung und der Tiefe des Grundwassers kontrolliert die Verfügbarkeit an Sand und das Relief die Ausbildung der trocken äolischen Fazies. Die geologische Überlieferung äolischer Sedimente ist selten und erfordert besondere Voraussetzungen. Eine Stabilisierung des Sediment tritt bei der Bildung von Oberflächenkrusten infolge eines steigenden Grundwasserspiegels, durch Einspülung von Silt und Ton in tiefer gelegene Bereiche oder durch die Überlagerung mit tonig-siltigen Sedimenten bei Anstiegen des Seespiegels ein. Für den vorliegenden Probensatz eignet sich die Vorstellung von Stokes-Flächen am Besten, welche als erosionsschützende Frühzementhorizonte in rezenten Dünenstränden (Great Salt Lake Desert) beschrieben werden (Abb. 20; Stokes, 1968; Fryberger et al., 1988).

### a) Steilwinkliger trocken-äolischer Bildungen

Im Idealfall groß dimensionierte und mit  $20-30^\circ$  steil schräggeschichtete Mittelsandsteine entstehen als Leehänge äolischer Dünen (Glennie, 1972; Gast, 1991). Typisch sind nach oben versteilte Schrägschichtungswinkel (Deutrich, 1993; Fischer et al., 2007). Korngrößen liegen hier im Bereich 150 bis  $250 \mu\text{m}$ , Verteilungen sind meist unimodal, Sortierungen sehr gut und Matrixanteile minimal (vgl. Nagtegaal, 1978; Deutrich, 1993). Häufig treten lagige Korngrößenwechsel auf (Deutrich, 1993). Sowohl Invers- (grobkörnig, grainflow Laminae oder Windrippel) wie auch Normalgradierungen (feinkörnig, grainfall-Laminae) sind möglich (Hunter, 1981; Ahlbrandt & Fryberger, 1982; Fryberger et al., 1989; Sweet, 1999). Reaktivierungsflächen entstehen durch Änderungen der Windrichtung (Platt, 1991). Voraussetzung für die Bildung von Dünen ist neben beständigem Wind eine ausreichende Sandverfügbarkeit (Kocurek & Nielson, 1986). Im Idealfall bilden sich Sandmeere (Ergs), welche im Bohrkern durch Pakete mächtiger Dünenstrände (meist  $>30 \text{ m}$ ) charakterisiert sind (Gast et al., 2010). Dünen des Oberrotliegenden sind Transversaldünen (hohe Sandzufuhr) oder Dünen des Barchane-Typ (begrenzte Sandzufuhr) und sind entsprechend der vorherrschenden (Passat) Windrichtung aus NE orientiert (Glennie, 1972, 1984). Barchanen im Flechtinger Bausandstein sind (nach Dolbert, 1998) typisch für den Erg-Rand. Eine stabilisierende Vegetation ist für das Oberrotliegend II der Altmark nicht nachweisbar (Kleditzsch, 2004).

### b) Horizontal und flachwinklig geschichtete trocken-äolischer Bildungen

Horizontal, planar bis flachwinklig ( $0-5^\circ$ ) geschichtete äolische Ablagerungen werden als äolische Flächensande oder als flachwinkliger Füße äolischer Dünen (bottomsets) gebildet (Kocurek, 1981, 1986; Platt, 1991; Deutrich, 1993; Ziegler, 2006). Anteile von detritischem Ton, beispielsweise als flasrig-wellige Staub- und Tonhäutchen sowie Grobsand-Einschalungen sind möglich (Ahlbrandt & Fryberger, 1981; Deutrich, 1993; Rieke, 2001). Äolische Dünenfüße sind feinkörniger und schlechter sortiert als deren Leehänge (Glennie, 1972). Bimodale Korngrößenverteilungen können durch selektive Deflation des Feinkorns oder durch



**Abb. 21:** Fazieschema für die Hannover-Formation der Altmark: Darstellung der Ablagerungsräume und Abtragungsgebiete (Vulkanschwellen, Mitteldeutsche Kristallinzone); Faziesverteilung zum Salzsee hin umgezeichnet nach Gast (1991) und Amthor & Okkerman (1998); lokale Verbreitung von Faziestypen im Raum Altmark nach Gast (1996) und Raselowski (1987); Lage der Hochgebiete verändert und umgezeichnet nach Kleditzsch & Kurze (1993) sowie Kleditzsch (2004).

Rutschdeformation aus laminierten Sanden am Fuß von Transversaldünen entstehen (Nagtegaal, 1978). Charakteristisch sind scharf abgesetzte Laminationen vom Nadelstreifen (pin stripe) -Typ da Windgeschwindigkeiten über kurze Zeit sehr stark schwanken (Nagtegaal, 1978; Fryberger et al., 1988; Ziegler, 2006). Windrippel zeigen einen Rippelindex >15, Leeblattwinkel von 0-20° und Laminendicken von 1-4 mm, wobei interne Strukturen selten überliefert sind (Ahlbrandt & Fryberger, 1982; Schenk, 1990).

Voraussetzungen für flächenhafte äolische Sedimentation sind hohe Windstärken bei einem gleichzeitig geringem Sandangebot (Kocurek & Nielson, 1986). Flächensande treten zwischen den Alluvialfächern am Beckenrand und am Rand von Ergs auf (Kocurek, 1986; Platt, 1991). Grenzen zwischen Flächensanden und Dünen sind meist horizontal (Kocurek, 1981). Die Stapelung mehrerer Bänke dieses Typs ist möglich, wenn die darüber wandernden Dünen nicht überliefert sind (Simpson & Loope, 1985).

## 2. Assoziation der feuchten und nassen Sandebenen (und Interdünen)

Ablagerungen feuchter und nasser Sandebenen sind schlecht geschichtet, oft nur mäßig sortiert und enthalten Glimmer (bis mehrere %) sowie Silt-Ton-Detritus (Rieke, 2001; Hug 2004; Ziegler, 2006). Häufig sind Adhäsionsrippel mit irregulärer und diskontinuierlicher Internstruktur sowie linsenförmigen Taschen von Sand (Nagtegaal, 1978). Kayser (2006) beschreibt auch zwischengeschaltete Tonlaminae. Trockenrisse oder haloturbate Gefüge sind häufig in Interdünenbereichen (Fryberger, 1983). Als klaren Beleg für aquatische Aufarbeitung können Tonpellets jedoch nicht betrachtet werden, da sie sowohl aquatisch (Talbot et al., 1994) als auch äolisch resedimentiert werden (z.B. Price, 1963). Die Voraussetzung für die Bildung

feuchter Sandebenen sind flache Grundwasserspiegel, wie sie in morphologisch tiefen Bereichen des Beckens oder nach kurzzeitiger Überflutung gegeben sind (Kocurek & Nielson, 1986; Fryberger et al., 1988; Amthor & Okkerman, 1998; Goodall et al., 2000). Diese Bedingungen sind sowohl aus küstennahen als auch aus kontinentalen rezenten Dünenfeldern bekannt (Breed et al., 1979). Ausfällungen von Frühzementen reichen von dünnen Effloreszenzkrusten bis zu massiver Zementation im Grundwasser (Stokes, 1968). Typisch für diesen Faziestyp sind knollige Sulfatzemente (die aus Wüstenrosen entstehen können; Gebhardt, 1994) sowie Steinsalzpseudomorphosen (Fryberger et al., 1988; Ziegler, 2006). Dabei sind haloturbate Gefüge in Sandsteinen deutlicher ausgebildet als in den pelitischen Mischgesteinen (Hug, 2004). Durch Frühzementhorizonte (Stokes-Flächen; Stokes, 1968) können dünne schichtförmige Sedimentkörper gestapelt überliefert werden (Abb. 20). Wellige Oberflächen entstehen, wenn Stokes-Flächen teilweise erodiert werden, bevor die nächste Sandlage zur Ablagerung kommt (Fryberger et al., 1988). Wellige Staubhäutchen entstehen durch Adhäsion von eingewehtem Sediment an salzigen (Fryberger et al., 1983, 1984) oder feuchten Oberflächen (Kocurek & Fielder, 1982). Dies scheint der quantitativ wichtigste Prozess zur Sedimentüberlieferung in diesem Faziestyp zu sein (Rieke, 2001). Hohe Anteile an Silt und geringe Anteile an Ton weisen auf äolischen Eintrag hin (Hug, 2004). Kleine Einschaltungen von tonig-siltigen Sandsteinen und Siltsteinen (zwischen Dünensedimenten im Kern) können auch als Interdünen Sedimente angesprochen werden, die topographisch tief liegen und zwischen Dünen auftreten. Interdünen im engeren Sinne sind an Basis und Top von Dünensedimenten begrenzt (Langford & Chan, 1989).

Nasse Sandebene (und Interdünen) unterscheiden sich von feuchten Sandebenen durch eine Sedimentation innerhalb des Kapillarsaums des Grundwassers (Amthor & Okkerman, 1998) und bilden sich bei steigendem Grundwasserspiegel (Kleditzsch, 2004). Adhäsion (durch Feuchtigkeit und Salz), Oberflächenkrusten und intrasedimentäre Evaporitbildung treten wie in der feuchten Sandebene auf.

Goodall et al. (2000) beschreibt im Rezenten ein höheres Relief der Salzkrusten als in feuchten Sandebenen. Die großräumige Fixierung des Lockersands durch Oberflächenkrusten limitiert die Sandverfügbarkeit (Kleditzsch, 2004). Durch ihre topographisch tiefste Position in oder um Dünenfelder(n) sammelt sich hier Niederschlagswasser und Tontrübe, was zur kurzzeitigen Bildung flacher Seen und Ablagerung von Tonlaminaen führt (Langford, 1989; Kleditzsch, 2004). Stollhofen & Stanistreet (2002) beschreiben auch Tonhäutchen auf Sedimentstrukturen sowie Tonklasten in nassen Tonebenen der Namib-Wüste. Feinste Gradierungen (im mm Maßstab) bilden sich durch abnehmende Strömungsenergie nach initialer Flutung (Platt, 1991). Bei geringer Salinität können sich hier Trockenrisse bilden, die nach Austrocknung Tonscherben für benachbarte Sandflächen bereitstellen (Strunck, 1993).

### 3. Fluviale und Schichtflut-Assoziation

Durch periodisch fließendes Wasser abgelagerte Sedimente im semiariden Klima zeichnen sich durch mittel- und kleindimensionale Schrägschichtung (Nagtegaal, 1978) sowie durch unregelmäßige, wenig horizontbeständige Diskontinuitätsflächen aus. Die Korngrößen sind meist etwas gröber als in Sandebenen und Sortierungen schlechter als die der äolischen Sandsteine (Nagtegaal, 1978; Rieke, 2001). Häufig werden Sohlenpflaster aus Grobsand sowie Normalgradierungen und zunehmende Anteile an Feinkorn innerhalb von Laminaen beschrieben (Nagtegaal, 1978; Fischer et al., 2003, 2007). Detritischer Ton tritt in Form von Tonklasten auf (Ziegler, 2006; Schöner, 2006).

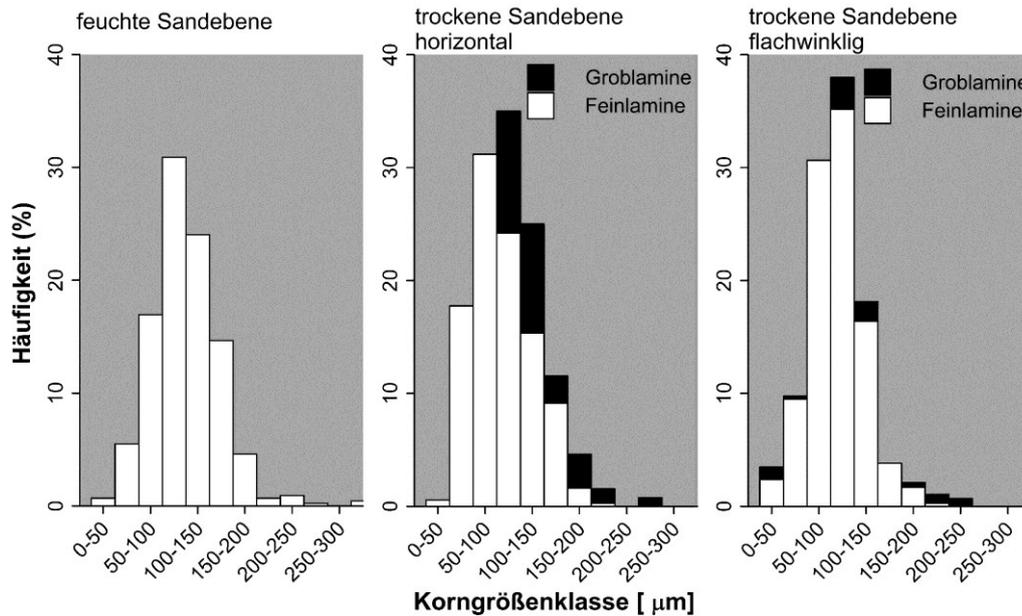
Im Südlichen Permbecken sind fluviatile Sedimente an die Beckenränder gebunden und erreichen ihre größte Verbreitung in den Niederlanden und im ostbrandenburgischen Raum (Seemann, 1982; Lindert et al., 1990; Rieke, 2001). Aus dem Gebiet Flechtingen-Altmark werden sie in Verbindung mit klastischen Zufuhrkanälen (Bebergraben, Bördesenke) beschrieben (Kleditzsch, 2004; Legler, 2006). Nach dem klimatischen Modell von Rieke (2001) sind fluviatile Schüttungen in feuchten Klimaphasen am wahrscheinlichsten (vgl. Sweet, 1999). Aufgrund von klastgestützten, matrixarmen, texturell unreifen Korngefügen und in Anbetracht des semi-ariden Klimas ohne Uferstabilisierung durch Vegetation (Kleditzsch, 2004), lässt sich auf einen verflochtenen Flusstyp in Wadis schließen (z.B. Nemeč & Steel, 1984). Oberflächenabfluss in Sandebenen und Sabkhas erfolgt unkanalisiert (Hug, 2004). Schichtflutablagerungen und distale Ausläufer von Alluvialfächern treten bei ausreichend hohem Gradienten auf und sind angrenzend an topographische Schwellen (z.B. Altmark- oder Bismarckschwelle) anzusiedeln. Ihr Klastspektrum spiegelt verstärkt die lokale Quelle (Vulkanschwelle) wider.

### 4. Tonebenen und Seen

Sedimente der Tonebenen enthalten mehr als 50% Ton und Silt, meist gemischt mit Feinsand im Zusammenhang mit schlechter Schichtung und Korngrößentrennung (George & Berry, 1993; Hug 2004). Glimmer können bis 10% ausmachen (Rieke, 2001). Seesedimente zeichnen sich dagegen durch laminierte Tonsteine, massive Anhydrit-, Halit- und Kalksteinlagen aus. Sie kommen vorwiegend unter der Wellenbasis zur Ablagerung. Dunkelgraue und grüne Sedimentfarben weisen auf ein teilweise reduzierendes Milieu hin (Rieke, 2001). Einschaltungen siltiger Feinsandsteine können möglicherweise mit fluviatilen Einfluss gedeutet werden (Rieke, 2001). Tonebenen treten im medialen Teil des Beckens als Übergangszone zwischen Sandebene und Salzsee auf (Platt, 1991; Goodall et al., 2000). Übergänge zwischen Tonebene und See sind jedoch fließend (Deutrich, 1993). Ein Unterscheidungsmerkmal ist, dass Tonebenen längere Zeit im ausgetrockneten Zustand verweilen und damit durch Trockenrisse (trockene Tonebene) oder Knollensulfate und evaporitische Oberflächenkrusten (salinare Tonebenen) charakterisiert sind. Wandernde Kleinrippel werden als Sandlinsen überliefert (Rieke, 2001). Weiterhin werden salinare Tonebenen durch Flutungs- und Eindampfungszyklen des Playasees beeinflusst: in Trockenphasen gebildete Salzkrusten werden bei Flutung gelöst. Nach Absatz von Schwebfracht fallen Salze erneut aus. Daneben wird Sand und Staub äolisch eingeweht (Legler, 2006). Der Grundwasserspiegel ist mit 1-2 m sehr flach (Fryberger et al., 1983). Ein ansteigender Seespiegel in feuchten Klimaphasen führt zur Vergrößerung des Sees, gleichzeitig zur Herabsetzung der Salinität. Am Beckenrand (z.B. in im Altmark-Raum), welcher nur bei maximalen Seespiegelständen erreicht wird, werden Seesedimente in Form von Tonsteinen abgesetzt. Evaporitausfällung in stehenden Gewässern kann dort jedoch für kleine Seen in Depressionen der Sand- und Tonebenen erwartet werden. Intraformationelle Gerölle an der Basis von Tonsteinen entstehen als Aufarbeitungslagen bei steigendem Seespiegel (flooding surface; Gralla, 1988).

### 4.4 Textur- und Schichtungsmerkmale der Faziestypen

Unterschiedliche Sedimentationsprozesse im Ablagerungsraum führen zu Variationen von Kornparametern, von Texturen, Sedimentstrukturen und von stratalen Eigenschaften zwischen den Faziestypen. Mittlere Korngrößen der untersuchten Proben schwanken von 101 bis



**Abb. 22:** Korngrößenverteilungen typischer Proben eines Faziestyps: **L:** feuchte Sandebene (A-28), **M:** trockene Sandebene, horizontal laminiert (A-68), **R:** trockene Sandebene, flachwinklig schräggeschichtet (A-43).

316  $\mu\text{m}$  (Mittelwert: 205  $\mu\text{m}$ ; feiner Mittelsand) und Sortierungen variieren zwischen 0,3 und 0,8 (Mittelwert: 0,5; gut sortiert). Korngröße und Sortierung sind aus Histogrammen ersichtlich (Abb. 22). Trocken-äolische Sandsteine sind etwas gröberkörnig (um 220  $\mu\text{m}$ ) als feuchte und nasse Sandebenen (um 200  $\mu\text{m}$ ). Die besten Sortierungen werden in Sedimenten des Dünenleehangs und in einigen äolischen Flächensanden erreicht. Die Rundungen der Sandkörner liegen zwischen 3,0 und 5,0 (Mittelwert: 3,8; gerundet), Sphärizitäten bei 0,2 bis 0,9 (Mittelwert: 0,6; moderat sphärisch), während Gehalte an detritischem Ton zwischen 0% und 40,4% (Mittelwert: 2,4%) liegen. Detritische Tongehalte steigen von feuchten (2-3%) über nasse Sandebenen (um 7-9%) zu Sand-Tonebenen (bis 40%) an, während trocken-äolische Bildungen nahezu tonfrei sind. Flussrinnen enthalten Tonscherben (um 2-3%).

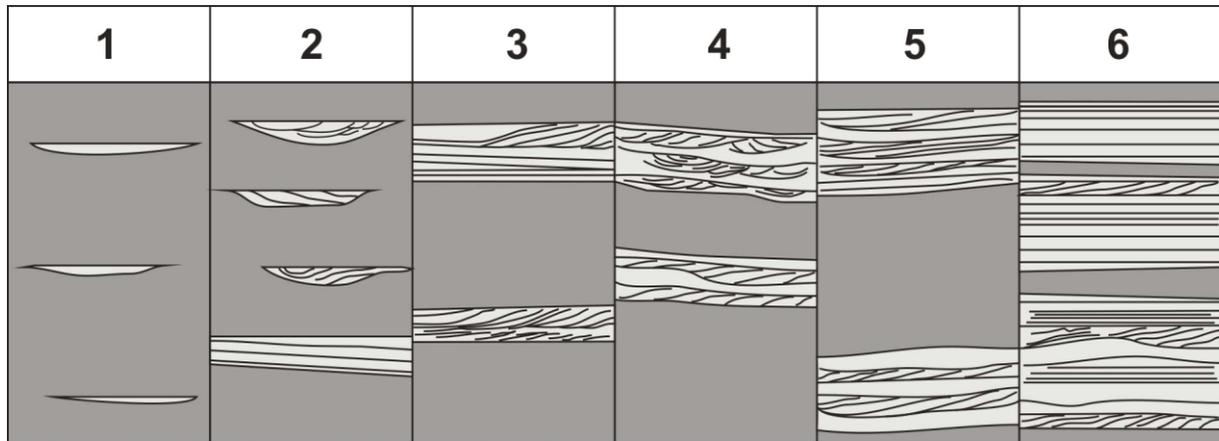
Eine Möglichkeit die mäßige Rundung in ansonsten textuell reifen Sandsteinen zu erklären ist ein Zusammenhang zwischen abnehmender Kornrundung mit steigender Klastverdrängung (durch Karbonat und Anhydrit; z.B. Burley & Kantorowicz, 1986). Diese erschwert die Ansprache von äolischen Sandsteinen, insbesondere wenn frühe verdrängende Zemente später gelöst und die Klasten anschließend komplett mit Kornüberzügen umhüllt werden. Grobe Klasten sind sphärischer und besser gerundet, da sie rollend und springend bewegt werden, während Feinsand noch in der Suspension transportiert wird und damit weniger Abrasion erfährt.

Zur Charakterisierung von Faziestypen durch Mächtigkeiten von Bank und Paket sowie zur indirekten Abschätzung von Vernetzungsgraden der Sandsteinkörper, wurde eine Einteilung in Architekturklassen vorgenommen (Tab. 3). Diese schließt die Mächtigkeit des Sandsteinpakets sowie den kürzesten vertikalen Abstand zur nächsten Sandsteinbank ein. Sandsteinpakete von bis zu vier Metern Mächtigkeit sind, von wenigen Ausnahmen ausgenommen, immer durch Stapelung verschiedener Faziestypen aufgebaut. Die Position der Faziestypen innerhalb dieser Pakete ist variabel. Trocken-äolische Typen treten im Schnitt etwas häufiger im Mittelteil auf und nur sehr selten am Top von Sandsteinpaketen. Allerdings treten im Umkehrschluss feuchte und nasse Faziestypen nicht zwangsläufig häufiger an Top und Basis der

## 5 Klasten und Provenanz

Pakete auf. Bedingt durch die Sohlbankzyklengliederung nach [Ellenberg \(1970\)](#) lagern Ton- und Siltsteine der See und Tonebenenfazies immer am Top der Zyklen.

**Tab. 3: Architekturklassen**

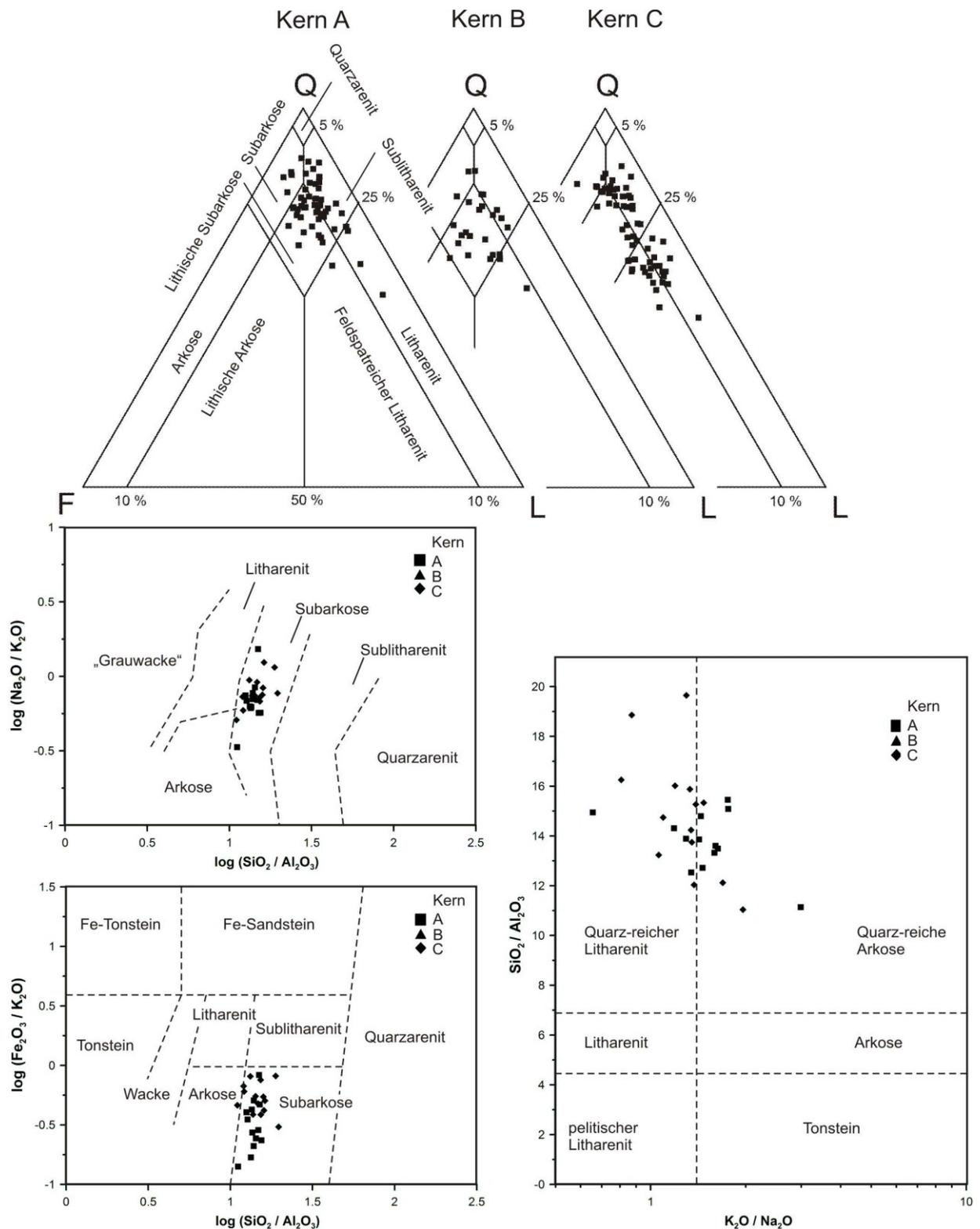


- Klasse 1** sehr gering mächtige (< 0,5 m), isolierte Sandsteinbänke (> 2 m vert. Abstand)
- Klasse 2** gering mächtige (< 1,0 m), vernetzte Sandsteinpakete (< 2 m vert. Abstand)
- Klasse 3** moderat bis mächtige (1,0 - 2,0 m), isolierte Sandsteinpakete (> 2 m vert. Abstand)
- Klasse 4** moderat bis mächtige (1,0 - 2,0 m), vernetzte Sandsteinpakete (< 2 m vert. Abstand)
- Klasse 5** mächtige (> 2,0 m), isolierte Sandsteinpakete (> 2 m vert. Abstand)
- Klasse 6** mächtige (> 2,0 m), vernetzte Sandsteinpakete (< 2 m vert. Abstand)

## 5 Klastbestand und Provenanz

### 5.1 Allgemeines

Das Kapitel zur Sedimentpetrographie behandelt die petrographische Beschreibung der wesentlichen Festphasen mit unterschiedlichen Methoden (Lichtmikroskop, REM, KL, Mikrosonde, XRD) gegliedert nach dem Mineraltyp. Detritische Phasen, insbesondere Lithoklasten werden detailliert beschrieben und untergliedert um Aussagen zur mineralogischen und chemischen Zusammensetzung treffen zu können. Dies ist insofern von Bedeutung, dass die Klasten äußere und innere porenzugewandte Oberflächen besitzen und dort mit einem Fluid in Wechselwirkung treten können. Das darauffolgende Kapitel interpretiert den Klastbestand im Hinblick auf seine Provenanz im Kontext des paläogeographischen Umfelds und der Fazies.



**Abb. 23:** Sandsteinklassifikation: **O:** Einteilung der untersuchten Sandsteine nach Petrographie (McBride, 1963); **ML:** Geochemische Einteilung nach Pettijohn et al. (1987), **UL:** nach Herron (1988), **UR:** nach Wimmenauer (1984).

### Sandsteinklassifikation

Proben der Kerne A und B sind nach dem Schema von [McBride \(1963\)](#) als Sublitharenite bis lithische Subarkosen anzusprechen. Kern C enthält zu gleichen Teilen Sublitharenite, Litharenite und feldspatführende Litharenite ([Abb. 23](#)). Erhöhte Lithoklastgehalte treten in gröberkörnigen Sandsteinen auf. Korrekturen der Feldspatgehalte sind aufgrund der geringen Feldspatlösung nicht erforderlich. Verhältnisse der Hauptkomponenten betragen im Durchschnitt  $Q_{74}F_{11}L_{15}$  und decken sich mit publizierten QFL-Verhältnissen von [Kleditzsch \(2004\)](#) für die Ostaltmark (Elbe-Folge), welcher ebenfalls erhöhte Anteile an Lithoklasten in Mittel- gegenüber Feinsandsteinen beschreibt. Kompositionelle Trends sind nicht Ziel dieser Arbeit und sind bereits von [Kleditzsch & Kurze \(1993\)](#) und [Kleditzsch \(2004\)](#) für die Ostaltmark sowie von [McCann \(1998\)](#) für das NEDB beschrieben.

Innerhalb der geochemischen Klassifikation von [Pettijohn et al. \(1987\)](#) sind sämtliche Proben im Feld der Subarkosen zu finden ([Abb. 23](#)). Abweichungen zur petrographischen Klassifikation beruhen auf dem hohen Feldspatgehalt innerhalb der Lithoklasten und der Armut von Schichtsilikaten in Klasten (z.B. durch Mangel an metamorphen Lithoklasten). Im Schema von [Herron \(1988\)](#) sind die Sandsteine dieser Arbeit ebenfalls im Feld der Subarkosen zu finden ([Abb. 23](#)). Eine mögliche Erklärung wäre die Zufuhr von Kalium und die Abfuhr von Eisen durch Fluid-Gesteinswechselwirkungen. Nach der Einteilung von [Wimmenauer \(1984\)](#), sind die Proben als quarzreiche Litharenite und quarzreiche Arkosen anzusprechen. Dies deckt sich sehr gut mit dem petrographischen Befund.

### 5.2 Monokristalline Klasten

#### Monokristalliner Quarz

(M: 44,1% ; min: 30,8 max: 55,0%)

Monokristalline Quarze enthalten Einschlüsse von Zirkon, Turmalin, Rutil, Apatit und Helminth-Chlorit (letzterer nur in Probe C-21). Flüssigkeitseinschlüsse in Quarzen sind sehr selten. Häufig sind feine, ebenfalls mit Quarz verheilte Mikrorisse. Auslöschungen sind zu gleichen Teilen gerade und undulös. Subkornbildung ist an Monoquarzen nicht zu beobachten. Drucksuturierung kommt nur an Grenzen zu illitischen Tonhäutchen und Tonlaminaen vor und nie an unmittelbaren Grenzen zweier Quarze. Vereinzelt treten Quarzklasten mit kantengerundeten Anwachssäumen und einem Hämatit-Saum zwischen Klast und Zement auf. (Kathodo) Lumineszenzfarben der Mono- und Polyquarze sind gleichermaßen dunkel violett. Anwachssäume erscheinen hier tief dunkelblau, verheilte Mikrorisse innerhalb von Quarzen ebenfalls violett und sind heller als die Klasten selbst. Nach [Zinkernagel \(1978\)](#) und [Matter & Ramsayer \(1985\)](#) spricht vorwiegend violette Lumineszenz für ein magmatisches Liefergebiet. Nichtlumineszierende Anwachssäume sind erwartungsgemäß diagenetischen Ursprungs. Hellrote Lumineszenz in Einprenglingen von Vulkanoklasten tritt nicht auf (vgl. [Platt, 1991](#)).

#### Polyquarz (Qzp)

(M: 7,2% ; min: 0,6 max: 23,2%)

Quarze mit mehr als einem Kristallindividuum wurden zu den Polyquarzen gerechnet (vgl. [Deutrich, 1993](#)). Entsprechend der Klassifikation von [Mc Bride \(1963\)](#) werden Polyquarze zu

Quarzen gezählt. Genetisch betrachtet handelt es sich um Lithoklasten. Cherts treten nicht auf. Innerhalb der Gruppe der Polyquarze zeigen drei Viertel eine polygonale Internstruktur ähnlicher Domänengröße mit ähnlichen Winkeln oder suturierten Grenzen der Domänen. Ein Viertel der Polyquarze zeigt eingeregeltere, langgestreckte Domänen.

### Detritische Feldspäte

Kalifeldspäte treten mit durchschnittlich 6 Vol.-% (min: 1,0 max: 11,4%) deutlich häufiger als Plagioklase auf (M: 1,5%; min: 0,0 max: 5,0%). Feldspäte unterscheiden sich von Quarz über ihre Verzwillingung, opake Einschlüsse, Spaltbarkeit (Flächen intern und extern), Illitisierung, Albitisierung und Lumineszenz. Kalifeldspäte treten zu drei Vierteln unverzwillingt und zu einem Viertel mit Mikroklingitterung auf. Sehr selten sind Einfachzwillinge nach dem Karlsbader Gesetz. Plagioklase zeigen in der Hälfte der Fälle Zwillinglamellen oder sind unverzwillingt. Albitisierung und polysynthetische Verzwillingung schließen sich im Probenmaterial nicht aus. Sehr schmale Lamellen sprechen für einen hohen Na-Gehalt. Zonarbau (wie bei vulkanischen Plagioklasen zu erwarten) wurde in BSE-Aufnahmen nicht beobachtet. Vereinzelt treten perthitische Entmischungen mit schwach mikroporösen Albit-Lamellen auf (Tafel 2 im Anhang auf S. A3). Als Einschlüsse treten Zirkon und Turmalin, opake Eisen- und Titanminerale sowie Illit auf (s.u.). Die Auslöschung der Kalifeldspäte ist gerade und zu geringen Anteilen auch undulös. Lumineszenzfarben von Alkalifeldspäten sind mittelblau bis blau violett (Abb. 24). Typische Mikrokline lumineszieren hellblau (vgl. Matter & Ramseyer, 1985), Plagioklase

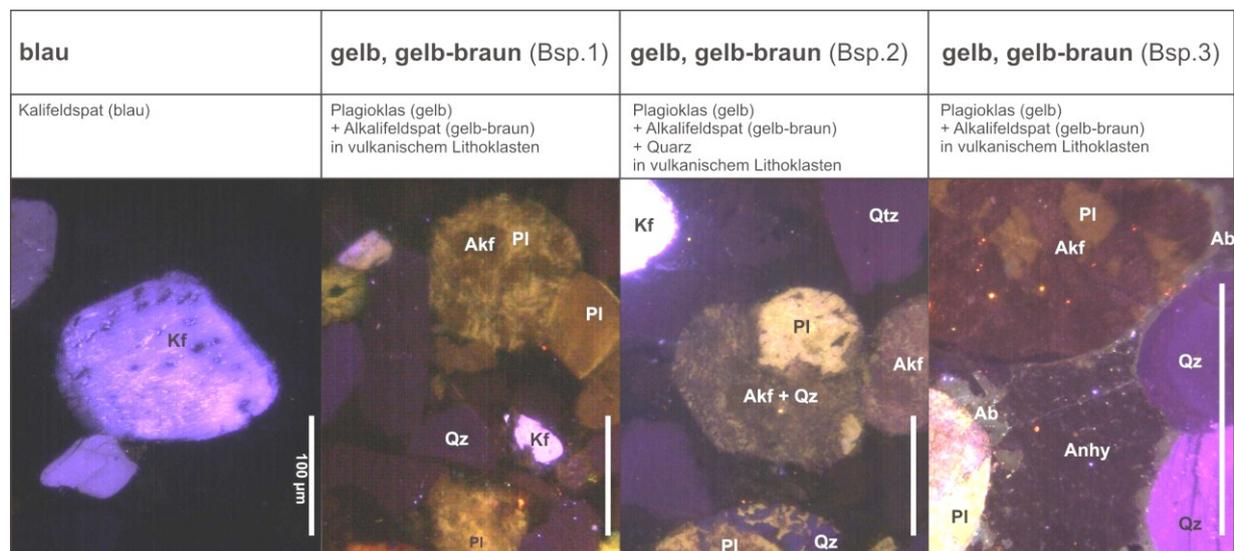


Abb. 24: Beobachtete Lumineszenzfarben detritischer Feldspäte: Kalifeldspäte, Alkalifeldspäte und Plagioklase; Einzelmineralkörner und Feldspäte innerhalb der Lithoklasten.

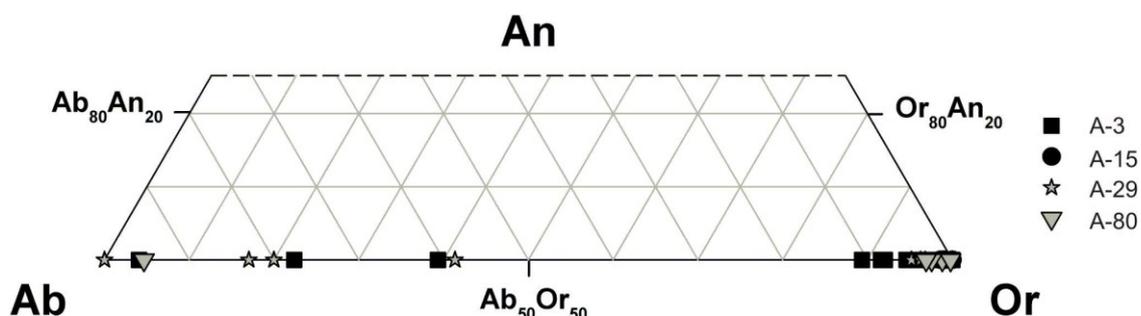


Abb. 25: Chemische Zusammensetzung von detritischen Feldspäten.

dagegen braun-orange. Plagioklase in vulkanischen Lithoklasten tendieren zu hellbraunen Farben (Abb. 24). Feine Verwachsungen von Alkalifeldspat und Quarz in Lithoklasten erscheinen dunkelbraun, sind allerdings räumlich schwer aufzulösen. Die Illitisierung und die Albitisierung führen nicht zur Veränderung der Lumineszenzfarbe.

Chemische Zusammensetzungen detritischer Feldspäte liegen innerhalb der binären Mischreihe der Alkalifeldspäte (Abb. 25). Alkalifeldspäte enthalten bis zu 15% Albit-Komponente, Albit-reiche Feldspäte bis zu 40% Orthoklas-Komponente. Calcium wurde in Plagioklas nicht nachgewiesen. Die Illitisierung ist generell nur schwach ausgebildet, aber von Klast zu Klast sehr variabel. Diese Streuung erklärt sich durch die Verwitterung im Liefergebiet, durch selektive Illitisierung entsprechend der chemischen Zusammensetzung des Feldspats, oder durch die Zugänglichkeit der Minerale zum Porenraum. Illitisierung von Feldspäten ist vom Diagenesetyp abhängig: maximale Illitisierung ist im IM-Diagenesetyp zu beobachten. Imprägnierungen mit Eisen- und Titanoxiden (Auflicht: Hämatit und Anatas) treten als richtungslose Durchstäubung auf. Plagioklase sind hiervon stärker betroffen als Kalifeldspäte. Als quantitativ wichtigste Alteration ist die Verdrängung durch authigenen Albit (Albitisierung) zu sehen. Alle untersuchten Plagioklase sind komplett und homogen albitisiert, Kalifeldspäte nur entlang der Spaltbarkeit. Die Albitisierung steht im Zusammenhang mit einer Netto-Volumenreduktion und der Bildung von Intragranularporosität (Aagaard et al., 1990; Morad et al., 1990). Feldspäte treten überwiegend nicht angelöst und selten schwach angelöst auf. Vereinzelt treten in porösen Sandsteinen Kornüberzüge als leeren Hüllen um rückstandsfrei gelöste Klasten auf. Hier ist nicht geklärt, ob es sich ursprünglich um Feldspäte gehandelt hat.

### **Detritische Schichtsilikate**

(M: <0,1% ; min: 0,0 max: 1,6%)

Detritische Schichtsilikate sind in den beschriebenen Sandsteinen äußerst selten. Überwiegend handelt es sich um Muskovit innerhalb siltig-toniger Flasern (z.B. Proben A-34, C-19). Poröse Sandsteine enthalten vereinzelt abgerollte Bruchstücke von Glimmern (z.B. A-36). Detritischer Biotit ist seltener als Muskovit und nur in matrixreichen und meist roten Sandsteinen zu finden (z.B. A-3, A-35). Biotit tritt ausschließlich chloritisiert mit anomal blauen Interferenzfarben ohne sonst typische bird's eyes auf. Imprägnierung mit Hämatit ist in roten Sandsteinen häufig. Detritischer Chlorit wird nur in einem Sandstein beobachtet (A-68).

### **Detritische Schwerminerale**

(M: 0,1% ; min: 0,0 max: 0,8%)

Schwerminerale treten sehr selten auf. Das Spektrum transparenter Schwerminerale umfasst (in der Reihenfolge abnehmender Häufigkeit) Zirkon, Turmalin (z.T. als Schörl), Rutil, Monazit und Apatit. Opake Schwerminerale, wurden im Auflicht als Hämatit, Anatas und Titanit bestimmt und sind im Regelfall polykristallin. Als Einzelexemplare treten Chromit, giftgrüner Epidot (C-69, C-124) und Granat (C-27) auf. In einer Probe (A-29) tritt Chalcopyrit ( $\text{CuFeS}_2$ ), umwachsen von Covellit ( $\text{CuS}$ ) innerhalb eines duktil deformierten Klasten auf. Authigene Umwachsungen detritischer Schwerminerale treten häufig bei Rutil auf, der von authigenem Anatas umwachsen wird (Tafel 6 im Anhang auf S. A8). Apatit zeigt in Ausnahmefällen Hinweise auf eine authigene Bildung. Umwachsungen detritischer Körner sind hier jedoch nicht erkennbar. Hellgelbe Lumineszenzfarben von Apatit (vgl. Platt, 1991) werden von der kräftig roten Lumineszenz der Karbonatzemente überstrahlt. Innerhalb von Lithoklasten werden

vereinzelt Minerale des REE-Fluorokarbonats (Synchysit) nachgewiesen, die aus Rotliegend-Sandsteinen bekannt sind (Hartmann, 1997) und zusammen mit Titanoxiden und Vulkanitklasten auftreten. Außerdem konnte ein La-Ce-Phosphat (A-29) nachgewiesen werden, bei dem es sich wahrscheinlich um Monazit handelt (Tafel 6 im Anhang auf S. A8; vgl. Platt, 1991). Ce-reiche REE-Phasen stammen möglicherweise aus hydrothermal gebildeten Gesteinen (vgl. Hartmann, 1997). Sie werden in der Literatur aber auch als sehr feinkörnige (<0,1-10 µm) Beimengungen in Tonmineral-reichen Kornüberzügen um detritische Klasten beschrieben (Rasmussen, 1996).

### 5.3 Lithoklasten und Matrix

Lithoklasten der beschriebenen Sandsteine sind Bruchstücke von felsischen Vulkaniten (Mittelwert in der Probe 6,3%), mafischen Vulkaniten (1,6%), Metamorphiten (0,8%) und Sedimentgesteinen (0,3%). Daneben treten illitisierte (0,3%) und chloritisierte (0,3%) sowie Eisenoxid-(0,2%) und Titanoxid-Klasten (0,2%) auf. Tafel 2 (auf S. A3) zeigt Bilder typischer Lithoklasten. Im Bezug zur Granulometrie sind Lithoklasten generell etwas besser gerundet als Mono- und Polyquarze. Je größer die Korngröße ist, desto höher ist der Anteil an vulkanischen Lithoklasten (Abb. 26). Das Verhältnis felsischer zu mafischer Vulkanitklasten steigt mit der Korngröße (Abb. 26). Gabriel (1989) und Marx (1990) entwickelten eine petrographische Gliederung der Rotliegend-Vulkanite im Norddeutschen Becken einschließlich der Altmark (Tab. 4):

**Tab. 4: Petrographische Klassifikation der permokarbonenen Vulkanite des Norddeutschen Beckens:**  
Einteilung zusammengefasst und vereinfacht nach Gabriel (1989), erweitert nach Marx (1990).

#### Rhyolithide

##### Typ 1

- mikropoikilitische Grundmasse aus Kf, Qz, Plag (Erschungsbild eines "poikilitischer Quarz-Zements")
- wenig Einsprenglinge (5-15 %), meist Na-betonte Plag, z.T. Kf
- Gefüge porphyrisch, selten graphophyrisch oder granulös
- Kristallgröße holo- bis mikrokristallin
- teilweise Entmischung zu Myrmekit + Schachbrettalbit

##### Typ 2

- mikropoikilitische Grundmasse aus Kf, Qz und 8-10 % Plag
- keine Quarzeinsprenglinge, wenig Kf-Einsprenglinge
- häufige Schachbrett-Albit-Entmischung
- Zusammensetzung intermediär zu den Andesitoiden

##### Typ 3

- holokristalline Grundmasse
- einsprenglingsreich (8-35 %) Kf (Orthoklas, Sanidin), daneben Qz („Würfelquarze“), Plag, selten Granat
- Gefüge graphophyrisch bis granophyrisch, selten fluidal
- Übergangstyp zu Subvulkaniten

##### Typ 4

- Ignimbrite mit mikrokristallin bis granularem Gefüge
- verschweißte Vitroklastreilke, Bimsfetzen, zerbrochene Kristalloklasten 18-30 %

##### Typ 5

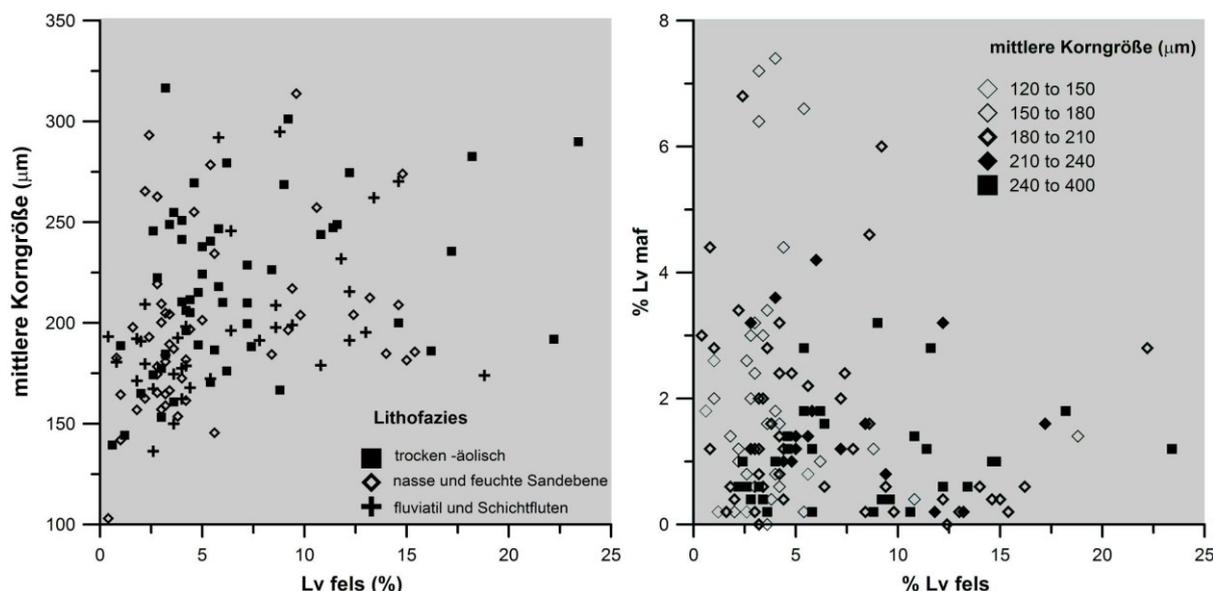
- ausschließlich Grundmasse
- sehr Qz-reiche Zusammensetzung, sofern im Mikroskop auflösbar
- radialstrahlige Kugeln und Schlieren
- Kristallgröße holo, mikro, kryptokristallin
- rekristallisiertes Gesteinsglas (Obsidian)

#### saure Andesitoide

- stark vertonte Grundmasse
- Einsprenglinge aus Plagioklas, alteriertem Pyroxen, Kalifeldspat und Quarz
- Gefüge a) granulös, graphophyrisch (bei Qz-reicher Zusammensetzung) b) pilotaxisch, intersertal bis trachytisch
- häufig beschriebene Umwandlungen:  
Grundmasse -> Hm ; Grundmasse -> Cc + Qz ;  
Grundmasse -> Chl + Ill ; Plagioklas -> Msk + Cc + Chl ;  
Pyroxen -> Chl + Hm + weitere Tonminerale ;  
Pyroxen -> Hm + Qz ; Ilmenit -> Hm + Leukoxen

#### Basaltoide

- stark vertonte Grundmasse
- Gefüge a) porphyrisch, fluidal, b) pilotaxisch bis intersertal
- Kristallgröße holo bis mikrokristallin
- Hauptbestandteile: Plagioklas, alterierte Pyroxene  
Pseudomorphosen nach Olivin, Magnetit, Ilmenit, Kalifeldspat, Anatas, Zirkon
- häufig beschriebene Umwandlungen:  
Plagioklas -> Albit + weitere Tonminerale ;  
Plagioklas -> Chl + Hm ;  
Pyroxen -> Chl + Hm ; Olivin -> Hm + Chl



**Abb. 26:** Korngrößenabhängigkeit der vulkanischen Lithoklasten: **L:** Zusammenhang zwischen Korngröße und der Häufigkeit vulkanischer Lithoklasten, **R:** Verhältnis zwischen felsischen und mafischen Vulkanitklasten in Abhängigkeit von der Korngröße (Lv fels: felsische vulkanische Lithoklasten; Lv maf: mafische vulkanische Lithoklasten).

#### Felsische Vulkanitklasten ( $Lv_{\text{fels}}$ : M: 6,3% ; min: 0,4 max: 23,4%)

Hierzu werden Lithoklasten gerechnet, die reich an Quarz- und Kalifeldspat sind und ein magmatisches Gefüge aufweisen (**Tafel 2 auf S. A3**). Eine Unterscheidung zwischen felsischen und intermediären Typen anhand des Gehalts an Plagioklas und Quarz wird aufgrund der geringen Kristallgrößen nicht vorgenommen. Damit deckt sich die Einteilung mit den Rhyolitoiden (vgl. [Gabriel, 1989](#); [Marx, 1990](#)) und Rhyolithoid-Klasten in Altmark-Sandsteinen (vgl. [Kleditzsch, 2004](#)), die sowohl quarzreiche als auch sehr feldspatreiche Magmatite umfassen. [Kleditzsch \(2004\)](#) unterscheidet in Sandsteinen der Ostaltmark (Havel-Fm.) vier Typen: mikrokristalline bis mikropoikilitische Klasten (z.T. mit Fluidalgefüge), Verwachsungen aus mehr als drei Feldspat- und Quarzindividuen, sphärolithische Bruchstücke und myrmekitische bis mikrographische Verwachsungen (**Tafel 2 auf S. A3**). In der vorliegenden Arbeit werden feinkristalline und mittel- bis grobkristalline Vulkanitklasten sowie magmatische grobkristalline Quarz-Feldspat-Verwachsungen unterschieden. Chemische Zusammensetzungen werden für feinkristalline und grobkristalline felsische Vulkanite separat bestimmt, indem an mehreren Klasten eines Typs die enthaltenen Kristallindividuen gemessen werden (Mittelwert, min, max). Die Flächenanteile der Mineralphasen werden durch Abschätzung im hoch vergrößerten Rückstreuelektronenbild abgeschätzt. Generell zeigt sich, dass die relativen Anteile von Mineralphasen innerhalb eines Klastentyps stärker variieren als die chemische Zusammensetzung der Kristallindividuen (Durchschnittliche Zusammensetzungen im Anhang **auf S. A80 ff.**). **Abbildung 27 (auf S. 53)** gibt Aufschluss über Feldspatzusammensetzungen vulkanischer Lithoklasten. Es treten nahezu reine Endgliedzusammensetzungen auf. Ausgenommen sind einige mafische Vulkanitklasten, die bereichsweise auch Ca-führende Plagioklase enthalten. Das Überwiegen von Endgliedzusammensetzungen sind als Hinweis auf die diagenetische Überprägung (Albitisierung) zu verstehen.

**1. Feinkristalline felsische Vulkanitklasten** sind reich an Alkalifeldspat, Quarz und Plagioklas. Daneben konnten Illit, Chlorit sowie Titan- und Eisenoxide nachgewiesen werden. Klasten dieses Typs enthalten in grauen Sandsteinen mehr Quarz sowie weniger Plagioklas als in roten Sandsteinen. Alkalifeldspäte in Klasten dieses Typs zeigen in grauen Sandsteinen höhere K/Na Verhältnisse und die Illit-Chlorit-Verwachsungen höhere Gehalte an K und geringere Gehalte an Fe und Mg gegenüber roten Sandsteinen.

Zum überwiegenden Teil sind mikrokristalline Texturen (<10 µm), selten auch mikropoikilitische Texturen zu beobachten. Hohe Anteile an Kalifeldspat und Plagioklas in den Lithoklasten machen sich durch eine bräunliche Verfärbung bemerkbar. Quarzreiche Typen sind einschlussarm und zeigen häufig mikropoikilitische Gefüge und eine stabile äußere Kornform. Sphärolithische und schlierige Fluidaltexturen treten ebenfalls auf. Auch strahlige Aggregate von Chalcedon mit geringerer Lichtbrechung im Vergleich mit Hochquarz sind innerhalb quarzreicher Typen zu beobachten. Sphärolithe und Chalcedon können das Ergebnis von Entglasung darstellen. Untergeordnet treten porphyrische Texturen mit mikro- bis kryptokristalliner Grundmasse und Einsprenglingen auf. Die Grundmasse und die Einsprenglinge sind gleichermaßen fein mit opaken Phasen imprägniert. Sowohl homogene, mikrokristalline als auch porphyrische Klasten sind als Bruchstücke einer rekristallisierten vulkanischen Grundmasse zu verstehen.

**2. Mittel- bis grobkristalline felsische Vulkanitklasten** sind reich an Alkalifeldspat und Plagioklas, relativ arm an Quarz und enthalten primär keine Schichtsilikate. Klasten dieses Typs sind in grauen Sandsteinen etwas reicher an Quarz und etwas poröser als in roten. Außerdem sind K/Na-Verhältnisse der Alkalifeldspäte höher als in roten Sandsteinen. Plagioklase treten ausschließlich als Na-Endglied auf.

Am Häufigsten treten gleichkristalline magmatische Mosaikgefüge mit 20-50 µm großen Kristallindividuen auf, wobei ideale 120°-Gleichgewichtskorngrenzen meist fehlen. Kristallindividuen zeigen häufig vierseitige Schnittbilder. Quarze löschen gerade aus, wie bei vulkanischen Klasten zu erwarten. Seltener sind Gefügetypen aus orientierten, langgestreckten Kalifeldspäten bis 100 µm Größe.

**3. Grobkristalline (Quarz-)Feldspatverwachsungen** erscheinen lichtoptisch als einheitlich auslöschende Alkalifeldspäte mit duktiler Deformation sowie auffällig starker Illitisierung und Pigmentierung mit Eisen- und Titanoxiden. Randlich anhaftende mikrokristalline Bereiche lassen vermuten, dass es sich bei diesem Klastentyp um Vulkanit-Einsprenglinge handelt. Eine Abwandlung dieses Typs besteht aus großen Leisten von Plagioklas und Alkalifeldspat, die in Aggregaten etwa im 90° Winkel zueinander stehen. Den dritten Typ bilden graphische und myrmekitische Verwachsungen von Quarz und Feldspat.

**Mafische Vulkanitklasten** ( $L_{\text{maf}}$ , M 1,6% ; min: 0,0 max: 7,4%)

[Kleditzsch \(2004\)](#) gliedert Klasten mafischer Vulkanite in Altmark-Sandsteinen in trachytische bis fluidale Gefügetypen und in intersertale Gefügetypen mit opaker Grundmasse und Plagioklasleisten sowie in vollständig substituierte (meist vertonte) Bruchstücke. In der vorliegenden Arbeit wird, angesichts der Seltenheit und der starken Alteration dieser Klasten folgende Einteilung (in der Reihenfolge abnehmender Häufigkeit) vorgenommen: Klasten mit sperrigen Plagioklasleisten in opaker Grundmasse, Klasten mit Intersertalgefüge mit >90% Plagioklas

sowie Klasten mit überwiegend (>75%) chloritisierten magmatischen Klasten. Daneben treten vollständig in Eisenoxide und Titanoxide umgewandelte Klasten auf.

Mafische Vulkanitklasten bestehen, entsprechend der Mikrosondenanalysen überwiegend aus Plagioklas, Alkalifeldspat, Chlorit und Illit sowie aus Eisen- und Titanoxiden. Selten sind Muskovite enthalten, die in einer opaken Grundmasse schwimmen. Hornblenden und Augite, wie [Raselowski \(1987\)](#) sie für die Altmark beschreibt, werden nicht beobachtet.

Gefüge mafischer Vulkanitklasten sind unregelmäßig mit sperrigen, verschachtelten, Plagioklasleisten. Selten treten ophitische Gefüge und trachytische Gefüge mit eingeregelmäßigem Plagioklas auf. Die Mikroporositäten sind meist hoch und eine duktile Deformation an Kornkontakten ist häufig. Die enthaltenen Plagioklase sind unverzwilligt und nicht zonar gebaut. Chlorite innerhalb der Klasten sind meist klein und leistenförmig. Sie können vereinzelt auch derb und fächerförmig ausgebildet sein. Eisen- und Titanoxide sind hier häufiger als in den felsischen Vulkaniten. Sie treten entweder als diskrete Einzelminerale (bis ca. 15-20 µm) oder als vollständig opake Durchstäubung der Grundmasse auf.

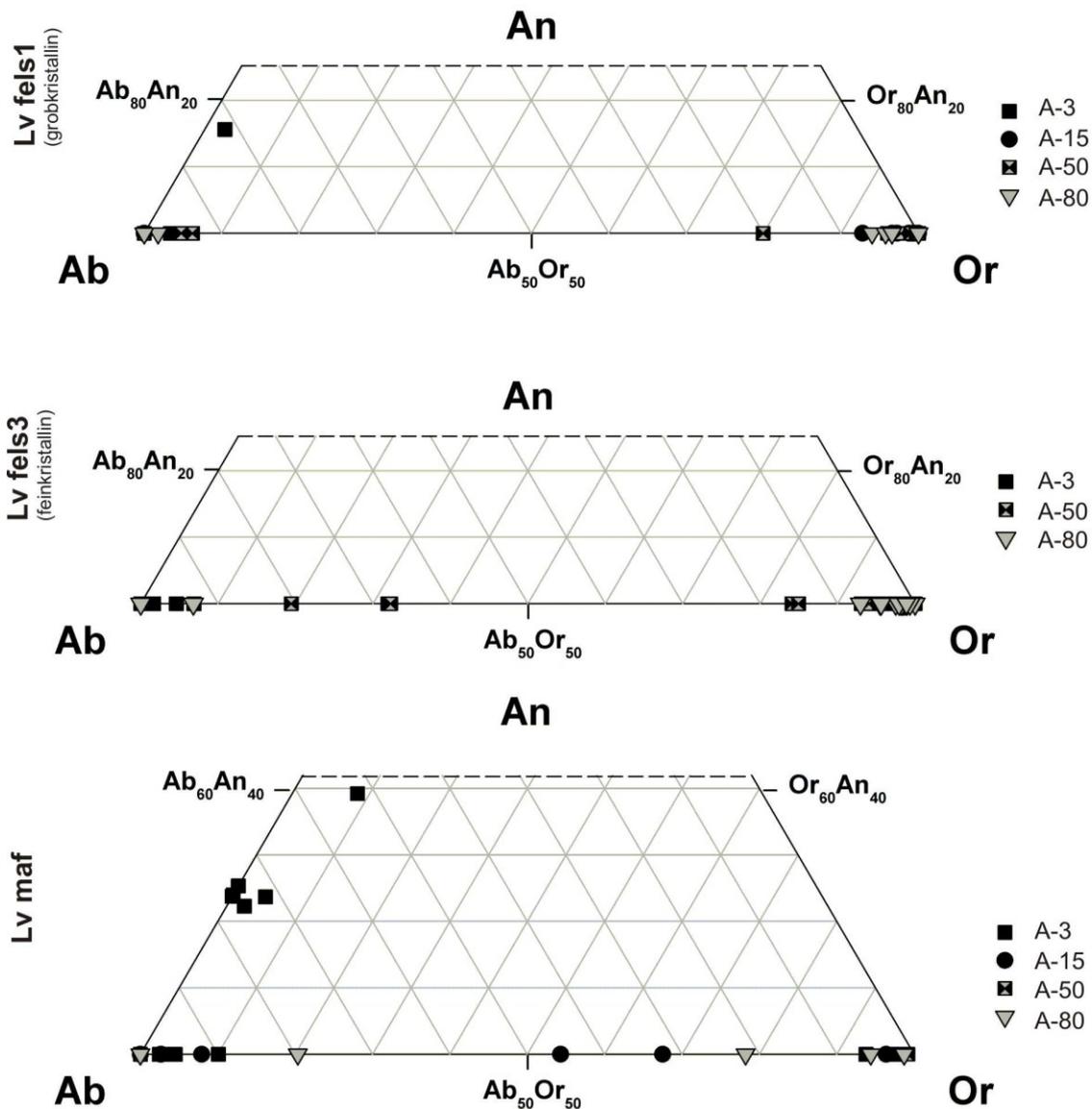


Abb. 27: Chemische Zusammensetzung der Feldspäte in Lithoklasten.

### Opake Lithoklasten

Im Durchlicht komplett opake Lithoklasten sind deutlich kleiner als die übrigen Klasten im Gestein und lassen sich im Auflicht in Hämatit- und in Titanoxid-Klasten unterteilen. Hämatit-Klasten erscheinen als massive Klasten oder als stark kleinteilig zerbrochene Minerale und Mineralaggregate in Porenräumen. Diese sind in roten Sandsteinen durch einen roten Rand gekennzeichnet, während die Korngrenzen in gebleichten Sandsteinen scharf begrenzt und schwarz sind. Anhand von Rückstreuелеktronen-Bildern zeigt sich, dass die im Auflicht homogen erscheinenden Klasten entweder einheitlich aus Hämatit bestehen oder extrem fein mit Hämatit imprägnierte Lithoklasten darstellen. Titanoxid-Klasten sind in der Regel polykristalline Aggregate und enthalten neben Anatas und Rutil auch Hämatit. Sie treten sowohl in grauen als auch in roten Sandsteinen auf, wobei die Aggregate in gebleichten Sandsteinen nur zentral Hämatit enthalten und randlich aus reinem Titanoxid bestehen. Vereinzelt sind auch nicht näher bestimmte Erzminerale mit starker Reflexion und sehr geringen Innenreflexen enthalten.

### Metamorphe Lithoklasten ( $L_{\text{meta}}$ : M: 0,8%; min: 0,0; max: 3,6%)

Metamorphit-Klasten sind sehr selten und wurden nur in Kern A exemplarisch in vier Typen untergliedert. Den häufigsten Typ bilden Quarz-Chlorit-Illit-Lithoklasten mit bereits lichtmikroskopisch auflösbaren, verhältnismäßig großen Schichtsilikaten und äußerst variablen (10-90%) Anteilen an Quarz. Als Abwandlung dieses Typs bestehen Illit-Chloritschieferklasten ausschließlich aus feinkristallinen Schichtsilikaten. Der dritte Typ wird von Muskovit-Chlorit-Quarzklasten gebildet und zeichnet sich durch große Hellglimmer bis 80  $\mu\text{m}$  Länge aus. Den vierten Typ bilden felsische metamorphe Magmatitklasten mit bis über 100  $\mu\text{m}$  großen, ausgeprägten Quarzen, Alkalifeldspäten und Hellglimmern. Die Gemeinsamkeit aller Metamorphitklasten ist ihre duktile Deformation an Kornkontakten.

### Sedimentäre Lithoklasten ( $L_{\text{sed}}$ : M: 0,2% ; min: 0,0 max: 2,0%)

Hierbei handelt es sich überwiegend um Silt- und Sandsteinklasten (Tafel 2 im Anhang auf S. A3). Die enthaltenen Minerale sind kantengerundet und zeigen bei ähnlicher Größe opake Überzüge und eine tonig-siltige Grundmasse. Vereinzelt treten kantengerundete Quarze in einer Grundmasse aus Hämatit auf. Eine Verwechslung mit verwitterten Rhyolithoiden mit Quarzeinsprenglingen und einer vertonten Matrix ist generell nicht auszuschließen.

### Karbonatisierte Klasten (M: 0,1% ; min: 0,0 max: 1,8%)

Durch Karbonat vollständig verdrängte Klasten sind fast ausschließlich in roten Sandsteinen zu beobachten welche auch Karbonatzement enthalten. Ehemalige Kornränder der ursprünglichen (meist Litho-) Klasten sind durch Staubränder nachgezeichnet. Häufig karbonatisiert sind sphärolithische und radialstrahlige Aggregate vulkanischen Ursprungs. Ihre Internstruktur ist häufig noch geisterhaft vorhanden (Tafel 2 auf S. A3). Unmittelbare Verwachsungen mit intergranularem Karbonatzement sind nicht zwingend erforderlich. Verwechslungen mit Bruchstücken von Karbonatgestein, etwa mit aufgearbeiteten Knollen aus Calcretes sind prinzipiell möglich.

### **Ton-Intraklasten** (M: 0,3% ; min: 0,0 max: 6,8%)

Pelitische, duktil deformierte (bis >1 cm große) Klasten bestehen aus Illit und wenig Chlorit und sind durch eine intensive Imprägnierung mit Hämatit meist dunkel rotbraun gefärbt (**Tafel 2 auf S. A3**). Ein hoher Anteil an Mikroporosität wird in Rückstreuелеlektronenbildern deutlich. Neben Schichtsilikaten ist angularer bis kantengerundeter Quarzsilt enthalten. Äußere Formen sind meist langgestreckt und gewölbt (**Tafel 1 im Anhang auf S. A2**). Sind pelitische Klasten in die Zwickel der umgebenden Klasten gepresst, so ist von Pseudomatrix zu sprechen (**Dickinson, 1970**). Eine geringe mechanische Stabilität erlaubt nur eine kurze Transportweite. Daher wird eine Aufarbeitung und Resedimentation im gleichen Liefergebiet angenommen (vgl. **Gaupp et al., 1993; Schöner, 2006**).

### **Grüne Tonmineral-Aggregate**

In einigen Sandsteinen, insbesondere im nördlichsten Kern C (A-4, C-62, C-27, C-63, C-82, C-91, C-114) sind polykristalline Klasten aus Tonmineralen mit kräftig flaschengrüner Eigenfarbe enthalten, welche die Interferenzfarbe bei gekreuzten Polarisatoren überlagert (**Tafel 2 auf S. A4**). Aggregate dieser Art werden auch von **Raselowski (1987)** für die Altmark und von **Deutrich (1993)** und **Schöner (2006)** aus dem Nordwestdeutschen Raum beschrieben.

#### Interpretation:

**Raselowski (1987)** und **Deutrich (1993)** interpretieren diesen Klast-Typ als Glaukonit, einem Mineralgemisch aus Glaukonit, Illit und Vermiculit (**Füchtbauer, 1988**). Datierungen, die laut **Raselowski (1987)** an den Glaukoniten vorgenommen werden, ergeben Alter von 226-243 ±20 Mio. a (2 Proben) und 210-198 ±20 Mio. a (2 Proben). Die erstgenannten Alter könnten auf eine eodiagenetische Bildung im Einflussbereich des Salzsees hindeuten. Mikrosondenanalysen von **Deutrich (1993)** sprechen für Glaukonit mit Illit-ähnlicher Zusammensetzung. Aus Sicht der Faziesanalyse würde dies eine Bildung am Rand eines Salzsees nahe legen. Allerdings ist die rezente Bildung von Glaukonit ausschließlich aus marinen Sedimenten bekannt (50°S-65°N, Wassertiefen 50-500 m; **Odin & Matter, 1981**). **Schöner (2006)** interpretiert grüne Aggregate als 7Å-Tonminerale, beispielsweise als Berthierin oder alternativ als Wechsellagerungstonminerale, wie z.B. Corrensit. Letzterer wird unter hoher Salinität in kontinentalen Seesedimenten gebildet, was zum Ablagerungsmilieu am Rand des Rotliegend-Salzsees passen würde. Gegen Corrensit spricht allerdings, dass dieses Mineral bei den gegebenen Lagerstättenbedingungen von etwa 130°C in Mg-reichen Chlorit umgewandelt worden wäre. Anhand der vorliegenden Daten lässt sich die Herkunft dieses Klast-Typs nicht sicher klären.

### **Mikroporöse Lithoklasten** (ILK: M: 0,3% ; min: 0,0 max: 2,0%)

**Illitisierte und chloritisierte Lithoklasten** bestehen fast ausschließlich aus feinkristallinen Schichtsilikaten. Je nach Ausgangszusammensetzung des ursprünglichen Klasten sind vereinzelt opake Phasen oder Einsprenglinge von Quarz, zum Teil auch von Feldspat enthalten. Elementverteilungsbilder eines mikroporösen Klasten zeigen, dass sowohl Illit als auch Chlorit, daneben auch Kalifeldspat-Einsprenglinge enthalten sein können. Illitisierte und chloritisierte Klasten treten nur im Zusammenhang mit offenen Porenräumen auf. Duktile Deformation wird nicht beobachtet. Trotz hoher Intragranularporosität dürfte dieser Klasttyp aufgrund der geringen Porengrößen nicht zur Nutzporosität beitragen.

Daneben treten im Probenmaterial **Tonarme mikroporöse Klasten** auf, die überwiegend aus authigenem Quarz und Albit bestehen. Feine Imprägnierungen mit Eisen- und Titanoxiden treten auf. Dieser Klastentyp ist im Gegensatz zu illitisierten Klasten häufig duktil deformiert.

**Ton- und Staublaminen** (M: 0,8% ; min: 0,0 max: 15,2%)

Lagige subparallele, meist stark gewellte Tonlaminae treten in Dicken von wenigen 100 Mikrometern bis zu mehreren Millimetern auf. Feinste Laminae bestehen überwiegend aus Silt. Diese lagern auf Diskontinuitätsflächen, beispielsweise auf Leeblättern von Rippeln und setzen lateral nach wenigen Zentimetern ab (**Tafel 1 im Anhang auf S. A2**). Mit zunehmender Dicke und steigendem Tongehalt steigt auch die Horizontbeständigkeit. Eingeregelter Glimmer sind häufig. Weiterhin sind dunkelgrünbraune Verfärbungen durch Festbitumen in nahezu allen grauen Sandsteinen zu beobachten. Innerhalb roter Sandsteine tritt dagegen tief dunkelrote Färbung durch fein verteilten Hämatit auf.

**Infiltrierte Matrix** (M: 1,0% ; min: 0,0 max: 39,6%)

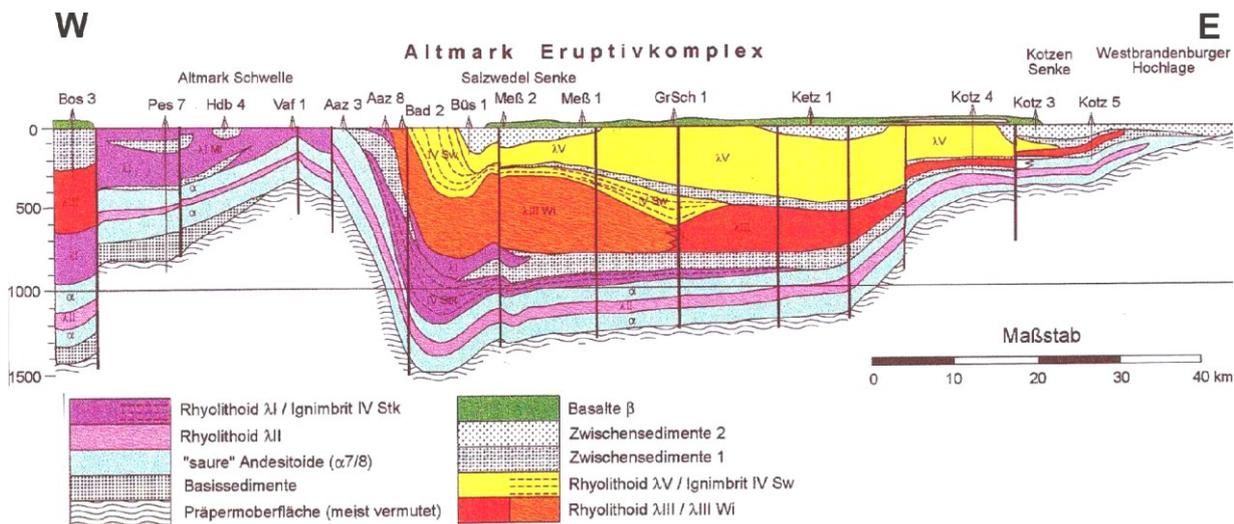
Porenfüllende und überwiegend illitische (teilweise chloritische) Matrix ist im Regelfall arm an detritischen Glimmern und Quarzdetritus in Siltkorngröße. Rotfärbungen durch Pigmentierung mit Hämatit sind häufig. Die Matrix ist randlich meist vergrünt (vgl. **Platt, 1991**). Detritische Quarze, die in der Matrix schwimmen, zeigen infolge von ausgeprägter Drucksuturierung konkave Einbuchtungen. Das Auftreten infiltrierter Matrix unmittelbar unterhalb von Tonlaminae legt die Bildung durch Infiltration von feinkörnigem Material nahe (**Matlack, 1989**). Somit kann infiltrierte Matrix als Endglied infiltrierter Tonkutane angesehen werden und wird zum IC-Typ (nach **Gaupp, 1996**) gerechnet (vgl. **Gaupp & Fischer, 2000**).

## 5.4 Provenanz

### Bisherige Arbeiten und Hinweise zur Altmark-Vulkanschwelle

Die Provenanz von Rotliegend-Sandsteinen des Nordostdeutschen Beckens wird bereits von **McCann (1997)** anhand der QFL-Zusammensetzung, Lithoklastverhältnissen und Spurenelementverhältnissen grob umrissen. Als Liefergebiet benennt er, neben alt- bis jungpaläozoischen Gesteinen aus dem variszischen Hinterland, auch die permokarbone Vulkanite. Stärker auf den Beckensüdrand fokussierte Studien von **Kleditzsch & Kurze (1993)** und **Kleditzsch (2004)** versuchen anhand des (QFL-) Hauptkomponentenspektrums und über Lithoklastverhältnisse unter Einbezug des Paläo-Reliefs Aussagen zu den Liefergebieten des tieferen Oberrotliegenden (Parchim Fm. bis Eldena Fm.) zu treffen. Diesen Autoren zufolge, stellt ein quarzdominiertes Klastenspektrum mit wenigen Prozent vulkanischen Lithoklasten, eine Mischung aus Sand von Vulkanschwellen sowie von Quarz-reichen Schüttungen aus Süden (Hunsrück-Oberharz-Schwelle) oder Osten dar (West-Brandenburg-Schwelle). Auch eine Aufarbeitung älterer Sandsteine (Parchim-Fm., Mirow-Fm.) wird in Betracht gezogen.

Liefergebiete für Ablagerungsräume am Beckensüdrand sind generell die im Karbon angelegten Schwellen (**Gralla, 1988**). Unter diesen zählt der Altmark-Eruptivkomplex zu den drei größten Eruptionszentren dieser Zeit (**Marx et al., 1995**).



**Abb. 28:** Ost-West-Profilschnitt durch die Altmark: Verbreitung und Mächtigkeit der Unterrotliegend-Vulkanite vor Beginn der Oberrotliegend-Sedimentation; verbesserte Überlieferung in Becken, deutliche Erosion auf Schwellen (Altmark-Schwelle im Westen); alle oberflächlich austreichenden Vulkanite, insbesondere die späten Basalte können in Rotliegend Sandsteinen umgelagert auftreten; leicht verändert nach Plein (1995) und Gabriel (1990).

Morphologisch erreicht das Vulkangebiet mit 80 km Durchmesser eine größere Ausdehnung als das später gebildete Erdgasfeld. Die Verbreitung von Ignimbriten und Lavaströmen weisen auf ein Caldera-System hin, welches durch verwitterungsbeständige Gesteine lange Zeit für ein hohes Relief sorgte (Benek 1995; Marx et al., 1995; Geißler et al., 2008). Die Verbreitung der Basaltoide als jüngste und damit der Erosion am stärksten ausgesetzte Vulkanit-Einheit, zieht sich entlang der „Basaltlinie“ über einen Streifen von 10x75 Kilometern von der Altmarkschwelle bis nach Westbrandenburg (Hoffmann et al., 1989). Unter Berücksichtigung der Paläo-Topographie nach dem Ende des Vulkanismus und der darauffolgenden Erosionsphase zeigen paläogeographische Schnitte von Marx et al. (1995) die Situation in der Altmark vor Beginn der Oberrotliegend-Sedimentation (Abb. 28): im W-E Schnitt zwischen der Altmark und Ostbrandenburg ist die Salzwedel-Senke als breite Senkungszone erkennbar. Hebungsprozesse an den Flanken der Altmarkschwelle führten zu tiefgreifender Erosion, so dass sämtliche Teile der Vulkanitabfolge an der Oberfläche anstehen und als Klasten in den Oberrotliegend-Sandsteinen enthalten sein können.

**Petrographische Kriterien zur Eingrenzung des Liefergebiets**

Petrographisch ermittelte Klast-Verhältnisse ermöglichen erste Hinweise auf die kompositionelle Reife und das geotektonische Umfeld. Hierzu wurden Standard-Provenanzdiagramme von Dickinson (1985), Dickinson & Suszek (1979), Ingersoll & Suszek (1979) sowie Weltje (1994) verwendet (Abb. 29). Im QFL-Diagramm von Dickinson (1985), welches die Kornstabilität und Provenanz berücksichtigt, liegen die Sandsteine innerhalb des Felds aufgearbeiteter quarzreicher Sedimente. Im  $Q_p L_{vm} L_{sm}$ -Diagramm (Dickinson & Suszek, 1979) befinden sich die Proben zum Großteil zwischen dem  $Q_p$  und  $L_{vm}$ -Endglied, während (meta)sedimentäre Lithoklasten quantitativ unbedeutend sind. Im  $L_v L_s L_m$ -Diagramm von Ingersoll & Suszek (1979) liegen die meisten Datenpunkte im Feld  $L_v$  des magmatischen Bogens (Abb. 29). Dies weist auf eine überwiegend magmatische Quelle hin. Im Logquotienten-Diagramm von Weltje (1994), welches vom Rezentbeispiel mit bekanntem Klima und Relief ausgehend, Aussagen

über die geologische Vergangenheit treffen soll, sind die Probenpunkte im Feld einer plutonischen Quelle bei moderatem Relief und Klima zu finden (Abb. 29). Interpretieren lassen sich die Hauptkomponenten durch Mischung von Sedimenten zweier Liefergebiete. Eines der Liefergebiete stellt vulkanische Klasten bereit, ein zweites ist die Quelle quarzreichen Materials.

Durchschnittliche QFL-Verhältnisse der untersuchten Proben zeigen im Vergleich mit dem Durchschnittswert für die Hannover-Fm. des Nordostdeutschen Beckens (von McCann, 1998) folgende Unterschiede: Altmark-Sandsteine sind trotz ihrer geringen Korngrößen reicher an Lithoklasten, wobei Vulkanitklasten innerhalb der Lithoklasten deutlich hervortreten, und sedimentäre Klasten sehr stark zurücktreten. Somit wird der Klastbestand durch die Nähe zum Hinterland, besonders zu Vulkanschwellen und nicht durch Aufarbeitung von Sedimentgestein kontrolliert.

Altmark (diese Arbeit)

Q<sub>74</sub>F<sub>11</sub>L<sub>15</sub>  
 Qm<sub>64</sub>F<sub>11</sub>Lt<sub>25</sub>  
 Qp<sub>45</sub>Lv<sub>48</sub>Lsm<sub>7</sub>  
 Lm<sub>6</sub>Lv<sub>85</sub>Ls<sub>9</sub>

Hannover-Fm., NEDB (McCann, 1998)

Q<sub>86</sub>F<sub>6</sub>L<sub>8</sub>  
 Qm<sub>75</sub>F<sub>7</sub>Lt<sub>18</sub>  
 Qp<sub>64</sub>Lv<sub>13</sub>Lsm<sub>23</sub>  
 Lm<sub>3</sub>Lv<sub>37</sub>Ls<sub>65</sub>

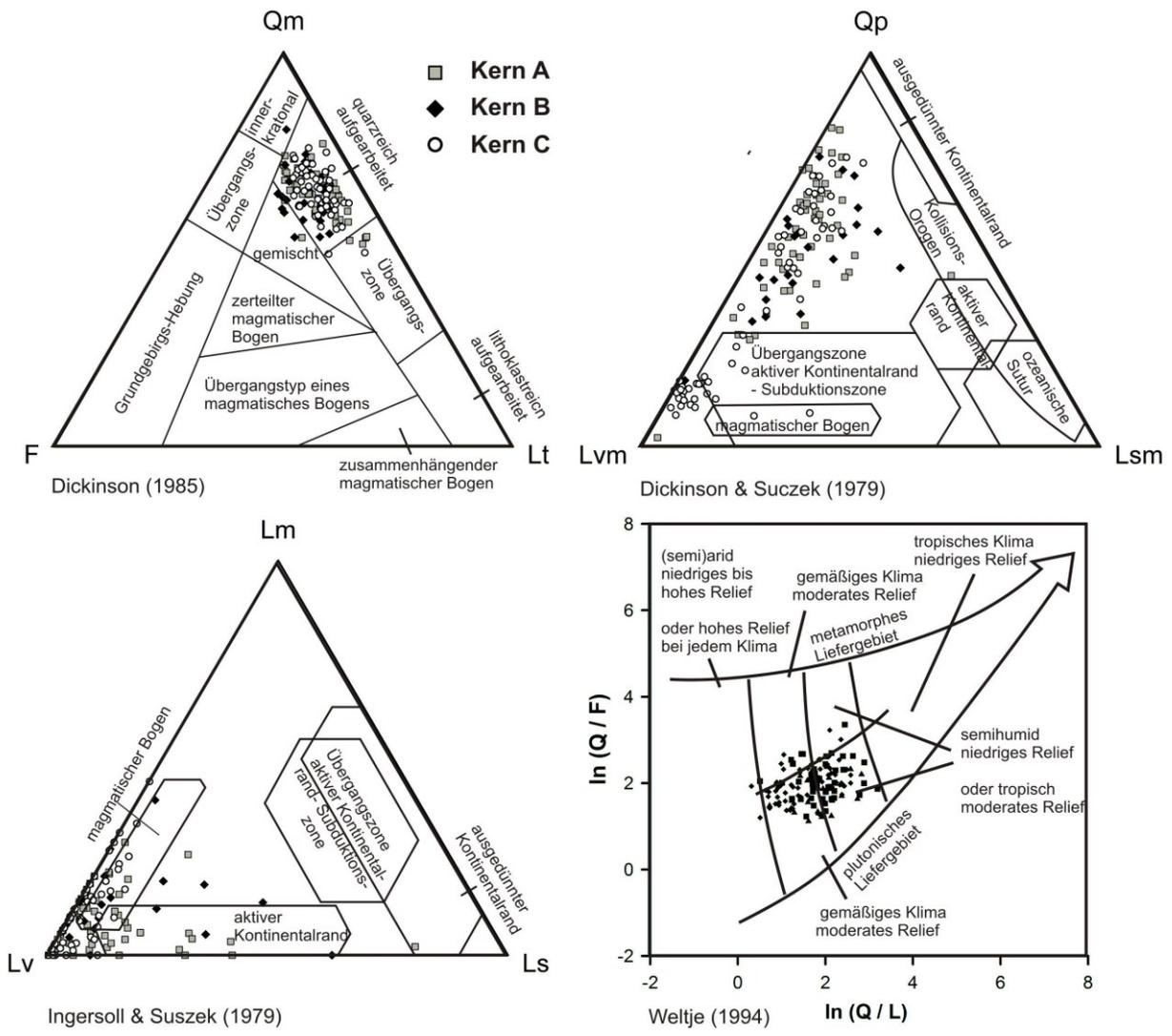


Abb. 29: Provenanz-Einstufung der Sandsteine dieser Arbeit nach petrographischen Daten.

Die textuelle Reife der Sandsteine ist moderat bis hoch. Sortierungen sind gut bis sehr gut. Die Klasten sind allerdings meist nur kantengerundet bis gerundet. Es treten moderate Feldspat- und Lithoklastengehalte (durchschnittlich F: 7,4% und L: 10,1%) auf. Interpretieren lassen sich moderate Rundungsgrade und hohe Anteile mechanisch instabiler Klasten mit kurzen Transportweiten und (semi)ariden Klimabedingungen. Gleichzeitig gute Sortierungen können durch die äolische Ausblasung von primär abgelagertem Feinkorn unmittelbar nach der Ablagerung zustande kommen.

Der Anteil an Quarzklasten ist hoch, obwohl weder feuchte Klimabedingungen noch intensive Verwitterung für den Zeitpunkt der Ablagerung nachweisbar sind. Polykristalline Quarzklasten zeigen suturierte, jedoch keine orientierten Domänengrenzen. Ein Teil der Kalifeldspäte löscht undulös aus. Das beobachtete Schwermineralspektrum ist dagegen nicht von Nutzen. Eindeutigere Aussagen sind über das Lithoklasten-Spektrum möglich: so müssen im Liefergebiet sowohl felsische Vulkanite mit Alkalifeldspäten als auch mafische Vulkanite anstehen. Trotz der offensichtlichen Nähe zum Vulkangebiet sind die Gehalt an vulkanischen Lithoklasten auffällig gering (vgl. [Schöner 2006](#), 24-47% Lv in Bohrung Fehmarn Z1). Ein weiteres Liefergebiet müsste niedriggradige Illit-Chlorit-Quarzschiefer bereitstellen, während Siltsteinklasten und Tongerölle wahrscheinlich im gleichen Ablagerungsraum aufgearbeitet und resedimentiert wurden.

### Interpretation:

Die Quarzgehalte sind höher, als dass sie allein von den Einsprenglingen saurer Vulkanite stammen könnten (vgl. [McCann, 1998](#)). In Verbindung mit der Beobachtung höherer Quarzgehalte in den fluviatilen Faziestypen spricht dies für einen Sedimenttransport vom variszischen Orogen ins Becken. Im Verhältnis zu den lokalen Sedimentquellen nimmt dieser Transport axial zum Orogen in dem Maße zu, wie das Klima feuchter wird. Flussläufe aus dem Gebirge würden, dieser Vorstellung nach, als Fremdlingsflüsse in ein arides Becken münden. Der geringe absolute Gehalt an Vulkanitklasten nah an der regional größten Vulkanschwelle belegt allerdings auch, dass der Reliefausgleich zur Zeit der Ablagerung bereits weit fortgeschritten war. Die neben den Quarzen noch vorhandenen metamorphen Lithoklasten sowie weitere Anzeiger für Metamorphose (suturierte Polyquarze und undulöse Feldspäte), stammen aus einem Gebiet niedriggradiger Metamorphose, wahrscheinlich aus der Mitteldeutschen Kristallinschwelle. Somit ist die Provenanz als Mischung quarzreicher, reifer Quarz- und Feldspatsande mit weitem Transport und kompositionell unreifer Vulkanitklasten von angrenzenden Vulkanschwellen zu verstehen.

Die enthaltenen Vulkanite stammen aufgrund ihrer größeren Korngröße aus lokaler Quelle, hier aus dem Altmark-Flechtingen Eruptivkomplex. Felsische Vulkanite sind den Rhyolithoiden des explosiven Ignimbritstadiums und des postignimbritischen Eruptionsstadium zuzuordnen, die gemeinsam zur Zeit der Oberrotliegend-Sedimentation an der Oberfläche der Altmarkschwelle austreichen ([Abb. 28 auf S. 57](#)). Mafische Vulkanite stammen dementsprechend aus dem späten Basaltstadium.

Für die Herkunft der Quarze und Metamorphitklasten nehmen nach [Kleditzsch & Kurze \(1993\)](#), entsprechend der Fazieszonierung, eine Schüttung aus Süden an. Paläoströmungsanalysen von [Ellenberg et al. \(1976\)](#) an Sandsteinen des Flechtinger Höhenzugs weisen auf eine Schüttung aus Südosten hin. Somit ist der Bebergraben als klastischer Zufuhrkanal denkbar. Das Liefergebiet bildete wahrscheinlich die Hunsrück-Oberharz-Börde-Schwelle ([Ellenberg et al., 1976](#)), welche die südwestliche Fortsetzung der Altmarkschwelle darstellt ([Paul,](#)

1993). Die dort zur Oberrotliegend-Zeit anstehenden Gesteine stammen aus dem Visé bis Namur (Ellenberg et al., 1976). Alternativ könnten quarzreiche Schüttungen auch von der Westbrandenburg-Schwelle im Osten der Altmark erfolgt sein, die zumindest parchimzeitlich noch ohne Sedimentbedeckung war (Kleditzsch & Kurze, 1993; Benek et al., 1996).

## 6 Diagenese

### 6.1 Allgemeines

Die in dieser Arbeit verwendete Einteilung der Diagenese erfolgt im Sinne Schmidt & McDonald (1979). Eodiagenese bezeichnet oberflächennahe Prozesse im Einflussbereich meteorischer Wässer, meist unter oxidierenden Bedingungen. Der Begriff der Mesodiagenese bezeichnet die Versenkungsdiagenese (Morad et al., 2000; Worden & Burley, 2003).

Das Diagenesekapitel beschreibt Zemente (Kapitel 6.2) und authigene Tonminerale (6.3) und interpretiert die Bildungsbedingungen. Kapitel 6.5 geht auf Prozesse ein, die zur authigenen Neubildung und zur Lösung von Mineralen geführt haben. Kapitel 6.6 beschreibt die mechanische Kompaktion, Kapitel 7.3 diagenetische Prozesse in zeitlicher Reihenfolge.

#### Ursachen regionaler Variationen der Rotliegend-Diagenese im NDB

Die Diagenese des Rotliegenden im südlichen Permbecken ist seit den 60er bis 70er Jahren des 20. Jahrhunderts wichtiges Forschungsgebiet (z.B. Hartmann, 1963; Glennie et al., 1978; Pye & Krinsley, 1986; Platt, 1991, 1993; Gaupp et al., 1993, Mc Neill et al. 1998; Zwingmann et al., 1999; Schöner, 2006).

Die Eodiagenese ist im gesamten Becken ähnlich und vergleichbar und fand unter ariden Wüstenbedingungen innerhalb eines Playa-Endbeckens statt. Kennzeichnend sind eine mächtige vadose Zone, oxidierende Bedingungen, hohe Salinitäten und schwankende Grundwasserspiegel im Zusammenhang mit Durchfeuchtungszyklen (Glennie, 1972; Amthor & Okkerman, 1998; Worden & Morad, 2003). Typische eodiagenetische Prozesse sind die porenfüllende Zementation mit blockigen Zementen, eine Infiltration von Tonen während Niederschlagsereignissen und eine Pigmentierung von Kornoberflächen mit Hämatit (z.B. Gaupp & Okkerman, 2011). Drong (1979) entwickelte aus der statistischen Häufigkeitsverteilung von Frühzement-Typen ein räumliches Konzept, welches die Zonierung früher Zemente mit der Proximalität zum Salzsee in Verbindung bringt. Dieses stützt sich auf steigende Salinität des Porenwassers durch abnehmende Wasserzufuhr und steigende Evaporation vom Beckenrand zum Beckenzentrum. In dieser Richtung lautet die Zonierung Calcit, Dolomit, Gips, Anhydrit und Halit. Dieses Konzept wurde vielfach in jüngere Arbeiten übernommen (z.B. Pye & Krinsley, 1985; Baisert, 1989; Platt, 1991; Gottesmann, 1995; Gaupp, 1996; Amthor & Okkerman, 1998; Gaupp & Okkerman, 2011) und scheint sich mit der beobachteten Frühzementation in Kernen sowie mit der Zonierung in modernen Playas zu decken (Handford, 1982; Metcalfe et al., 1994). Zonierungen von Frühzementen wurden im Ostteil des Norddeutschen Beckens nur selten (z.B. Baisert, 1989) untersucht.

Anhand von Beobachtungen der strukturellen Position und Mineralvergesellschaftung, in Kombination mit der Mineralchemie und Isotopenzusammensetzung von Zementen, schlägt [Platt \(1991\)](#) folgende vier Quellen für den Fluidtransfer in die Gesteine des Rotliegenden vor:

- meteorische Wässer in Oberflächennähe
- dezendente hochsalinare Fluide während der (sehr) geringen Versenkung
- saure Fluide aus Kohlen des Westfals, sofern die strukturelle Position einen direkten Fluidaustausch gewährleistet
- hochsalinare Fluide aus dem Zechstein
- hinzu kommen nach [Gaupp et al. \(1993\)](#) Fluide aus den beckenzentralen Tonsteinen, die in angrenzende Küstensandgürtel abgegeben, zu (Mg-)Chloritauthigenesen führen

Dezendente Playa-Fluide nehmen durch Lösung von Salzen in Oberflächennähe an Salinität und Dichte zu und beeinflussen die Schichtfolge im Liegenden bis mehrere 100 Meter tief ([Platt, 1993](#), [Gaupp et al., 1993](#); [Sullivan et al., 1994](#)). Einen wesentlichen Einfluss auf die Diagenese haben saure Fluide, die aus Muttergesteinen in unmittelbar benachbarte Rotsandsteine abgegeben werden. Erforderlich sind hierzu direkte stratigraphische oder strukturell bedingte hydraulische Kontakte (Horste des Karbons, Gräben des Rotliegenden), da die Fluidzusammensetzung mit zunehmender Distanz von der Quelle durch Pufferreaktionen stark verändert wird. Fluide aus Kohlen wirken reduzierend und sind durch gelöste organische Säuren sowie durch CO<sub>2</sub> sauer. Sie werden häufig für Bleichung, Feldspatlösung und Tonauthigenese in Rotliegend-Sandsteinen verantwortlich gemacht ([Gaupp et al., 1993](#); [Platt et al., 1993, 1994](#)). Der Abstand vom Muttergestein scheint direkt mit der Ausbildung von Diagenesezonen in Form einer Aureole im Zusammenhang zu stehen ([Burley, 1986](#); [Saigal et al., 1992](#); [Gaupp et al., 1993](#)). [Deutrich \(1993\)](#) beschreibt für die störungsnahen Zone (<300 m) Kaolinminerale, Fe(II)-Karbonate, Mg-armen Chlorit und Feldspatlösung. In der weiteren Umgebung (bis 1000 m) verstärkt authigene Illite auftreten, während die Lösung von Karbonat und Feldspat ist dort nur noch schwach ausgeprägt. Der Kontrast beider Zonen wird durch Neutralisierung des Fluids interpretiert und zeigt, dass Bleichung und Tonauthigenese dieses Typs räumlich eng begrenzt und daher nur bedingt auf andere Teilgebiete übertragbar ist. Unter besonderen strukturellen Bedingungen, beispielsweise Horstblöcken des Rotliegenden umgeben von abgesenkten Gesteinen des Zechsteins, können hochsalinare, reduzierende Fluide aus dem Zechstein in Speicher des Rotliegenden eindringen. Diese sind hochalkalisch (pH 11 bis 11,5; [Almon, 1981](#)) und enthalten oft gelöste Schwefel-Phasen, wie etwa H<sub>2</sub>S ([Platt, 1991](#); [Gaupp et al., 1993](#)).

Neben den genannten kleinräumigen Austauschprozessen scheint auch die Verteilung von Muttergesteinen im (Norddeutschen) Sedimentbecken eine wesentliche Rolle auf die Diagenese und die Speicherqualitätsentwicklung zu haben. So zeigt [Schöner \(2006\)](#), dass sich Rotliegend-Sandsteine des Beckensüdrands (Niedersachsen) durch Bleichung, Feldspatlösung und Neubildung von Illit und Fe-reichen Karbonatzementen sowie durch Imprägnierung mit Festbitumen auszeichnen. Demgegenüber zeigen stratigraphisch vergleichbare Gesteine des Beckennordrands (Schleswig-Holstein) eine konservative Diageneseentwicklung mit Hämatit und Chlorit, einer geringen Klast- und Zementlösung und der Abwesenheit von spätem Fe-Karbonat, Quarz und Bitumen. Eine eingeschränkte Mesodiagenese und fehlende Bleichung am Beckennordrand ist nach [Schöner \(2006\)](#) auf den Ausfall karbonischer Muttergesteine im Untergrund zurückzuführen, während der Südrand noch im Verbreitungsgebiet der Westfal-

Kohlen liegt. Dies ist insofern *relevant für diese Arbeit*, dass nach paläogeographischen Karten im Altmark-Raum ebenfalls kein kohleführendes Westfal, jedoch eine mächtige marine Schichtenfolge (Visé und Namur) mit primärem Muttergesteinspotenzial vorhanden ist (Katzung & Krull, 1984; Müller et al., 1993; Hoth, 1997; Gast et al., 1998; Lokhurst, 1998). Zusammenhänge zwischen Diagenese und kontrastierender Muttergesteinszusammensetzung von Nordwest- und Nordostdeutschland sind bisher nicht untersucht. Eine mögliche Verbindung von N<sub>2</sub>-reichen Erdgasen, Alkalisierung und Diagenese wird in Kapitel 6.5.1 diskutiert.

## Diagenesetypen

Zur Zusammenfassung genetisch verwandter Diageneseephänomene in Sandsteinen definiert Gaupp (1996) zwölf Diagenesetypen des Rotliegenden mit dem Ziel Phänomene mit minderer oder verbessernder Auswirkung auf die Speicherqualität zu erfassen. Die Diagenesetypen zeigen folgende diagnostische Merkmale und Kontrollfaktoren (Angaben in Klammern: Intensität der Qualitätsverbesserung (+) oder Qualitätsminderung (-), \*: nicht bekannt) (Zusammenstellung nach Gaupp (1996) und Schöner (2006):

**SB**-Typ: Sebka-/ Playa-Typ (Φ: ---, k: --)

- porenfüllende blockige Frühzementation mit Sulfat, Karbonat, Quarz- und Feldspatzement nach Originaldefinition vor Hämatit, nach Schöner, (2006) sowohl vor- als auch nach Hämatit möglich
- Kontrolle: Fluktuation salinärer Grundwässer

**IC**-Typ: Illitkutan-Typ (Φ: --, k: --)

- tangential diskontinuierliche Illit-Kornüberzüge auf Klusten
- Kontrolle: Tonilluviation, faziesgebunden an, teilweise tonflasrig ausgebildete fluviatile (Wadi) oder Schichtflutfazies; stärker ausgeprägt direkt unterhalb von Diskontinuitätsflächen

**H**-Typ: Hämatit-Typ (Φ: ++, k: +++)

- Hämatit- Kornüberzüge und -Krusten
- Kontrolle: Pigmentierung von Kornoberflächen durch fluktuierende Grundwasserspiegel; häufiger in Mittel- und Grobsandsteinen

**D**-Typ: Dolomit-Typ (Φ: -, k: -)

- eo- bis früh mesodiagenetischer Karbonatzement, meist Dolomit; häufig als Rhomben in sekundären Lösungsporen
- Kontrolle: Abscheidung aus Sulfat-armen Wässern, meist am Beckenrand, häufig in fluviatiler Fazies

**C**-Typ: Chlorit-Typ (Φ: +++, k: +++)

- früh mesodiagenetische, meist radiale Mg-reiche Chlorit-Kornüberzüge
- Kontrolle: Export alkalischer Mg-reicher Kompaktionswasserströme aus beckenzentralen Tonen in beckenrandlich anschließende äolische- und Strandfazies-Sandsteine, damit fazieskontrolliert

**IM**-Typ: Illit-Maschenwerk-Typ (Φ: +, k: ---)

- authigene Illite im Intergranularraum
- Kontrolle: Import saurer Fluide aus nahe gelegenem Muttergestein, moderate Entfernung; Störungsnähe; häufig in hochporösen Sandsteinen; nicht faziesgebunden

**K**-Typ: Kaolinit-Typ (Φ: --, k: -)

- authigener Kaolinit, gestapelte Plättchen oder vermicular, meist in sekundären Poren
- Kontrolle: Import saurer Fluide nahe gelegenem Muttergestein; geringste Entfernung; Störungsnähe; Dickit meist an Grabenrandstörungen

**A**-Typ: Ankerit-Typ (Φ: --, k: --)

- mesodiagenetischer Ankerit und Siderit, intergranulare Rhomben oder Kluffbeläge
- Kontrolle: wahrscheinlich störungsbezogener Fluidfluss

**B**-Typ: Bimunina-Typ (Φ: +, k: -)

- Imprägnierung von Poren-Mineralgrenzflächen mit Festbitumen
- Kontrolle: Relikte früherer Ölfüllung oder -migration (dann Öl ausgespült / gecrackt), möglicherweise Kondensation von Aromaten; zeitlich nach der Bleichung roter Sandsteine

**Q**-Typ: Quarz-Typ (Φ: ---, k: ---)

- später Quarzzement
- Kontrolle: Zusammenhang mit Kohlenwasserstoff-Migration, hydrothermalen Einfluss ?

**FL**-Typ: Quarz-Typ (\*)

- sekundäre Lösung von detritischen Feldspäten
- Kontrolle: häufig, nicht ausschließlich zusammen mit K- (oder IM)-Typ (Störungsnähe); alternativ Lösung durch meteorische Wässer

**Ba**-Typ: Quarz-Typ (\*)

- später, meist leistenförmiger Barytzement
- Kontrolle: häufig jüngste Phase in Paragenese-Abfolge; möglicherweise Zusammenhang mit Feldspatlösung

### Rotliegend-Diagenese im Nordostdeutschen Teilbecken

Studien zur Diagenese-Entwicklung des Nordostdeutschen Beckens (NEDB) beschäftigen sich sowohl mit dem Teilbecken allgemein (z.B. [Wolfgramm, 2002](#)) als auch mit der Altmark ([Raselowski, 1987](#); [Mingram, 1988](#); [Reinhardt, 1989](#)) und dem Flechtinger Höhenzug ([Gaupp & Fischer, 1999](#); [Fischer et al., 2012](#)). [Wolfgramm \(2002\)](#) beschreibt folgende sieben Fluidphasen für das NEDB, die jedoch nicht alle beckenweit in Erscheinung treten:

1. Postvulkanische Mineralisation in Rotliegendvulkaniten
- 2.+3. Anhydrit, Dolomit, Quarz-Zementation der frühen Versenkung
4. Feldspatlösung, Illitisierung, Chloritisierung im Zusammenhang mit tektonischer Aktivität am Ende des Versenkungsmaximums
5. Kluftmineralisation durch hochthermale Fluide im Beckenzentrum
6. Kluftmineralisation am Beckenrand im Zusammenhang mit der kretazischen Inversion
7. sekundäre Einschlüsse in Zementen während des Stabilisierungsstadiums des Beckens

Arbeiten zur Rotliegend-Diagenese der Altmark sind entweder Reviews älterer Literatur ohne Einzelfallbetrachtung ([Raselowski, 1987](#)) oder stark deskriptiv orientierte Studien zu Zementations- und Kompaktionsmustern. So gliedert [Reinhardt \(1989\)](#) Sandsteine der Ost-Altmark in folgende Klassen:

- quarzzementiert, nahezu frei von Tonmineral-Kornüberzügen, wenig Chlorit
- quarzzementiert, wenig Anhydrit und Karbonat, Tonmineral-Kornüberzüge
- stark mechanisch kompaktiert, dicke Tonmineral-Kornüberzüge, Chlorit, Quarz
- verstärkt anhydritzementiert, wenig Quarz und Karbonat
- variabel in Kompaktion und Tonkutinierung, etwas Quarzzement, wenig Karbonat und Anhydrit
- porenfüllend Chlorit, wenig Quarz, Anhydrit, Calcit
- primär gering porös durch schlechte Sortierung
- vollständig verkieselt

Studien an Oberrotliegend-Sandsteinen des Flechtinger Höhenzugs ([Gaupp & Fischer, 1999](#)) zeigten als wesentliche Unterschiede zu Nordwestdeutschland eine telodiagenetische Phase im Zusammenhang mit der oberkretazischen Inversion, die sich in der Lösung von Karbonatzement und sekundärer Rötung im Sandstein widerspiegelt. Datierungen von Kalifeldspat-Anwachssäumen werden als Fluideereignis in Trias und Unterjura, U-Th-Alter an Zirkon sowie Fission-Track-Alter an Apatit als Abkühlungsalter während der oberkretazischen Hebung interpretiert ([Fischer et al., 2012](#)).

## 6.2 Blockige Zemente

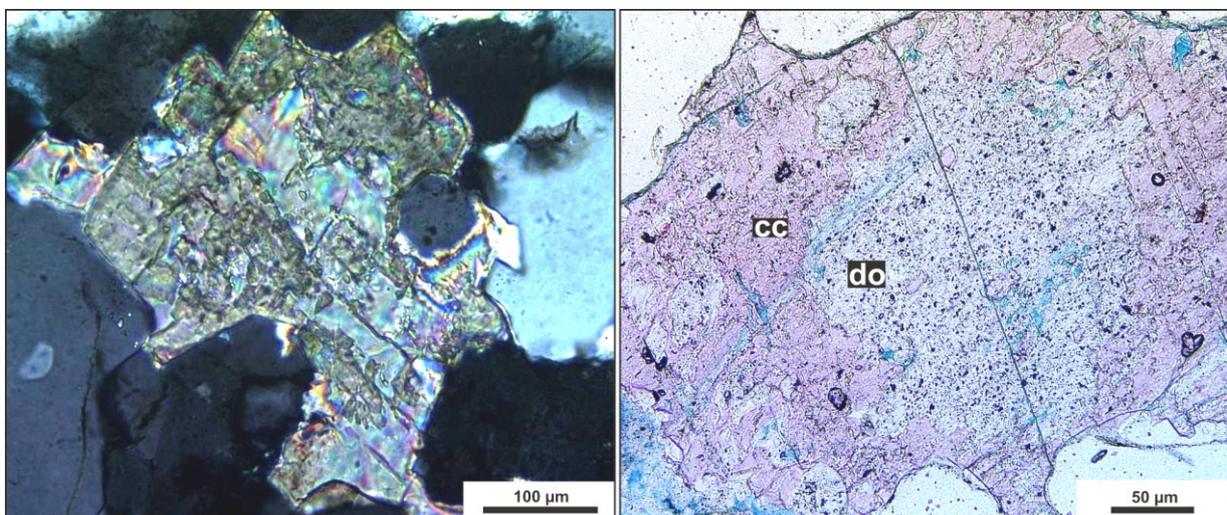
### 6.2.1 Karbonatzemente

Calcit  $\text{CaCO}_3$ , Dolomit  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$   
(Calcit: M: 3,8%; min: 0,0%; max: 16,2%)

#### Petrographie

Karbonatzemente liegen ganz überwiegend als Calcit und nur sehr vereinzelt als Dolomit vor. Entsprechend der pulverdiffraktometrischen Ergebnisse der GDF Suez E&P Deutschland GmbH tritt in 77 von 104 Proben Calcit und in 32 der Proben Dolomit auf, letzterer jedoch ausschließlich im Hangenden der in dieser Arbeit beprobten Kernstrecke. Calcit dieser Arbeit kommt als frühe (M: 2,1%; min: 0,0% max: 16,2%) und späte Generation vor (M: 1,7%; min: 0,0%; max: 10,1%). Die frühe Generation wächst direkt auf Klasten, seltener nach Hämatit und Illitkutanen. Relativ zu Anhydritzement herrscht Wachstumskonkurrenz mit ähnlichen Kristallgrößen (Tafel 3 im Anhang auf S. A5). Die späte Generation wächst nach Chlorit-Kornüberzügen und vor authigenem Illit und Baryt (Abb. 36 auf S. 74; Tafel 4 im Anhang auf S. A6). Ein Wachstum vor Festbitumen belegen Bitumen-Beläge auf den Spaltrissen (Abb. 60 auf S. 118). Das Fehlen von Karbonat innerhalb von Klastenlösungsporen impliziert eine Karbonatzementation vor der Klastenlösung.

Die Wuchsform von Karbonatzementen ist ausschließlich poikilitisch. Kristalle der frühen Generation sind xenomorph von anderen Zementen begrenzt. Zemente der späten Generation sind rhombenförmig zeigen glatte Kristallflächen zum offenen Porenraum. Aggregate von 2-5 Kristallen bilden polykristalline Nester bis etwa fünf Korndurchmesser Ausmaße (ca. 1 mm). Korngefüge um früh gebildete Karbonatzemente sind locker, während späte Karbonatzemente synkompaktionell gebildet sind. Im Bezug zum Sedimentgefüge tritt die frühe Generation bevorzugt in den Groblaminen (zusammen mit Anhydrit, Gips und Quarz) auf. Späte Karbonatzemente sind in sekundären Lösungsporen zu finden, zum Beispiel als laminenparallele Bänder innerhalb der Feinlaminen. Darüber hinaus treten Anreicherungen von Karbonatzement unmittelbar an dünnen (<1mm) Staublaminen auf (z.B. Probe A-33-2).



**Abb. 30:** Fleckige Zonierung der Karbonatzemente: **L:** Eine Calcitgeneration mit dunklen Einschlüssen (außen) verdrängt eine einschlussfreie, frühere Generation (innen); Unterscheidung im XPL anhand unterschiedlicher optischer Orientierung (C-19), **R:** Verdrängung von Dolomit (innen) durch Calcit (außen, angefärbt); die Größe des zementierten Bereichs deutet auf ursprüngliche Verdrängung eines Klasten hin (C-47).

Lichtmikroskopisch lassen sich einschlussfreie Karbonatzemente von solchen mit Einschlüssen von Karbonat und Quarz unterscheiden (Tafel 4 im Anhang auf S. A6). Unter gekreuzten Polarisatoren fleckig auslöschende Typen kommen durch Einschlüsse einer Karbonatphase anderer kristallographischer Orientierung zustande (Abb. 30). Innerhalb grauer Sandsteine ist der Hauptanteil von Zementmineralen heterogen, mit Einschlüssen in der Mitte, während in roten Sandsteinen ein überwiegend homogener Zement mit kleinen dunkleren Einschlüssen auftritt. Im Lichtmikroskop dunkel erscheinende Einschlüsse sind Quarze, deren Becke-Linie infolge der Differenz der Lichtbrechung beider Phasen sehr dick erscheint. Karbonat- und Quarzeinschlüsse sind sowohl in roten als auch in grauen Sandsteinen gleichermaßen zu finden und nehmen in ihrer Zahl mit dem Grad der Klast-Verdrängung zu. Morphologische Ähnlichkeiten der frühen und späten Generation erfordern eine individuelle Bestimmung Mineral für Mineral (vgl. Platt, 1991). Die Anlösung von Karbonatzement findet bevorzugt entlang der Spaltbarkeit statt. Kleine Ätzgruben (<1-2 µm) treten ausschließlich in grauen Sandsteinen und dort bevorzugt im tieferen Profilabschnitt auf (Proben A-74 bis A80). Die Verdrängung von Feldspat und Quarzklasten, sogar von Hämatit (z.B. A-3), Sulfat- und Quarzzement tritt in allen Generationen, jedoch verstärkt in der Eodiagenetischen auf (Tafel 5 im Anhang auf S. A7). Albitzement und Titanoxide werden nicht verdrängt, Quarzklasten stärker als deren Anwachs-säume (z.B. A-10). Karbonat, welches auf Tonkutanen und Chlorit-Kornüberzügen wächst, wirkt selten klastverdrängend (vgl. Raselowski, 1987). Hinweise auf Verdrängung sind Quarzeinschlüsse, wellig-konkave Einbuchtungen angrenzender Klastränder und Zementgrößen die über die normale Klastgröße hinausgehen (z.B. in A-9). Dolomit tritt ausschließlich im Zentrum von Calcizementen roter Sandsteine auf (Abb. 30). Meist bildet Dolomitzement kleine bis mittelgroße (5-50 µm) xenomorphe Minerale, was auf eine Verdrängung von Dolomit durch Calcit hinweist (Tafel 4 im Anhang auf S. A6).

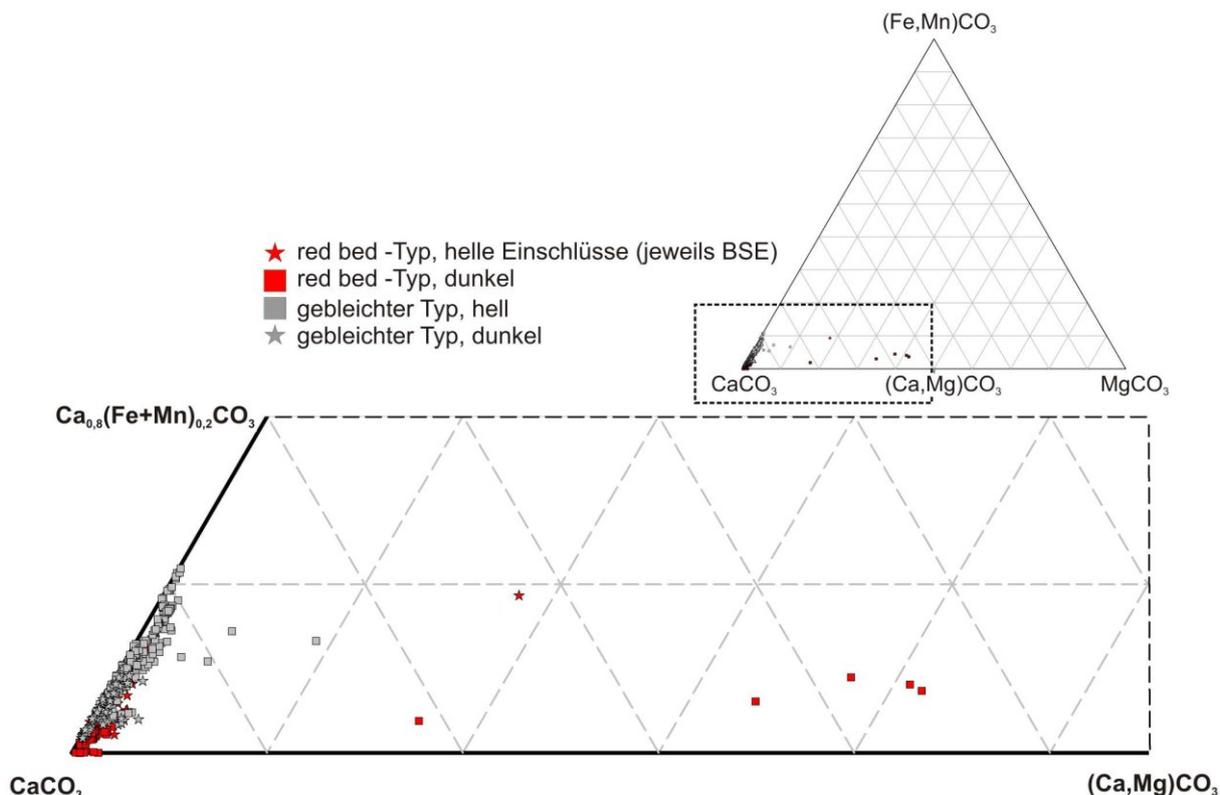


Abb. 31: Chemische Zusammensetzung der Karbonatzemente (I).

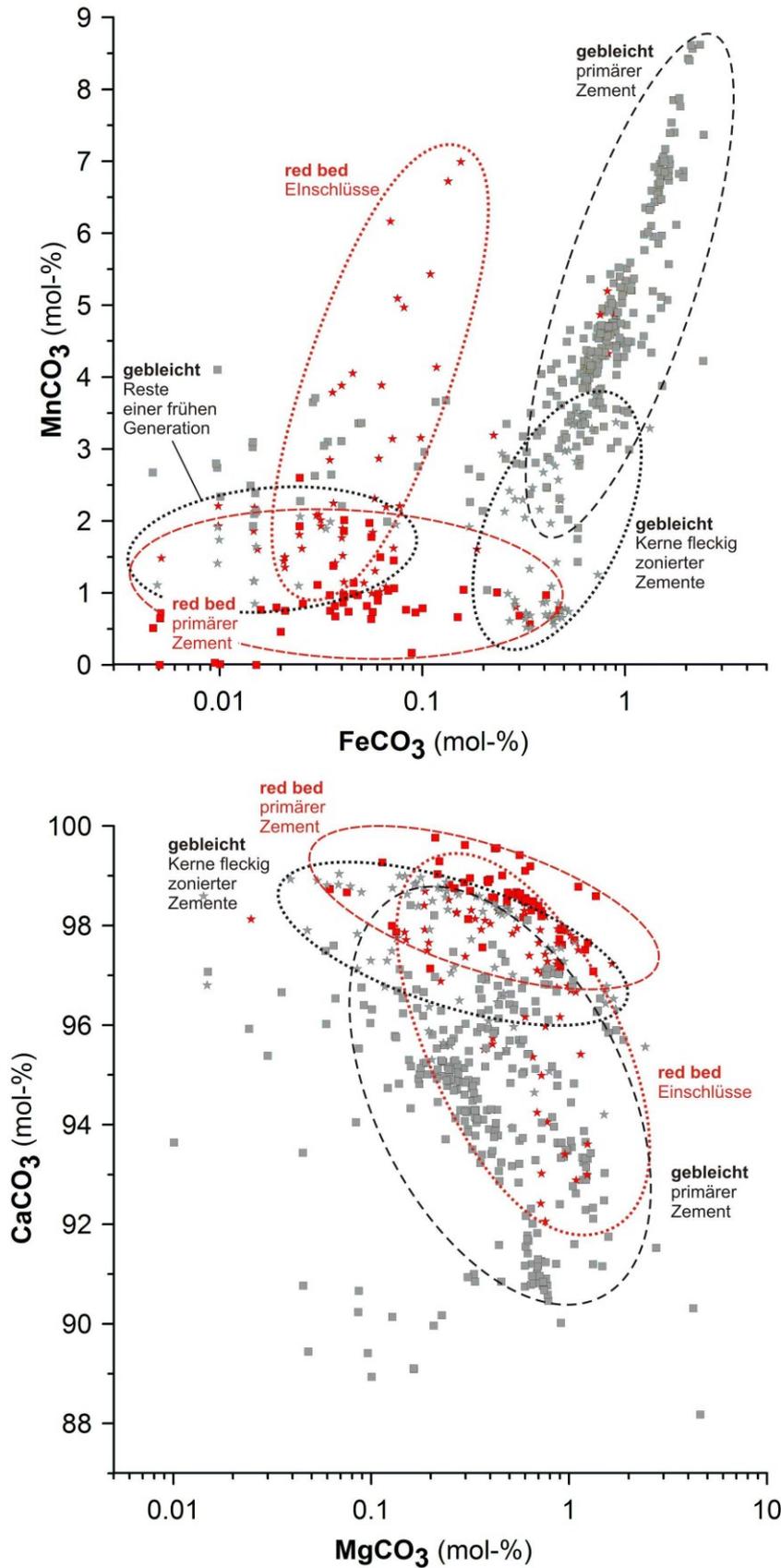
## Lumineszenz, Chemische Zusammensetzung und Zonierungen

Karbonatzemente lumineszieren unter Elektronenbeschuss sowohl in roten als auch in grauen Sandsteinen leuchtend hellrot- bis rotorange (Abb. 33; Tafel 5 im Anhang auf S. A7), was darauf schließen lässt, dass Mangan der Aktivator ist (Pierson, 1981). Schwankungen der Intensität der Lumineszenz lassen sich durch geringere Mn-Gehalte oder alternativ durch erhöhte Gehalte an Lumineszenz-dämpfendem Fe(II) erklären. Da nicht-lumineszierende Karbonate nicht auftreten und eine Dämpfung durch Fe in der Literatur erst ab 1-1,5 mol.-% (Pierson, 1981) bzw. 2-3 mol.-% (Platt, 1991) angegeben wird, dürfte Fe im Karbonat nicht in signifikanter Menge vorhanden sein. Keiner der Karbonatzemente fluoresziert im UV-Licht.

Entsprechend der Mikrosondenanalysen handelt es sich um Manganalcite mit geringen Gehalten an Fe(II) und Mg (jeweils Mittelwerte in mol.-%: 3,25%  $\text{MnCO}_3$ , 0,54%  $\text{FeCO}_3$ , 0,60%  $\text{MgCO}_3$ ). Sr-Gehalte liegen im Bereich der Nachweisgrenze (0,04% für Sr) und können damit nicht für die beobachteten Sr-Gehalte (z.B. A-3: 0,0233%) des Gesamtgesteins verantwortlich sein (Beispielrechnung: bei 0,04% Sr und 3,8% Calcit in der Probe: 0,0015%). Karbonatzusammensetzungen liegen im Ca-Mg-(Fe+Mn)-Diagramm (Abb. 31) sowohl für rote als auch für graue Sandsteine nahezu auf der binären Mischungslinie von Ca und (Fe+Mn). Dolomit und Mg-reicher Calcit treten ausgesprochen selten und nur in roten Sandsteinen auf (6 von etwa 500 Messpunkten) und sind quantitativ vernachlässigbar.

Calcite grauer Sandsteine sind im Durchschnitt Mn- und Fe-ärmer bei vergleichbaren Mn- und Mg-Gehalten (Abb. 32; **graue Sst:** 3,75%  $\text{MnCO}_3$ , 0,70%  $\text{FeCO}_3$ , 0,60%  $\text{MgCO}_3$ ; **rote Sst:** 1,73%  $\text{MnCO}_3$ , 0,08%  $\text{FeCO}_3$ , 0,60%  $\text{MgCO}_3$ ). Die Unterscheidung einer frühen von einer späten Generation ist aufgrund der Streubreiten eingebauter Metallkationen chemisch nicht möglich (vgl. Platt, 1991) und wurde petrographisch an Einbrennpunkten (im Auflicht) nach der Analyse vorgenommen. Ein Zusammenhang zwischen Wuchsform, Klast-Verdrängung und Zusammensetzung besteht nicht. Chemische Analysen von Platt (1994) liegen in vergleichbarem Rahmen (2-6%  $\text{MnCO}_3$  und <1%  $\text{FeCO}_3$ ). Schöner (2006) weist Mn-reiche Calcite ebenfalls sowohl in roten als auch in grauen Sandsteinen nach. Vergleicht man die Variation von Einzelmessungen, so sind rote Sandsteine bei identischem Fe/Mn-Quotienten Fe-ärmer als graue Sandsteine. Dies zeigt sich grafisch durch identische Steigung und geringeren x-Achsabschnitt (Abb. 32). Geringe Fe(II)-Gehalte der Calcite in roten Sandsteinen sprechen für eine Bildung unter schwach reduzierenden Bedingungen (vgl. Purvis & Okkerman, 1996), während Calcite grauer Sandsteine dementsprechend (später) unter stärker reduzierenden Bedingungen entstanden.  $\text{MnCO}_3$  und  $\text{FeCO}_3$  korrelieren sowohl in roten als auch in grauen Sandsteinen positiv und das Mn/Fe –Verhältnis ist >1. Da Mn(IV) bereits bei höherem Redoxpotenzial als Fe(III) reduziert wird, könnte ein sinkendes Redoxpotenzial zunächst zur Reduktion von Mn unter schwach reduzierenden und später zur Eisenreduktion unter stärker reduzierenden Bedingungen führen. Unter diesen Umständen ist bei gleichzeitiger Karbonatbildung Mn gegenüber Fe so lange im Porenwasser angereichert, wie reduzierbares Fe(III) und Mn(IV) noch im Überschuss vorhanden sind.

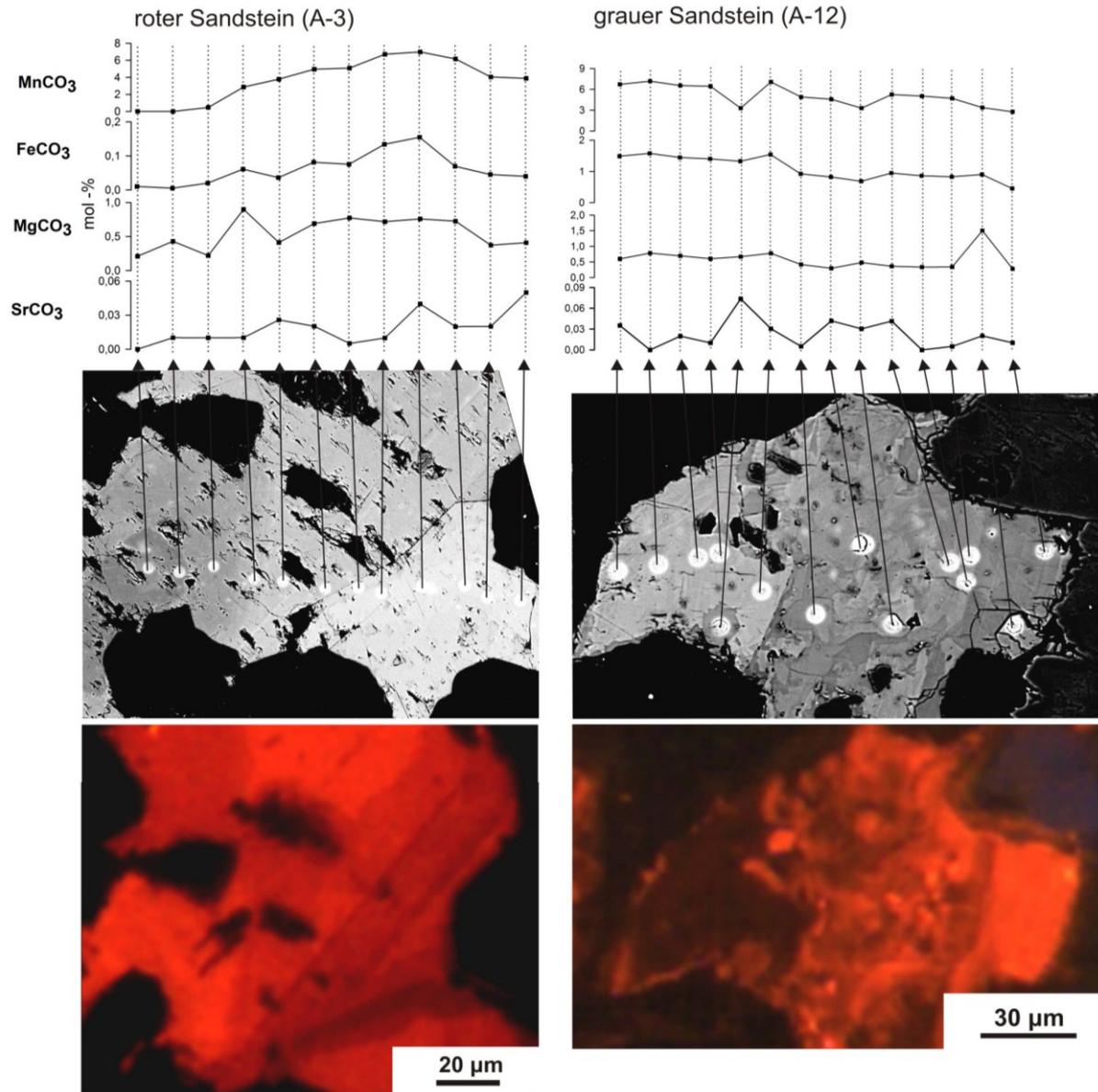
Einschlüsse von Karbonatphasen innerhalb von Karbonatzementen unterscheiden sich kaum im Gehalt an Fe und Mg, aber deutlich im Mn-Gehalt (Abb. 32). Rote Sandsteine zeigen im Rückstreuелектronenbild dunkle Haupt-Zementphasen (0,86%, jeweils Mittelwert, mol.-%  $\text{MnCO}_3$ ) mit hellen Einschlüssen (2,55%), graue Sandsteine helle Haupt-Zementphasen (4,33%) mit dunklen Einschlüssen (1,61%).



**Abb. 32:** Chemische Zusammensetzung der Karbonatzemente (II): Unterscheidung der Proben nach roten und grauen Sandsteintypen sowie nach Hauptphase des Zements und darin enthaltenen Einschlüssen (Unterscheidung im BSE-Bild):

Karbonatzemente grauer Sandsteine sind Mn-reich (BSE: hell) und enthalten Mn-arme Einschlüsse (BSE: dunkel). Fe(II)-Gehalte grauer Sandsteine sind gegenüber den roten Sandsteinen erhöht. Karbonatzemente roter Sandsteine sind Mn-arm und enthalten Mn-reiche Einschlüsse.

gleiche Gruppierung auch nach CaCO<sub>3</sub>/MgCO<sub>3</sub>-Verhältnis; alle gemessenen Karbonatzemente sind Calcite.

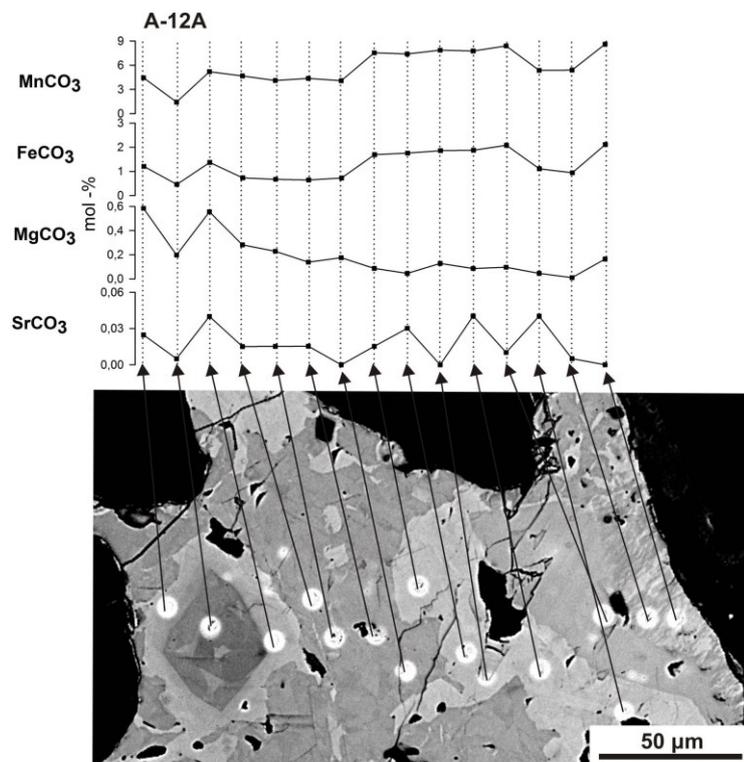


**Abb. 33:** Profilmessungen an zonierten Karbonatzementen: **L:** roter Sandstein (A-3), regulär zoniert, **R:** grauer Sandstein (A-12A), fleckig zoniert; jeweils: **O:** WDX-Messprofil, **M:** BSE-Bild, **U:** KL-Bild.

Interpretieren lassen sich die Fe- und Mn-reichen Einschlüsse roter Sandsteine durch Anlösung von Calcitcement und Wachstum neuer Calcitminerale in den Hohlformen unter stärker reduzierenden Bedingungen und damit höherer Mn- und Fe-Verfügbarkeit. Nach Fe/Mn und Ca/Mg-Verhältnissen lassen sich die Einschlüsse roter Sandsteine innerhalb der Streubreite grauer Sandsteine wieder finden (Abb. 32). Umgekehrt befindet sich ein Teil der Einschlüsse grauer Sandsteine im Feld der roten Sandsteine. Ein anderer Teil liegt auf dem Fe/Mn und Ca/Mg-Trend der grauen Sandsteine. Letztere sind möglicherweise die Kerne fleckig zonierter Kristalle, die nach außen hin Fe und Mn-reicher werden.

Zusammenfassend gilt:

- Mn und Fe-reiche Einschlüsse in Karbonatzementen roter Sandsteinen sind innerhalb bestehender Karbonatzemente neu gewachsen
- Mn und Fe-arme Einschlüsse in grauen Sandsteinen stellen Lösungsreste einer älteren Karbonatphase dar, die später umwachsen wurde



**Abb. 34:** Beispiel für einen fleckig zonierten Karbonatzement in einem grauen Sandstein (A-12A).

Letzteres vermutet auch Platt (1991) an Calciten gebleichter Sandsteine. Als Konsequenzen der fleckig verschachtelten Einschlüsse lassen sich 1. verschachtelte Generationen lichtoptisch nicht eindeutig unterscheiden. Karbonatzemente der roten Sandsteine sind 2. entweder als rekristallisiert anzunehmen oder waren an Fluid-Austauschreaktion beteiligt. 3. Weiterhin zeigen die Mehrphasigkeit und die Zonierung, dass sich die vorliegenden Karbonatzemente nicht für Isotopenstudien eignen, da Mischsignale aus früher und später Generationen nicht interpretierbar sind.

Ausnahmslos alle Karbonatzemente sind in Lumineszenz- und Rückstreuелектроненbildern chemisch zoniert (Abb. 33,34; Tafel 5 im Anhang auf S. A7). Chemisch homogene Karbonatzemente treten nicht auf, selbst bei lichtoptisch einheitlichem Erscheinungsbild. Zonierungen treten überwiegend fleckig, selten als reguläre Zonierungen auf (Abb. 30). Verschiedene Stile treten nebeneinander in derselben Probe auf und sind auch unabhängig vom Farbtyp des Sandsteins (rot und grau). In KL-Bildern sind häufig Unterschiede in der Lumineszenz-Intensität innerhalb von Zementen zu beobachten. Häufig lumineszieren die Ränder der Zemente intensiver. Der umgekehrte Fall tritt ebenfalls auf. Einschlüsse der fleckigen Zonierungen lumineszieren hell und dunkel in unterschiedlichem Mischungsverhältnis: in roten Sandsteinen überwiegen hell lumineszierende, in gebleichten dunkel lumineszierende Phasen (Abb. 33, 34). Gemeinsam mit dem Auftreten hell lumineszierender Zementränder spricht dies für eine Zunahme von Fe (als Dämpfer der Lumineszenz) zum Zentrum der Pore. Meist ist jedoch mit einer komplex-verschachtelten Zonierung mit mehreren Wachstumszentren oder alternativ zahlreichen kleinen Einschlüssen in einer anderen Karbonatphase auszugehen. Im Bezug auf die chemische Zusammensetzung treten in roten Sandsteinen eher Mn-arme und in gebleichten Sandstein eher Mn-reiche Zentren von Zementen auf. Fe/Mn-Verhältnisse innerhalb einzelner Zementminerale korrelieren besser in gebleichten Sandsteinen. Im Detail gibt es komplexe Abweichungen. Regulär zonierte Minerale zeichnen sich wesentlich eindeutiger durch einen gemeinsamen Anstieg von Fe und Mn, von einem Rand des Zements ausgehend, aus.

### Bildung der frühen Generation

Früher Calcit gilt als typisch für kontinentale evaporitische Becken (z.B. [Morad et al., 2000](#)) und liegt im Falle dieser Arbeit im SB-Diagenesetyp (nach [Gaupp, 1996](#)) vor. Bildungsvoraussetzungen sind hochsalinare, alkalische Porenwässer. Eine meteorische Signatur für frühe Calcite im Rotliegend weist [Platt \(1994\)](#) nach. Für Wässer dieses Typs sind hohe Mn-Gehalte typisch ([Boles & Ramseyer, 1987](#)). Da nur Mn(II) in Calcit eingebaut wird, sind schwach reduzierende Bedingungen erforderlich ([Morad, 1998](#); [Worden & Burley, 2003](#)). Als Ionenspender für frühe Calcite werden in der Literatur die Lösung von Karbonatklasten, von karbonathaltigem Windstaub, von Ca-reichem Plagioklas und von Pyroxenen sowie die Lösung von Karbonatgestein im Untergrund und Transport im Grundwasser über weite Strecken denkbar ([Turner, 1980](#); [Platt, 1991](#); [Morad, 1998](#)). Calcit dieses Typs bildet sich in geringer Tiefe entlang des Kapillarsaums oder im Grundwasser ([Amthor & Okkerman, 1998](#)), da er vor der Hauptphase der Toninfiltration gebildet wird ([Almon, 1981](#); [Pye & Krinsley, 1986](#); [Platt, 1991](#)). Für eine primäre Dolomit-Bildung und eine anschließende Dedolomitisierung, sprechen die beobachteten Dolomit-Einschlüsse in großen Calcitkristallen sowie das gemeinsame Auftreten von Calcit und Chlorit in enger Verwachsung. Letzteres spricht für einen Transfer von Mg aus Dolomit in Chlorit. Da eine Dedolomitisierung kinetisch kontrolliert sehr langsam abläuft, könnte Dolomit über längere Zeit gemeinsam mit Calcit auftreten ([Morad, 1998](#)). Ein Argument für die primäre Bildung von Dolomit ist auch, dass das Porenwasser im ariden Klima reich an  $Mg^{2+}$ ,  $Ca^{2+}$  und  $HCO_3^-$  gewesen sein müsste ([Worden & Burley, 2003](#)). Das für die Dolomitbildung entscheidende Mg/Ca-Verhältnis ([Morad, 1998](#)) wird dabei umso mehr erhöht, wie  $Ca^{2+}$  durch die Fällung von Calciumsulfat entzogen wird, welches in den beschriebenen Sandsteinen sehr häufig als Anhydritzement auftritt.

### Bildung der späten Generation

Korngefüge und Verwachsungsbeziehungen (Wachstum nach Chlorit) belegen eine früh mesodiagenetische Bildung. Erhöhte Fe(II) und Mn(II)-Gehalte belegen reduzierende Bedingungen. Weiterhin sind neutrale bis schwach alkalische pH-Werte erforderlich. Ähnliche Bildungszeiträume lassen eine Konkurrenz zwischen Chlorit und Karbonat um Mg-Ionen vermuten ([Gaupp & Okkerman, 2011](#)). [Wolfgramm \(2002\)](#) ordnet diesen Zementtyp dem Hauptabsenkungsstadium (Perm bis Trias) zu. Unterschiedliche Ionenspender für mesodiagenetische Calcitzemente sind denkbar: [Bjorlykke et al. \(1989\)](#) geht von der Lösung früher Zemente und erneuter Ausfällung aus. Im vorliegenden Fall liegt allerdings die Zeit der Chloritauthigenese als zu überbrückender Zeitraum zwischen beiden Phasen. Weiterhin denkbar ist eine Abgabe von Ionen aus zwischengeschalteten Tonsteinen durch Entwässerung bei der Kompaktion ([Purvis, 1992](#); [Gaupp et al., 1993](#); [Burley & Worden, 2003](#)). Da Calcit in Paragenese mit Chlorit auftritt und beide Minerale gemeinsam bei hohen Temperaturen eine stabile Paragenese bilden ([Deutrich, 1993](#)) ist auch eine Bildung von Calcit aus Kaolinit, Dolomit und Quarz denkbar ([Hutcheon, 1980](#); vgl. [Abb. 48 auf S. 96](#)). Gegen die Reaktion sprechen fehlende Hinweise auf frühen Kaolinit. Eine andere Möglichkeit Calcit zu fällen, ist die Abkühlung heißer Fluide, da die Löslichkeit von Calcit mit der Temperatur sinkt ([Blatt et al., 1980](#)). In kleineren Mengen kann Calcit auch durch lokal bedeutsame Reaktionen gebildet werden, beispielsweise bei der Albitisierung von Ca-Plagioklas:



Auch würde die Reduktion von Fe(III)-Phasen und Sulfat mit Kohlenwasserstoffen die Alkalinität erhöhen und Bikarbonat-Ionen freisetzen:



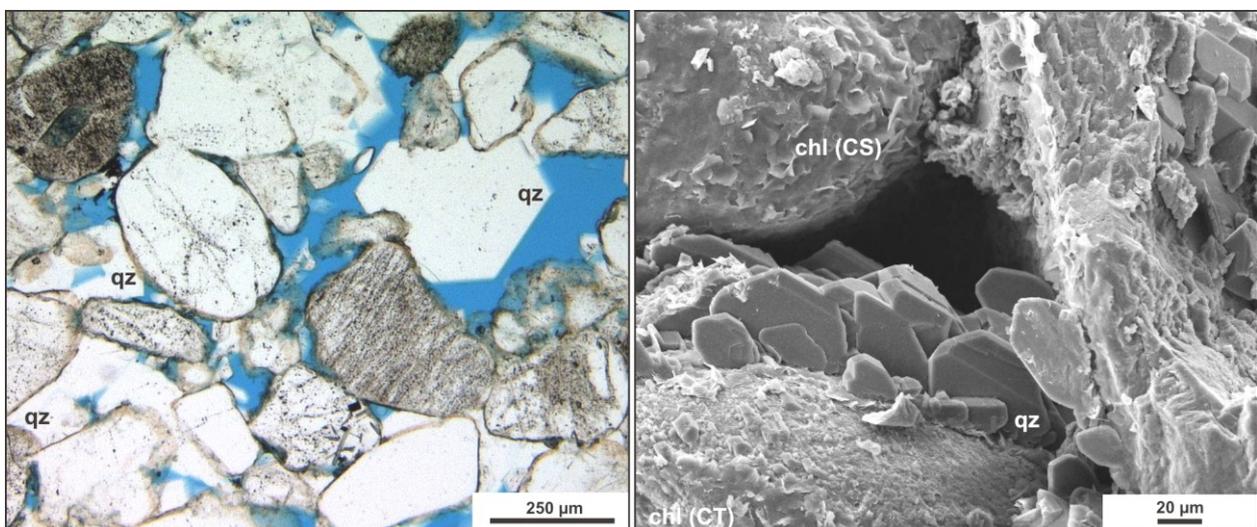
Ionenspender für Mangan könnten vulkanische Lithoklasten darstellen (Pedersen & Price, 1982) oder alternativ Manganoxide, die in Tonkutanen und Wüstenlack auftreten (Whalley, 1983). Da allerdings in roten Sandsteinen keine Manganoxide mikrosondenanalytisch nachweisbar waren, sollte eher von einer Lösung früher Mn-reicher Calcite und deren Wiederausfällung ausgegangen werden.

### 6.2.2 Quarzzement

(M: 6,0%; min: 0,8% max: 22,4%)

#### Petrographie

Es tritt eine frühe Generation (Qz1; M: 4,4%; min: 0,0%; max: 16,8%) in Form gefügestützender, brückenbildender Anwachsäume auf. Daneben existiert eine späte Generation (Qz2; M: 1,6%; min: 0,0% max: 10,8%) aus kleinen Prismen und Tafeln auf Kornüberzügen. Quarze der frühen Generation wachsen vor einer Staubiluviation, meist auch vor der Illitkutinierung, gleichzeitig mit Anhydrit und Calcit. Eine verstärkte Quarzzementation um Anhydrit-Zementnester und Knollen (vgl. Platt, 1991) ist nicht zu beobachten, allerdings treten Anhydrit-Einschlüsse innerhalb von Quarzzement auf. Die spätere Generation aus kleinen Tafeln und Prismen wächst synkompaktionell in Porenhälsen und Zwickeln nach Chlorit und vor authigenem Illit (vgl. Schmidt & MacDonald, 1979; Platt, 1991; Gaupp et al., 1993). Eine dritte Generation (Qz3) wächst innerhalb von Klastlösungsporen nach der Imprägnierung mit Bitumen. Eine Verdrängung anderer Zemente durch Quarz tritt nicht auf, allerdings wird Quarz seinerseits durch Karbonatzement verdrängt. Teile der Anwachsäume sind zur späten Generation zu rechnen, wenn frühe Anwachsäume weiter wachsen. Dies wird aufgrund der glatten Oberfläche nicht durch kornumkleidende Tonmineralüberzüge behindert.



**Abb. 35:** Ausbildung von Quarzzement:

L: gefügestützender, früher Quarzzement (Qz1) in einem hochporösen äolischen Sandstein (B-50)

R: primatisch bis tafeliger Quarzzement (Qz2) auf nahezu tangentialen Chlorit-Kornüberzügen (C-65)

Die Häufigkeitsverteilung von Quarzzement über alle Proben zeigt, dass dieser entweder sehr häufig oder sehr selten auftritt, je nachdem ob sich frühe Anwachsäume bilden konnten. Ein Substratbezug zu Monoquarz äußert sich in einer guten Korrelation der Häufigkeiten ( $r^2 = 0,71$ ). Dies äußert sich in mehr Quarzzement um detritische Quarze und weniger um Lithoklasten (vgl. [Gaupp & Fischer, 2000](#)). Kogenetisches Auftreten der späten Generation mit Tonauthigenesen, drückt sich in einer starken Korrelationen mit Illit und Chlorit aus ( $r^2 = 0,82$ ). Die Farben der Kathodo-Lumineszenz sind tiefdunkelblau, homogen und deutlich von violett lumineszierenden Quarzklasten unterscheidbar. Mit Quarzzement verheilte Risse lumineszieren heller (violett) als der Quarzklast. Dies spricht gegen Bruchbildung und Verheilung innerhalb des Sandsteins (vgl. [Wolfgramm, 2002](#)).

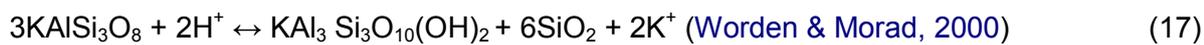
Homoaxiale Anwachsäume (Qz1; bis  $>50 \mu\text{m}$  Dicke) wachsen ausschließlich um Monoquarze, teilweise von diesen durch einen dünnen Staubrand getrennt. Anwachsäume benachbarter Quarze können sich berühren (z.B. A-20, A-33). Sie stützen damit das Gefüge ab, ohne die Poren vollständig zu füllen. Typische Wuchsformen zeigen ein pseudohexagonales Kopfbild und Länge zu Breite-Verhältnisse bis drei zu eins (Länge bis  $100 \mu\text{m}$ , REM-Info). Daneben auftretende, porenfüllende Quarze mit xenomorphen Kristallgrenzen, die bei einem hohem Anteil an Quarzzement vorkommen, zeigen keine klare Wachstumsbeziehung zu den Anwachsäumen (z.B. A-63). Große prismatische Kristalle wachsen um Polyquarze und felsische Vulkanitklasten als flache, breite Prismen (z.B. A-68, REM-Info), polykristalline Anwachsäume treten nicht auf. Kleine primatische und flachtafelige Quarze (Qz2: L/B: bis  $40 \mu\text{m}$  und  $10 \mu\text{m}$ ) wachsen unabhängig von Anwachsäumen auf freien Kornoberflächen beliebiger Klasten, meist zwischen, selten auch direkt auf Chlorit-Kornüberzügen. Quarze dieses Typs stützen das Gefüge nicht ab und wachsen bevorzugt in Porenhälsen als parallele Reihen flacher Tafeln, wobei nur schmalen Seiten auf dem Substrat aufsitzen (z.B. A-46). Quarzzementierte Klüfte werden nicht beobachtet.

### Bildung der frühen Generation

Eodiagenetische Quarze treten im SB-Typ (nach [Gaupp, 1996](#)) auf. Als Ionenspender früher Quarze in ariden Playas und Sabkhas kommt chemische Verwitterung von Primärmineralen sowie die Auflösung mikrokristalliner, glasiger Vulkanite und feinsten Windstaub in Frage ([Whalley, 1983](#); [Füchtbauer, 1983](#); [Bjørlykke, et al., 1989](#); [Worden & Morad, 2000](#)). Mikrokristalline, undulös auslöschende Quarzzemente treten nach [Füchtbauer \(1988\)](#) häufig über Eruptivgesteinskörpern auf. Oberflächennahe meteorische Wässer sind häufig an Kieselsäure übersättigt (bis  $80 \text{ ppm}$  Silizium; [Siever et al., 1965](#)) da die Quarzzementation unterhalb von  $70\text{-}80^\circ\text{C}$  kinetisch gehemmt ist ([Bjørlykke & Egeberg, 1993](#)). Löslichkeiten für Kieselsäure steigen im alkalischen Milieu, wie für Porenwässer in Playas zu erwarten, (im Bereich  $\text{pH } 9,0\text{-}9,5$ ) deutlich an ([Turner, 1980](#)). Gesteigert wird die Löslichkeit von Kieselsäure durch größere Häufigkeiten geladener Komplexe bei hohen pH-Werten ([Markl, 2008](#)). Zur Fällung von Quarzzement kommt es durch Absenkung des pH-Werts bei Niederschlagsereignissen, wobei sich aufgrund der hohen Wachstumsgeschwindigkeit zunächst Chert bildet ([Gaupp mündl. Mitt., vgl. Cord, 1994](#)). Gleichzeitig erniedrigt sich die Salinität, so dass Quarz und Anhydrit nicht gemeinsam ausfallen ([Platt, 1991](#)).

## Bildung der späten Generation

Quarze der späten Generationen (Qz2 vor Illit, Qz3 nach Klastlösung) sind dem Q-Diagenesetyp (nach [Gaupp, 1996](#)) zuzurechnen. Flüssigkeitseinschlüsse an Quarzzementen im Rotliegenden Nordostdeutschlands belegen nach [Wolffgramm \(2002\)](#) Homogenisierungstemperaturen über 100°C und liegen damit im Rahmen von Literaturangaben zur Hauptphase der Quarzzementation von 70-90°C ([Giles et al., 2000](#)) oder 80-100°C ([Worden & Burley, 2003](#)). Sowohl Ionenspende innerhalb der Sandstein-Tonsiltstein-Wechselfolge als auch externe Quellen sind möglich: Interne Quellen sind die chemische Kompaktion sowie die Tonmineralumwandlung und die Alteration von Feldspat. Chemische Kompaktion tritt an Kontakten von Quarz und Illit auf ([Fisher et al., 2000](#)), in den beschriebenen Sandsteinen bevorzugt an Tonlaminaen, seltener innerhalb von Tonmatrix (z.B. B-44, C-44). Freigesetzte Kieselsäure migriert in Bereiche mit geringerer Spannung ([Houseknecht, 1988](#)), häufig auch in benachbarte Sandsteine, was eine gemeinsame Betrachtung im Exporteur und Importeurgestein erforderlich macht ([Houseknecht, 1984](#)). Zur Freisetzung von etwa 6,4% SiO<sub>2</sub> kommt es bei der Illitisierung von Smektit ([Almon, 1981](#); [Hoth, 1993](#); [Füchtbauer, 1988](#)). SiO<sub>2</sub> wird auch bei der Illitisierung von Kalifeldspat freigesetzt (Gl. 17). Da beide Reaktionen den pH-Wert erhöhen, ist damit meist auch eine Karbonatausfällung verbunden ([Worden & Morad, 2000](#)). Bei hohem Fe<sup>2+</sup>/H<sup>+</sup> und gleichzeitig niedrigem Aktivitätsverhältnis von K<sup>+</sup> zu H<sup>+</sup> kann Smektit chloritisiert werden ([Worden & Morad, 2000](#)), was ebenfalls Kieselsäure freisetzt (vgl. Kap. 6.3.1 auf S. 86). Später Post-Illit-Quarzzement (hier Qz3) wird häufig mit der Feldspatlösung in Zusammenhang gebracht (z.B. [Schöner, 2006](#)).



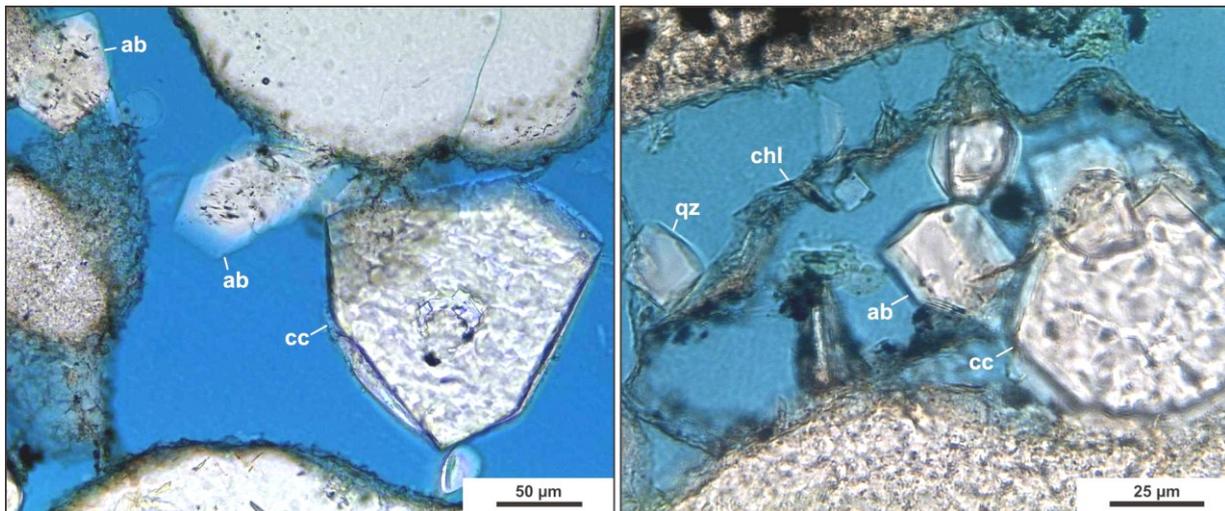
[Bjørlykke & Egeberg \(1993\)](#) weisen darauf hin, dass die oben genannten Prozesse quantitativ nicht ausreichen, um eine intensive Quarzzementation zu bewirken (vgl. auch [Platt, 1994](#)). Ein Import von Kieselsäure über Advektion von heißeren zu kühleren Bereichen würde allerdings enorme Fluidmengen pro Zeiteinheit erfordern ([Bjørlykke, 1993](#)). Diese sind am ehesten entlang von Störungsbahnen gegeben ([Almon, 1981](#); [Mc Bride, 1989](#)). Beispielsweise wird für die mittlere Nordsee SiO<sub>2</sub>-Lösung im Oberkarbon und Transport über Störungen ins Rotliegend diskutiert ([Sullivan, 1990](#)). Dies wäre möglicherweise auch für die Altmark denkbar (mit Ionenspendern im Karbon oder Unterrotliegend-Vulkaniten). Die Ausfällung von Quarzzement in den vorliegenden Sandsteinen wird dabei durch Kieselsäure-Übersättigung im Porenwasser, die Verfügbarkeit an Kristallisationskeimen sowie durch den Fluiddurchsatz pro Zeit bestimmt ([Worden & Morad, 2000](#)).

### 6.2.3 Feldspatzement

Albit (NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>), Sanidin (KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>)  
(M: 1,4% ; min: 0,0%, max: 5,2%)

### Petrographie

Feldspatzemente treten nach Mikrosondenanalysen überwiegend als reiner Albit auf. Sanidin ist quantitativ zu vernachlässigen und wurde nur in Form eines einzelnen Anwachssaums nachgewiesen. Albit tritt in Form einer frühen blockigen Generation (Ab1) direkt auf Kornoberflächen (häufig z.B. in A-9) und einer späten flachtafligen Generation auf (Ab2; z.B. A-12). Die zweite Generation (Ab2) tritt gemeinsam mit Quarz (Qz2) in Zwickeln und Porenhälsen nach



**Abb. 36:** Albitzement: **L:** prismatischer Albit-Zement (ab) mit gut ausgebildeter Kristallform wächst nach Chlorit im offenen Porenraum; daneben Calcit-Zement zu ähnlicher Zeit gewachsen; **R:** späte Generation Albit nach Chlorit und Klastlösung, ebenfalls in Paragenese mit spätem Calcit.

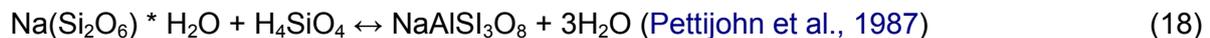
Chlorit und vor Illit und Bitumen auf. Albite lumineszieren dunkelbraun. Hellblaue und violette Lumineszenz wird nicht beobachtet.

Frühe blockige Albitzemente (Ab1) treten als kleine (30-50 µm) hypidiomorphe Tafeln auf feldspatreichen Klasten auf. Deutlich seltener sind nicht-homoaxiale, wenige Mikrometer breite Anwachssäume um feldspatreiche Vulkanitklasten (Tafel 3 und 4 im Anhang auf S. A5 ff.). Häufig sind winzige, in Spalttrichtung eingeregeltere opake Einschlüsse, seltener Einfachzwillinge. Die Minerale sind getrübt, jedoch schwächer als benachbarte Feldspatklasten. Ränder der Albitkristalle sind immer glatt und zeigen weder Anzeichen für Lösung noch für Verdrängung. Die zweite Generation (Ab2) ist der ersten, bei geringerer Kristallgröße (10-30 µm), ähnlich (Abb. 40). Daneben tritt ein wesentlicher Anteil von Albit als Verdrängungsauthigenese in detritischem Plagioklas und Alkalifeldspat auf (Albitisierung). Von der Zusammensetzung des Klasten abhängig, sind Plagioklase immer vollständig (Ca-betonter Plagioklas fehlt vollständig), Alkalifeldspäte jedoch nur teilweise entlang der Spaltbarkeit albitisiert, was zu typischen Schachbrettmustern führt (Tafel 4 im Anhang auf S. A6). Albitisierung betrifft die Feldspäte aller Sandsteine unabhängig von Farbtyp und Porosität. Nahezu vollständig gelöste Lithoklasten zeigen innerhalb des Kornrands bereichsweise noch Stege und Tafeln von Albit (Tafel 7 im Anhang auf S. A9). Volumetrisch macht Albit-Zement nur wenige Prozent aus, tritt jedoch zur Pore exponiert bedeutend häufiger auf (Kap. 8.2.3 auf S. 168). In beiden Fällen ist die Häufigkeit in grauen Sandsteinen höher als in roten. Moderat gute Korrelationen der Häufigkeiten bestehen zwischen Albit und detritischem Plagioklas ( $r^2 = 0,67$ ).

### Interpretation der Bildung

Albit gilt als typisch für die frühe Diagenese (Walker et al., 1978; Füchtbauer, 1979) und wird aus evaporitischen Ablagerungsräumen beschrieben (Füchtbauer, 1974). Die frühe Generation (Ab1) ist dem SB-Typ (nach Gaupp, 1996) zuzuordnen. Erforderlich sind alkalische Bedingungen und hohe Salinitäten (insbesondere hohe Aktivität von  $\text{Na}^+$ ) im Porenwasser, so dass Albit gegenüber Sanidin-Neubildungen bevorzugt wird. Hohe Salinitäten im Porenwasser treten nah am Salzsee auf, während die weiter entfernten alluvialen Sedimente herabgesetzte Salinitäten aufweisen, was die Häufigkeit von Sanidin-Zementen im Raum Bebertal (Fischer

et al., 2012; Meier, 2011) erklären könnte. Hypersalinare Verhältnisse können ebenfalls ausgeschlossen werden, da durch Halitausfällung das Na/K-Verhältnis sinkt, was Sanidin gegenüber Albit bevorzugen würde (Füchtbauer, 1988). Häufig tritt Albit gemeinsam mit hohen Gehalten an Vulkanitklasten auf (Kastner & Siever, 1979; Platt, 1991). Allerdings zeigen die Ergebnisse von Schöner (2006), dass erst Anteile von >15% vulkanischen Lithoklasten im Sandstein zu signifikanten Mengen Albitzement führen. Diese Häufigkeit erreicht keiner der hier untersuchten Proben. Als weitere Ionenspender werden mafische Primärminerale diskutiert, die zu Albit, Chlorit und Hämatit alteriert werden (Platt, 1991). Auch Na-Al-Smektit oder Zeolithe wie Analcim sind mögliche Ionenspender:



Als Na-Quelle für mesodiagenetische Albite (Ab<sub>2</sub>) kommt neben einem Import über Fluide insbesondere die Umwandlung von Smektit in Chlorit (Pettijohn et al., 1987; Morton et al., 1994) sowie von Smektit in Illit (Deutrich, 1993) in Frage (vgl. Gleichungen in Kap. 6.3.1 auf S. 88). Die bevorzugte Bildung von Albit gegenüber Schichtsilikaten (insbesondere Illit) ist möglicherweise auf die hohe Kieselsäureverfügbarkeit aus vulkanischen Lithoklasten zurückzuführen (Gaupp, mündl. Mitt).

### Albitisierung von Feldspäten

Albitisierung ist ein weit verbreitetes Phänomen (Aagaard et al., 1990) und wird im Allgemeinen auf eine hohe Aktivität von Na<sup>+</sup> im Zusammenhang mit steigender Salinität interpretiert (Aagaard et al., 1989; Worden & Burley, 2003). Land & Miliken (1981) geben folgende Reaktion für die Albitisierung von Ca-Plagioklas an:



Albitisierung von Ca-Plagioklas, welcher im gesamten Bereich der Diagenese metastabil ist, kann auch schon bei geringerer Aktivität von Na<sup>+</sup> erfolgen (Worden & Burley, 2003). Begünstigt wird der Prozess durch Entzug von K<sup>+</sup> aus der Lösung, etwa durch Neubildung von Illit (Morad et al., 1990; Aagaard et al., 1990). Als Temperaturbereich werden 65°C (Beginn) und 100-130°C (formationsübergreifend; Worden & Morad, 2000) oder 100-150°C (Aagaard et al., 1990) genannt. Laut Gold (1987) ist die Albitisierung bei 150°C noch nicht vollständig abgeschlossen. Die thermische Simulation von Bohrung A erreicht dieses Temperaturfenster im Bereich der Maximalversenkung in Jura und Kreide (vgl. Kap. 7.2.3 auf S. 139).

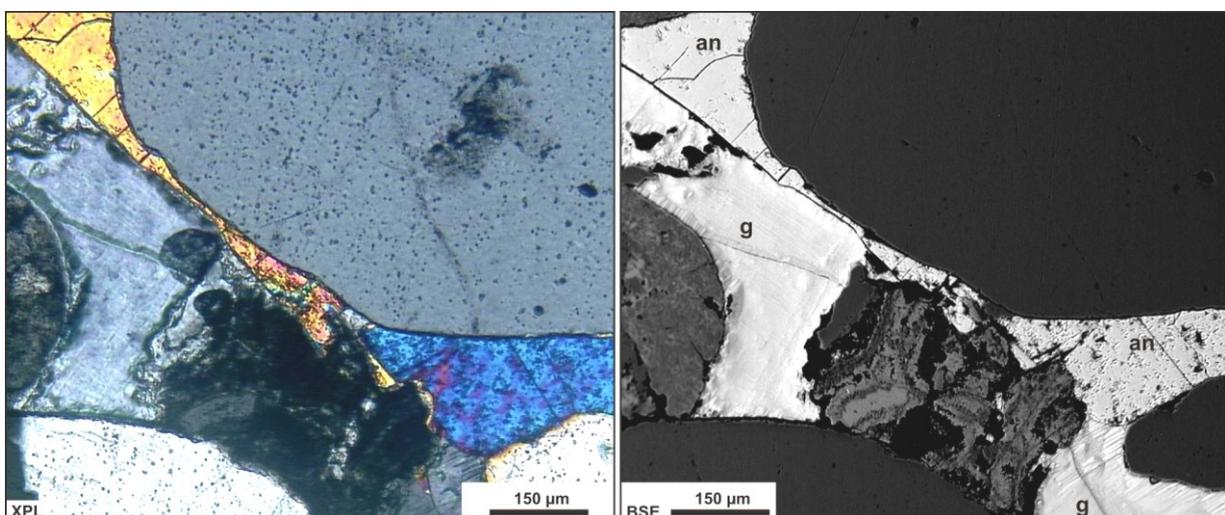
### 6.2.4 Calciumsulfat-Zemente

#### Petrographie

Calciumsulfatzement tritt überwiegend als Anhydrit (M: 8,7%; min: 0,0%; max: 32,4%) und untergeordnet als Gips auf (M: 0,3%; min: 0,0%; max: 7,6%). Gips unterscheidet sich von Anhydrit durch ein dominierendes (und ein untergeordnetes) Spaltflächensystem, durch graue Interferenzfarbe erster Ordnung, geringere Lichtbrechung und einem abweichenden Relief in Rückstreu- und Sekundärelektronenbildern: Gips zeigt hier ein erhabenes und sehr glattes Relief mit weich erscheinenden Rändern, während Anhydrit ein niedriges Relief und zahlrei-

che kleine, unregelmäßig geformte Eintiefungen von 1-5  $\mu\text{m}$  Größe aufweist (Abb. 37). Chemische Unterschiede zwischen Gips und Anhydrit lassen sich selbst bei nicht-stöchiometrisch berechnetem Sauerstoff in 20 Messungen benachbarter, lichtoptisch abgesicherter, Gips- und Anhydritkristalle nicht erkennen. Gips und Anhydrit treten sowohl in roten als auch in grauen, in porösen genauso wie in völlig zementierten Sandsteinen nebeneinander auf. In porösen Sandsteinen liegt Gips in gleichem Maße zur Pore exponiert vor wie Anhydrit.

Es treten zwei Generationen auf: eine frühe Generationen von Anhydrit und Gips (An1, M: 8,3%) tritt häufig als erster Zement direkt an Klasten angrenzend auf und füllt die größten Intergranularräume aller Zemente. Konkurrierendes Wachstum mit frühem Calcit (Cc1), Quarz (Qz1) und Albit wird beobachtet. Eine Bildung vor der Hauptphase der Tonilluviation ist sicher belegt. Die Ausbildung und die Bildungsreihenfolge ist analog zu Budzinski & Judersleben (1980) und Platt (1991). Früher Anhydrit verdrängt Lithoklasten, detritischen Feldspat und sogar Quarz (Abb. 38; Tafel 3 im Anhang auf S. A5). Dies ist analog zur Beobachtung hypidiomorpher Anhydritschmitzen innerhalb der Quarzkristalle, welche Raselowski (1987) in Sandsteinen der Altmark beschreibt. Gips tritt ausschließlich in dieser frühen Generation gemeinsam mit Anhydrit auf und wird im Folgenden nicht separat behandelt. Später Anhydrit ist sehr selten (An2, M: 0,4%) und tritt nach Chlorit und Baryt auf. Kristallgrenzen zu Baryt sind gerade, An2 umwächst diesen teilweise. Bitumen auf den Spaltrissen weisen auf Bildung von Anhydrit vor Bitumen hin (Abb. 60 auf S. 118). Ein Anzeiger für synkompaktionelles Wachstum ist das Auftreten in mechanisch kompaktierten Porenräumen und Zwickeln. Später Anhydrit tritt nur in hochporösen Sandsteinen oder in der Nähe von anhydritzementierten Klüften auf. Einschlüsse weiterer Minerale in Anhydrit werden nicht beobachtet. Eindeutige Anzeichen für Anlösung sind weder im Lichtmikroskop noch im REM nachweisbar. Allerdings treten synkompaktionale Brüche mit Bitumen-Belägen auf, die in reaktionsfreudigen Mineralen normalerweise verheilt sein müssten. Die räumliche Verteilung von Anhydritzement im Sandstein ist porenfüllend und domänenhaft. Sie umfasst zementierte Bereiche von >10 Korndurchmessern Größe (bis 2 mm). Im Gegensatz zu Calcit bestehen Zementnester meist nur aus einem einzigen Poikiloblasten. Die Anordnung der Nester ist im Vergleich mit Calcit regellos und



**Abb. 37:** Anhydrit- und Gipszement (identisches Motiv): **L:** Direkt aneinander grenzender poikilitischer Anhydritzement mit gelben bis blauvioletten Interferenzfarben (1. Ordnung) und Gipszement mit grauen Interferenzfarben (1. Ordnung) ohne sichtbare Spaltbarkeit, **R:** im BSE Bild zeigt Anhydrit feine Lösungsporen und ein niedriges Relief während Gips ein erhabenes Relief mit glatterer Oberfläche zeigt (A-50).

stützt dazwischenliegende Porenräume ab. In (meist äolischen) laminierten Sandsteinen sind Groblaminen bevorzugt früh und meist vollständig zementiert (durch Gips und Anhydrit), während die Feinlamine frei von Calciumsulfatzement bleibt. Sandsteintypen mit Linsen- und Flaserschichtung enthalten Anhydritzement bevorzugt in den Sandlinsen (vgl. [Raselowski, 1987](#)).

Anhydritzement tritt in zahlreichen Kristallausbildungen auf: den häufigsten Typ bilden poikilitische Großkristalle, die entweder isolierte Zementnester aufbauen oder mit unebenen Grenzen und wechselseitiger Verdrängung an andere Anhydritkristalle grenzen. Poikiloblasten füllen die größten intergranularen Räume, können allerdings auch als Post-Chlorit-Phase in hochporösen Sandsteinen auftreten (z.B. A-50). Daneben treten leistenförmige Kristalle und Kristallaggregate in großen langgestreckten Intergranularräumen, meist senkrecht oder winklig zur Lamination auf. Die Leistenform deutet auf Dehydration von Gips unter Formerhalt hin. Die Erfüllung langgestreckter Räume weist möglicherweise auf die Überlieferung primärer evaporitischer Krusten oder Tepee-Strukturen hin, wie sie in evaporitischen Sand- und Tonebenen auftreten (Bsp: A-2, A-28A, A-28B, A-42, A-48, A-80). Den dritten morphologischen Typ bilden isometrische klein- bis großblockige Anhydritkristalle. Diese Ausbildung füllt vor-kompaktierte Porenräume. Als vierter morphologischer Typ sind knollige Sulfate (Knollensulfat vom Sabkha-Typ) verhältnismäßig selten im untersuchten Probenmaterial. Es handelt sich eher um polykristalline Konkretionen als um echte Zemente, welche displaziv die umgebenden Sandkörner nach außen verschieben, ohne diese chemisch zu verdrängen ([Tafel 3 im Anhang auf S. A5](#)).

Chemische Zusammensetzungen der Calciumsulfatzemente sind sehr homogen. Sr tritt nur in Spuren (unter der Nachweisgrenze) auf. Bei Gips ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$ ) könnte es sich auch um Bassanit (Halbhydrat  $\text{CaSO}_4 \cdot \frac{1}{2} \text{H}_2\text{O}$ ) handeln, der entsprechend [Deer et al. \(1992\)](#) ähnliche optische Eigenschaften wie Gips aufweist und massig, nadlig und leistenförmig auftritt. Allerdings weisen pulverdiffraktometrische Untersuchungen der GDF Suez E&P Deutschland GmbH in Kern A ausschließlich Anhydrit (in allen 104 Proben) und Gips (in 6 der 104 Proben) nach. Gips (mit Hauptreflexen 3,01Å, 100%, 2,81 Å, 85%) ist von Bassanit (7,63 Å, 100%; 4,28 Å, 100%) mittels Pulverdiffraktometrie klar unterscheidbar. Da nur Gips nachgewiesen wurde, dürfte Bassanit auszuschließen sein. Eindeutig unterscheiden ließe sich Gips und Bassanit möglicherweise mittels IR-Spektroskopie.

### **Bildung der frühen Generation**

Frühe Calciumsulfatzemente sind typisch für kontinentale evaporitische Ablagerungsräume ([Kerr & Thompson, 1963](#)). Im Sinne der Zonierung von Frühzementen entsprechend ihrer Proximalität zum Salzsee ([Drong, 1979](#)) werden Sulfatzemente nah am Salzsee aus hochsalinaren Porenwässern ausgefällt (z.B. [Drong, 1979](#); [Pye & Krinsley, 1985](#)). Bevorzugt durch Anhydrit zementiert sind (nach dieser Vorstellung) die Faziestypen der feuchten und nassen Sandebene sowie der salinaren Tonebene ([Platt, 1991](#)). Knollige und konkretionäre Sulfatzemente sind typische intrasedimentäre Bildungen in Sabkhas und Playas und können aus Wüstenrosen entstehen ([Platt, 1991](#); [Gebhardt, 1994](#)). Gegenseitige fleckige Verdrängung von Anhydritkristallen deutet auf die Einschaltung von Lösungsphasen und damit diskontinuierliche Sulfatzementation hin (vgl. [Schöner, 2006](#)).

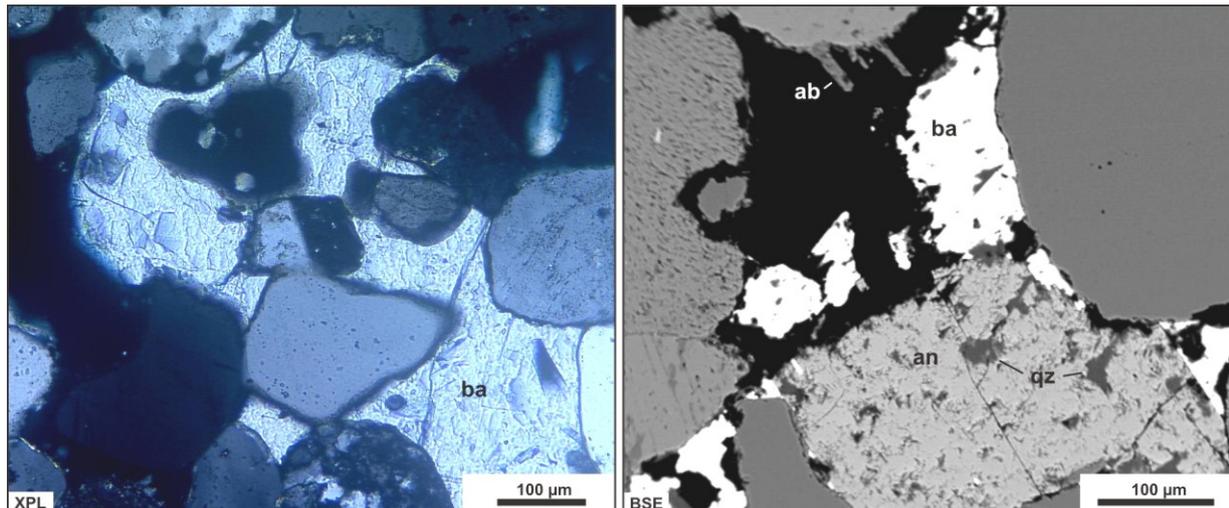
Beobachtungen in rezenten Sabkhas zeigen, dass Anhydrit auch primär gebildet werden kann ([Handford, 1982](#)), häufiger jedoch zunächst als Gips ausfällt ([Purvis & Okkerman, 1996](#)). Eine

direkte Bildung von Anhydrit ist jedoch kinetisch gehemmt und erfordert hohe Temperaturen und Salinitäten für entsprechend hohe Übersättigungen (Pettijohn et al., 1987). Inwiefern die Oberflächenbedingungen im permischen Wüstenklima sich vom Rezentklima unterscheiden und damit primäre Anhydritfällung ermöglicht haben, ist nicht geklärt. Hinweise auf primäre Gipsausfällung sind leistenförmige Anhydritkristalle in der Morphologie von Gips im vorliegenden Probenmaterial und ein kogenetisches Auftreten von Gips und Anhydrit. Mingram (1988) beschreibt in Sandsteinen der Altmark ebenfalls makroskopisch erkennbare Pseudomorphosen nach Gips. Nach Chang et al. (1998) können primär gebildeter und sekundär umgewandelter Anhydrit nebeneinander auftreten. Die Entwässerung von Gips zu Anhydrit erfolgt im Temperaturintervall von 50 bis 120°C, abhängig von Salinität, Druck und Temperatur (Hardie, 1967). Die Gleichgewichtstemperatur von Gips und Anhydrit liegt bei 42°C. Unterhalb davon ist Gips, oberhalb Anhydrit die stabilere Phase (Degens, 1968). Die Zwischenstufe von Gips und Anhydrit bildet Bassanit ( $\text{CaSO}_4 \cdot 1/2 \text{H}_2\text{O}$ ), der ab 75-80°C (Deer et al., 1992; oder 100°C nach Degens, 1968) gebildet wird. Bassanit ist metastabil und tritt unter Gleichgewichtsbedingungen der Entwässerungsreaktion nicht auf. Unter Wasserzufuhr hydratisiert Bassanit rasch wieder zu Gips zurück (Deer et al., 1992). Eine Bildung von Bassanit aus Anhydrit ist nach Degens (1968) dagegen nicht möglich. Gegen eine Entwässerung von Gips zu Anhydrit spricht allerdings, dass petrographisch zu erwartende Volumenverluste nicht auftreten, insbesondere nicht in den vollständig anhydritzementierten Sandsteinen mit einem IGV >30%.

Die Größe von Anhydritkristallen ist von der Keimbildung und der Übersättigung abhängig. Geringe Übersättigungen bedingen große Wachstumsraten und führen zu großen (hier poikilitischen) Kristallen, während hohe Übersättigungen zu höheren Keimbildungsraten und damit zu kleineren Kristallgrößen führen (Füchtbauer, 1979; Markl, 2008). Die Ausbildung von Zementnestern erklären Clauser & Pape (2003) durch beginnendes Wachstum mit relativ wenigen Keimen, die in optischer Kontinuität zu größeren Poikiloblasten wachsen.

### Bildung der späten Generation

Späte Anhydritzemente sind im Norddeutschen Becken sicher belegt (z.B. Platt, 1991). Sowohl Poikiloblasten als auch konkretionäre Bildungen sind möglich (Machel & Burton, 1990). Ihre Bildung hängt damit zusammen, dass die Löslichkeit von Anhydrit mit steigender Temperatur sinkt (Giles & de Boer, 1989; Chang et al., 1998) und die Fällung von Anhydrit erzwungen wird. Häufig auftretende mit Anhydrit verheilte Klüfte (Info: Schichtenverzeichnis) weisen auf einen störungsbezogenen Fluidfluss hin. Nach Glennie (1978) werden Fluidbewegungen im Norddeutschen Becken meist mit tektonischer Inversion in Verbindung gebracht. Eine Herkunft später Sulfatzemente aus dem Zechstein wird beispielsweise von Platt (1991) im Raum Bremen-Hannover isotopengeochemisch nachgewiesen. Da feinkörnige Sedimente am Top der Rotliegend-Schichtfolge meist einen vertikalen Fluidfluss verhindern (Platt, 1991), sind Fluide aus dem Zechstein nur dann wahrscheinlich, wenn ein besonderer hydraulischer Kontakt zwischen Horsten des Rotliegenden und deutlich abgesenkten Gräben des Zechsteins vorliegt. Ionenspender später Anhydritzemente dieser Arbeit sind sowohl aus Zechstein-Quellen als auch aus Rotliegend-internen Quellen möglich. Zur Klärung dieser Fragestellung wären Schwefel-Isotopenmessungen erforderlich. Für die, etwa 100 km weiter nördliche Bohrung Parchim 1/86 konnte Wolfgramm (2002) mit Werten von +3 ‰ vCDT Rotliegend-interne Anhydritquellen belegen (vgl. Rotliegend-Formationswässer +4 bis +7 ‰ vCDT; Platt, 1993).



**Abb. 38:** Barytzement: **L:** Auftreten in Form von Poikiloblasten in Sandsteinen höchster Porosität; synkompaktionelle Bildung vor Feldspatlösung, im Gegensatz zu Calciumsulfat keine rechtwinkligen Spaltflächen und höheres Relief als Gips (A-36); **R:** Barytzement vor spätem Anhydrit (dieser mit Quarzzement-Einschlüssen): deutlich erkennbare Anlösung des Barytzements (A-80).

### 6.2.5 Sonstige Zemente

#### Baryt ( $\text{BaSO}_4$ )

Baryt tritt in allen drei Bohrungen mit durchschnittlich nur 0,1% auf (min: 0,0%, max: 0,6%) und ist auf poröse, graue Sandsteine beschränkt. Baryt tritt nach spätem Calcit (Cc2), Chlorit und Albit (z.B. A-50 REM-Info) und vor spätem Anhydrit (An2) auf (Abb. 38). Die Betrachtung von Dicke und Wuchsform der Chlorite zeigt, dass diese zeitlich nach Baryt noch weiter gewachsen sind. Quarz kann sowohl vor (Qz2) als auch nach (Qz3) Baryt auftreten. Barytkristalle sind meist leistenförmig und bis etwa 50 µm lang und treten in Gruppen auf. Die Grenzen zu spätem Anhydrit sind sehr gerade und rechtwinklig ausgebildet. Klasten und andere Zemente werden nicht verdrängt. Tritt Baryt in Form einzelner großer Nester auf, wie in hochporösen Sandsteinen der Fall (vgl. hierzu Schöner, 2006), sind sogar poikilitische Kristalle möglich, welche 4-5 Klasten (>1 mm) umgeben (z.B. A-50). Poikiloblasten zeigen innere Anlösungsstrukturen mit gerundeten Grenzen. Ungewöhnlicher poikilitischer Baryt wird auch von Platt (1991) beschrieben. Daneben kommt Baryt als Einschlüsse in Vulkanitklasten vor. Winzige Barytkristalle in Quarzklasten sind als primär im Klast vorhandene Einschlüsse anzunehmen. Chemisch enthalten die Baryte zwischen 1,0 und 2,8% Sr und können daher möglicherweise als Strontio-baryte bezeichnet werden (Deer et al., 1992).

#### Interpretation:

Baryte im Rotliegenden des Südpermisschen Beckens werden meist in die späte Mesodiagenese oder in die Telodiagenese eingeordnet (Pye & Krinsley, 1985; Fischer & Gaupp, 1999; Schöner, 2006). Da Barium in geringer Menge in Kalifeldspat eingebaut wird (Rollinson, 1989), kann die Illitisierung (Raselowski, 1987), Albitisierung (Schöner, 2006) oder Lösung (Platt, 1991) von Feldspäten möglicherweise ausreichend Barium zur Bildung von Baryt bereitstellen. Die sehr geringe Löslichkeit von Barium (Pettijohn et al., 1987) spricht für kurze Transportstrecken per Diffusion. Im vorliegenden Fall ist eine Albitisierung von Kalifeldspat als Barium-Quelle wahrscheinlich. Feldspatlösung fand erst nach der Barytbildung statt und scheidet daher als Quelle aus. Einen indirekten Hinweis auf eine Quelle in Feldspäten bildet

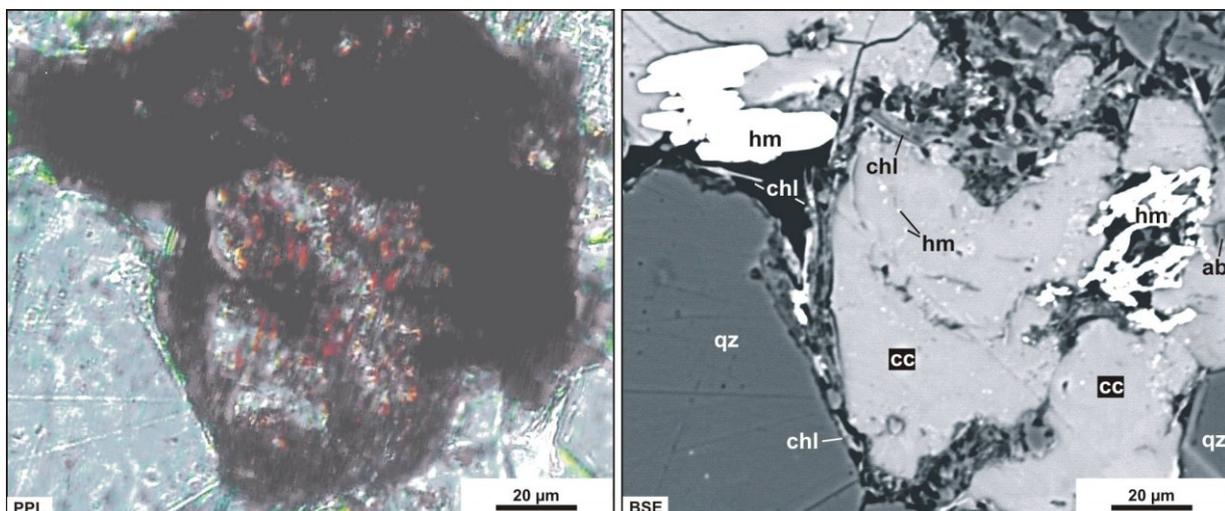
die starke Korrelation der Summe aus (Plag + Kf +  $\frac{3}{4}$  Lv) mit der Häufigkeit von Baryt. Enge Verwachsungen mit spätem Anhydrit deuten auf den Einfluss eines sulfathaltigen Fluids hin, wobei zunächst schwer lösliches BaSO<sub>4</sub> und anschließend besser lösliches CaSO<sub>4</sub> ausfällt, wie die Paragenese-Reihenfolge.

### Hämatit (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)

Hämatit tritt mit durchschnittlich 0,4 Vol.-% in volumetrisch geringen Konzentrationen (in roten Sandsteinen bis 8,0 Vol.-%) auf, kann aber in roten Sandsteinen bis 48,6% der porenzugewandten Oberfläche ausmachen. Volumetrische Anteile feinsten Hämatit-Überzüge werden im Dünnschliff, aufgrund schräger Klast-Anschnitte (vgl. [Schöner, 2006](#)) und geringer Tiefenschärfe (mehrere µm) überschätzt. Der Nachweis erfolgt im Durchlicht und Auflicht. Es tritt ausschließlich Hämatit und kein Magnetit oder Goethit auf. Hinweisenden Charakter auf vorhandenen Hämatit haben Reflexe von XRD-Texturpräparaten geringer Intensität (Hämatit: 2,69Å, 1,69 Å, 2,51Å).

Ein geringer Teil des Hämatits tritt als sub-µm bis µm- dicke dunkelrotbraune diskontinuierliche Überzüge um beliebige Klasten roter Sandsteine auf. Hämatit ist unter frühen Zementen des SB-Typs dünner oder nicht vorhanden. In grauen Sandsteinen tritt Hämatit nur gepanzert unter Quarzzement oder in Klasten auf (vgl. [Mucchez et al., 1992](#)). Dicken der Überzüge liegen mit <0,5 µm unter der räumlichen Auflösungsgrenze von Rückstreuielektronenbildern einer Mikrosonde. Kornüberzüge bestehen immer aus Mischungen von Hämatit und Schichtsilikaten (vgl. [Hasner, 2004](#)) und wurden quantitativ als H-IC-Überzüge gewertet. Zusammensetzungen dieser Hämatit-enthaltenden Tonkutane werden in Kapitel 6.3.1 [auf S. 86](#)) behandelt.

Übersichtsaufnahmen zeigen, dass blutrote, idiomorphe rautenförmige Einkristalle von Hämatit (bis 50 µm Größe) im Intergranularraum volumetrisch häufiger sind als Kornüberzüge ([Tafel 6 im Anhang auf S. A8](#)). Ein gemeinsames Auftreten mit Anatas und Chlorit wird beobachtet ([Abb. 39](#)). Dies ist vergleichbar mit opaken Aggregaten zwischen Chlorit und der Grenze des



**Abb. 39:** Typisches Erscheinungsbild von Hämatit: identisches Motiv links (PPL) und rechts (BSE); Hämatit erscheint als wolkig-diffuses dunkelrotes Gemenge, scheinbar mit Kornüberzügen und Krusten; in BSE-Aufnahmen (Mikrosonde) wird deutlich, dass es sich um tangentielle Chlorit-Kornüberzüge handelt während Hämatit in großen, diskreten Einkristallen und als feine Imprägnierung innerhalb von (hier karbonatisierten) Klasten auftritt (A-9).

Klasten, wie sie [Schöner \(2006\)](#) für den Becken-Nordrand beschreibt. In seiner auffälligsten Form tritt Hämatit feinstverteilt in Lithoklasten auf, was eine braunrote Trübung zur Folge hat. Sogar karbonatisierte Klasten sind mit Hämatit imprägniert. Lithoklasten roter, feinkörniger Sandsteine sind im Gegensatz zu grauen, gröberkörnigen Sandsteinen um eine Stufe stärker getrübt. In letzteren nimmt der Anteil an Hämatit vom Klast- Zentrum zum Rand deutlich ab (z.B. A-63; Auflicht-Info). Größere Hämatitkristalle in Lithoklasten erscheinen in BSE-Bildern xenomorph und stäbchenförmig (bis 20 µm).

### Interpretation:

Idiomorphe Kristalle weisen die authigene Bildung von Hämatit im Sandstein sicher nach ([Walker, 1967](#)). Seine Bildung erfordert, oxidierende Bedingungen ([Walker, 1967](#); [Turner, 1980](#)). Da die Diffusion von O<sub>2</sub> in der vadosen Zone (gegenüber der phreatischen) um den Faktor 10<sup>4</sup> rascher abläuft ([Scheffer & Schachtschabel, 2009](#)), wirken tief liegende Grundwasserspiegel begünstigend auf tief reichende oxidierende Bedingungen.

Als Eisen-Quelle ist die Hydrolyse von Fe(II)-führenden Primärmineralen anzunehmen ([Walker 1967, 1976](#); [Turner, 1980](#)) was durch das Fehlen dieser Minerale in mafischen Vulkanitklasten der Sandsteine gestützt wird. Ein Transport von Eisen im Grundwasser aus verwitternden Vulkanschwellen in das umgebende Sedimentbecken ist ebenfalls sehr wahrscheinlich. Der zeitliche Wechsel zwischen der Eisenmobilisierung aus Primärmineralen und der Ausfällung von Hämatit erfordert eine abwechselnde Befeuchtung und Austrocknung, wie sie durch fluktuierende Grundwasserspiegel im semiariden Klima gegeben sind ([Walker 1967, 1976](#); [Pye & Krinsley, 1986](#)). Dieser Prozess ist unabhängig von der Fazies ([Deutrich, 1993](#)). Sandsteine mit früher evaporitischer Zementation vom SB-Typ ([Gaupp, 1996](#)) und intrasedimentären Stokes-Flächen (vgl. [Stokes, 1968](#); [Fryberger et al., 1988](#)) sind von der Rötung nur schwach betroffen. Hämatit wird unter oxidierenden Bedingungen und pH-Bedingungen >5 über die Vorläuferphasen Fe(III)-Hydrat und Eisenhydroxid abgeschieden, welches schließlich zu Hämatit entwässert ([Walker 1967](#); [Almon, 1981](#); [Hug, 2004](#)). Hohe Temperaturschwankungen im Wüstenklima (bis 80°C; [Amthor & Okkerman, 1998](#)) begünstigen die Entwässerungsreaktion. Insgesamt beansprucht die Rötung eines Wüstensands etwa 5-10 ka ([Pye, 1983](#)).

### Titanoxide (TiO<sub>2</sub>)

Titanoxide treten in Form der Polymorphe Anatas und Rutil mit durchschnittlich sehr geringer Konzentration von 0,3% (max: 4,6%) auf. Beide sind hoch lichtbrechend mit hohem Relief und brauner Eigenfarbe. Im Auflicht unterscheidet sich Anatas von Rutil durch stärkere Reflexion, Pleochroismus und starke gelbe Innenreflexe. Ilmenit wird nicht beobachtet. Innerhalb der zeitlichen Diageneseabfolge treten Titanoxide vor Anhydrit und Gips, aber auch in Klastlösungsporen und neben Schwermineralen und vollständig chloritisierten Klasten im freien Porenraum auf. Poröse Sandsteine enthalten bevorzugt Titanoxide, wobei texturale Beziehungen dort auf eine synkompaktionale Bildung hindeuten. Erhöhte Gehalte an Titanoxiden und TiO<sub>2</sub> im Gesamtgesediment sind in Kern C (relativ zu A und B) zu verzeichnen. Eine durchschnittlich schwächere opake Pigmentierung geht dort mit der größeren Häufigkeit diskreter TiO<sub>2</sub>-Einkristalle im Porenraum einher.

Titanoxide treten in unterschiedlichen Größen und Wuchsformen auf: häufig sind die bis etwa 80 µm großen, rauten- und trapezförmigen idiomorphen Einkristalle, die selten von späteren Zementen umwachsen werden. Häufig sind Cluster von gut kristallisiertem Anatas zu beobachten, die detritischen Rutil, opake Klasten aus Hämatit oder felsische Vulkanitklasten umgeben (**Tafel 6 im Anhang auf S. A8**). Innerhalb von Klasten sind diskrete, bis 10 µm große nadlige Einkristalle in BSE-Bildern nachweisbar. Daneben treten auch feinste Pigmentierungen von Lithoklasten (analog zu Hämatit) auf, wobei bestimmte Typen von Lithoklasten bevorzugt Anatas, andere Hämatit enthalten. In einigen Fällen bilden Aggregate völlig opaker Titanoxide mit krümeliger Anordnung die Reste vollständig gelöster Klasten. Skelettkristalle, wie **Platt (1991)** sie beschreibt, treten nicht auf. Innerhalb von tangentialen Tonkutanen treten regelmäßig Minerale von wenigen µm Größe auf. Ihre gute Kristallausbildung spricht für authigenes Wachstum und eher gegen eine Infiltration gemeinsam mit den Tonmineralen.

#### Interpretation:

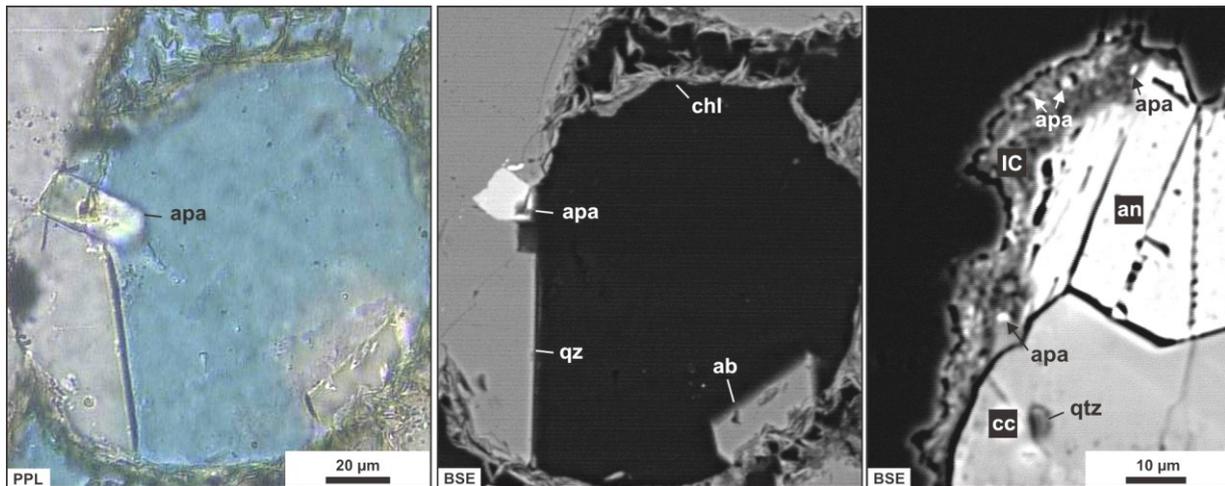
Die Bildung von Titanoxiden ist sowohl unter oxidierenden- (gemeinsam mit Hämatit), wie auch unter reduzierenden Bedingungen möglich (**Morad & Aldahan, 1986; Weibel, 1998**). Ionenspender sind neben Rutil auch weitere aus den Vulkaniten beschriebene Schwerminerale wie Titanomagnetit und Ulvöspinell (vgl. **Marx, 1990**). **Deutrich (1993)** und **Kleditzsch & Kurze (1993)** vermuten eine eodiagenetische Bildung, **Burley (1984)** stellt die Bildung in die späte Eo- bis frühe Mesodiagenese, während **Hartmann (1997)** eine Bildung zeitlich nach fibrosem Illit vermutet. Angesichts der unterschiedlichen Bildungsmöglichkeiten, und dem bevorzugten Auftreten um titanreiche Primärminerale, wurde die Bildung der Titanoxide wahrscheinlich durch die Titan-Verfügbarkeit (durch Klastlösung) kontrolliert, was die beiden oben beschriebene Generationen erklärt.

#### **Apatit** ( $\text{Ca}_5(\text{Cl},\text{F},\text{OH})(\text{PO}_4)_3$ )

Apatit tritt in Klastlösungsporen (nach Chlorit) als kleine Kristalle von bis zu 15 Mikrometern Durchmesser auf. Innerhalb von Tonkutanen sind deutlich kleinere (wenige µm) isometrische Kristalle zu beobachten, die sowohl detritisch als auch authigen sein können (**Abb. 40**). Daneben sind innerhalb alterierter vulkanischer Lithoklasten wenige µm-lange Prismen in Gruppen zu beobachten. Idiomorphe Anwachsäume um korrodierte detritische Kerne, wie sie **Bouch et al. (2002)** aus fluviatilen Sandsteinen der Staffjord-Fm. (Trias und Jura) beschreibt, treten nicht auf. In Rotliegend-Sandsteinen sind authigene Apatite bereits beschrieben (z.B. **Platt, 1991; Deutrich, 1993**). Ihre Bildung ist allerdings noch ungeklärt. Als Ionenspender bieten sich sowohl detritische Apatite, wie auch Apatit-Einschlüsse in Klasten an.

#### **Halit** (NaCl)

Halit wurde weder im Dünnschliff noch an Gesteinsbruchstücken im REM beobachtet. Er wird jedoch in pulverdiffraktometrischen Untersuchungen (GDF Suez E&P Deutschland GmbH) in 18 von 104 Proben mit 1-2% Häufigkeit (im hier untersuchten Kernintervall) nachgewiesen. Dies wird durch Dünnschliffuntersuchungen von **Mingram (1988)** an Sandsteinen der Ost-Altmark gestützt, wo Halit punktuell auftritt. Inwiefern Halit in Spuren vorhanden ist bleibt fraglich, da Untersuchungen der Wasserchemie von **Lüders et al. (2010)** belegen, dass die Rotliegendwässer noch keine Halit-Sättigung erreicht haben.



**Abb. 40:** Authigener Apatit: **L und M:** Chlorit- Kornüberzug um einen aufgelösten Klasten: im Innern bilden sich bereits authigener Quarz, Albit und Apatit (A-50), **R:** rekristallisierter infiltrierter Tonkutan mit Apatit-Kristallen von ca. 1-2 µm Größe (A-29).

### sonstige Minerale

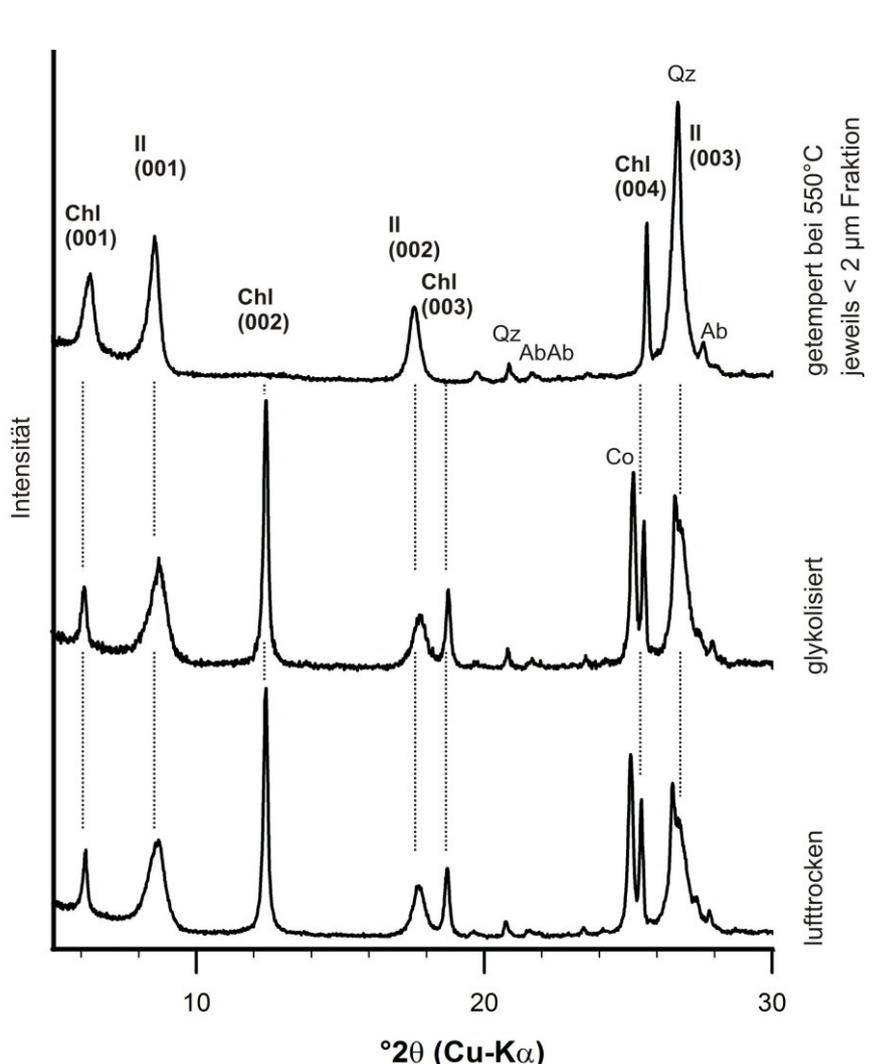
Röntgendiffraktometrische Untersuchungen ergaben für wenige Proben im höchsten Profilteil von Bohrung C scharfe Reflexe bei 11,33-11,39 Å, die nach Glykolisierung unbeeinflusst sind, jedoch nach Erhitzen auf 550°C verschwinden. Hierbei könnte es sich entweder um ein Ca-Al-Si-Hydrat (z.B. Tobermorit) oder ein Mineral der Zeolitgruppe handeln (vgl. [Schöner, 2006](#)). Ein Auftreten in der Tonfraktion (<2 µm) spricht für eine feine Verteilung dieses Mineralen in der Tonmatrix oder infiltrierten Tonkutanen. Da das Mineral ausschließlich in roten Sandsteinen auftritt, könnte es sich um eine früh gebildete Phase, möglicherweise eine Vorläuferphase der in den übrigen Sandsteinen zu beobachteten Zemente (z.B. Albit) handeln. Zeolithe sind als mögliche Vorläufer von Albit denkbar und bilden sich unter Oberflächenbedingungen arider Klimate ([Pettijohn et al., 1987](#); [Hay & Sheppard, 2001](#)). Das alternativ mögliche Ca-Al-Si-Hydrat (Tobermorit) würde sich durch Reaktion alkalischer Porenlösungen mit Tonmineralen bilden ([Claret et al., 2002](#)). Tobermorit ist außerdem ein wichtiger Bestandteil von Bohrlochzementen und ist im Zusammenhang mit der Bohrlochsicherheit während einer CO<sub>2</sub>-Injektion in der Diskussion ([Rochelle et al., 2004](#)). Gleichung 19 beschreibt die Reaktion von Tobermorit mit CO<sub>2</sub>:



### 6.3 Authigene Tonminerale

Tonminerale besitzen eine besondere Bedeutung für die Diageneseentwicklung eines Sandsteins, da Tonmineralumwandlungen Ionen für authigene Neubildungen freisetzen. Oberflächenkutinierung mit Illit trägt zur chemischen Kompaktion bei (Kap 6.6 auf S. 124), während tangentiale und rasenförmige Chlorit-Kornüberzüge spätere Zemente verhindern können (Kap. 6.5.2; S. 107 ff.). Einige angewandte Bedeutungen authigener Tonminerale sind:

- Minderung der Permeabilität durch bevorzugtes Wachstum im Porenals, Oberflächenrauigkeit und umgebende kapillar und elektrostatisch gebundene Wasserfilme
- große absolute Oberflächengröße für Feststoff-Fluid-Reaktion
- große Anteile an der zur Pore exponierten Oberfläche, da spät gebildet und großes Verhältnis von Oberfläche zu Volumen
- Oberflächenreaktivität: durch mineralogische und chemische Zusammensetzung bestimmt
  - a) Empfindlichkeit von Chlorit gegenüber Säuren, die eine Bildung von Kieselsäurekolloiden zur Folge hat (vgl. Tissot & Welte, 1984; Brandt et al., 2003)
  - b) Reaktivität von Chlorit mit CO<sub>2</sub> (Watson et al., 2002, 2003; Xu et al., 2005)



**Abb. 41:** Typisches Röntgendiffraktogramm eines illit- und chloritführenden Sandsteins (A-60).

### Ergebnisse: XRD

Röntgendiffraktometrisch wurde Chlorit und Illit in wechselndem gegenseitigen Verhältnis nachgewiesen (Abb. 41). Hinweise auf quellfähige Minerale gibt es keine. Details zur XRD-Auswertung der Minerale Illit und Chlorit finden sich in den jeweiligen Kapiteln (6.3.2 und 6.3.3). Als weitere Phasen werden in den Diffraktogrammen neben Tonmineralen auch Quarz, Albit und Hämatit nachgewiesen. Die beobachtete Vergesellschaftung von Chlorit und Illit ist nach Raselowski (1987) typisch für den Südrand des Nordostdeutschen Beckens. Chlorit-Smektit- und Chlorit-Vermiculit-Wechselagerungen fehlen in den Proben dieser Arbeit. Sie sind nach Raselowski (1987) auf die südliche Altmark beschränkt.

Als entscheidend für die Bewertung der Diffraktogramme ist die selektive Korngrößentrennung bei 2 µm (Atterberg) bei der Aufbereitung der Proben anzusehen. Da Chloritplatten hier im Durchschnitt größer sind (mittlere  $L * B = 5,8 \times 6,6 \mu\text{m}$ ; siehe Tab. 2 auf S. 19), werden sie bereits durch das Aufbereitungsverfahren gegenüber feinerkörnigen Tonmineralen (Illit) abgereichert. Proben mit sehr großen Chloritplatten (subtangentiale, gut kristallisierte Rasen) können sogar scheinbar „tonfrei“ erscheinen. Daher verspricht eine Quantifizierung der Tonmineralverhältnisse mittels Rietveldanalyse im vorliegenden Fall keinen Erfolg.

Bei der gemeinsamen Betrachtung des petrographischen Befundes mit Intensitäten im Diffraktogramm sind folgende Punkte festzustellen:

- sehr dichte subtangentiale Chlorit-Rasen stehen in Verbindung mit außergewöhnlich hohen Chlorit-, und kleinen Illit-Reflexen
- Proben mit subtangentialen Chloriten zeigen verglichen mit tangentialen höhere Chloritreflexe
- sind petrographisch deutliche Illit-Maschenwerke (IM-Diagenesetyp) erkennbar, liegen Illit-Reflexintensitäten über denen der Chlorite
- eine verstärkte Illitisierung von Feldspäten im IM-Diagenesetyp geht mit Illitauthigenesen im Porenraum einher; wahrscheinlich erhöhen beide Phänomene die Illit-Reflexintensität
- sind ausschließlich Tonkutane in Kornbuchten oder zusätzlich hauchdünne tangentiale Chlorite vorhanden, sind Chlorit- und Illitreflexe gleichermaßen sehr klein
- erhöhte Konzentrationen von Tonklasten und Tonmatrix verschieben die Illit- zu Chlorit-Verhältnisse nicht; Tonklasten und Tonlaminae bestehen entsprechend der Petrographie und Mikrosondenanalytik aus Vermengungen von Chlorit und Illit

Nach Dünnschliffbeobachtungen und quantitativer Auswertung treten hohe Anteile an Illit nur bei gleichzeitig hohem Chlorit-Anteil auf. In jedem Fall überwiegt Chlorit gegenüber Illit. Dagegen weisen semiquantitative XRD-Auswertungen auf etwa gleich viele Proben mit Illit-Vormacht wie mit Chlorit-Vormacht hin. Rote Sandsteine enthalten demnach im Durchschnitt etwas mehr Illit als Chlorit. Dies wird auf die Probenpräparation zurückgeführt.

Um die Abschätzung des Verhältnisses zwischen authigenem Chlorit und Illit weiter zu verbessern, wäre in Zukunft die Kombination aus UV-Fluoreszenz, Dokumentation per Digitalkamera und Bildanalyse denkbar. So weisen Lemon & Cubitt (2003) an Speichersandsteinen nach, dass Illit im UV-Licht fluoresziert, während Rückstände von Bitumen und Chlorit keinerlei Fluoreszenz zeigen.

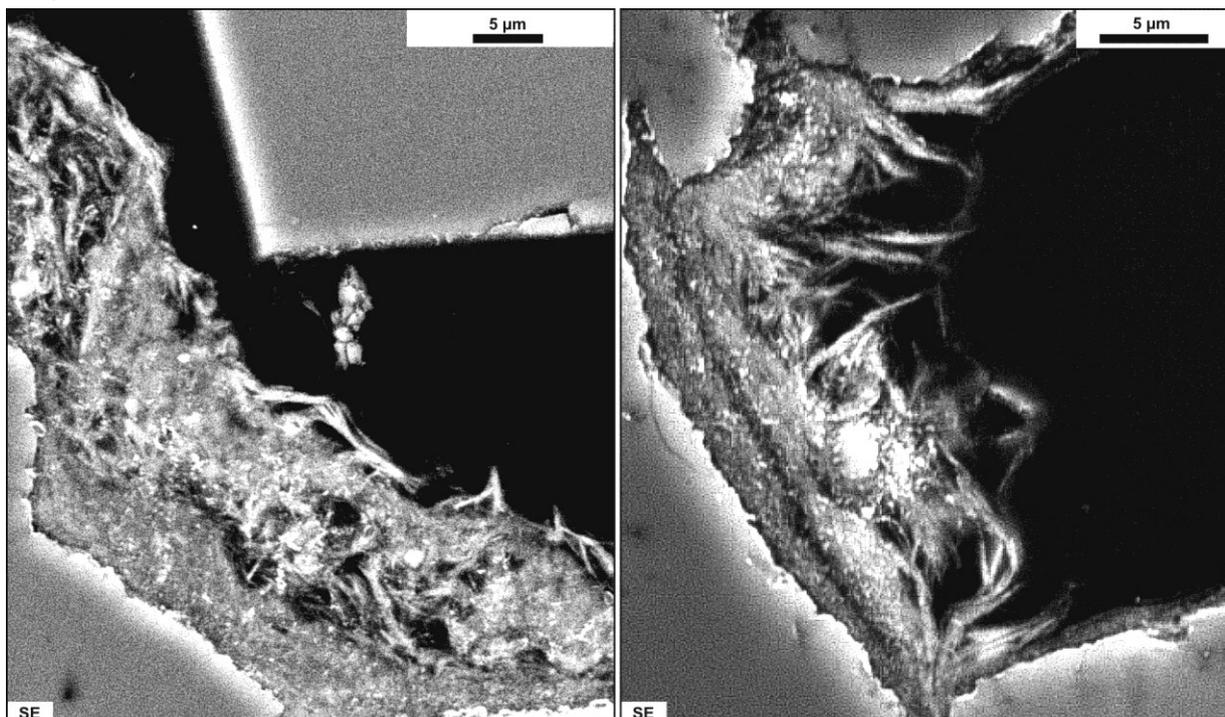
### 6.3.1 Rekristallisierte Tonkutane

(M: 1,1% ; min: 0,0%, max: 3,8%)

#### Petrographie

Tonkutane sind hier als farblose, dünne (0,5-5 µm, maximal bis ca. 20 µm dicke), diskontinuierliche Überzüge um Klaster ausgebildet (Abb. 42). Sie treten bevorzugt in konkaven Einbuchtungen auf (vgl. Moraes & de Ros, 1992). Menisken in Porenhälsen treten nicht auf, allerdings erscheinen Kutane in kleinen Porenschnittlagen (nah am Porenhals) dicker als in großen (Porenbauch). Sehr gut sortierte und gerundete Sandsteine enthalten Tonkutane ausschließlich innerhalb von Kornbuchten (z.B. A-12, B-8). Im Lichtmikroskop erscheinend Tonkutane massig. Im REM lässt sich unter hohen Vergrößerungen (>5000x) ein Lagenbau aus tangentialen Illit- und Chloritplättchen erkennen. Tangentiale, laminierte Tonkutane lassen sich von massigen und unregelmäßig erscheinenden Kutanen unterscheiden. Deutlich laminierte Tonkutane lassen eine Wechselschichtung aus Chlorit und Illit erkennen, während massige Typen überwiegend aus Illit bestehen (Abb. 42).

Als Vermengungen mit schwankenden Anteilen von Chlorit und Illit enthalten Tonkutane zusätzlich noch isometrischen Apatit (2-4 µm; Abb. 40), nadlige bis rautenförmige Titanoxide, tafeligen Albit und Quarz, selten auch Baryt in Form kleiner Leisten sowie Hämatit in roten Sandsteinen. Überwachsen werden sie in grauen Sandsteinen fast ausnahmslos von Chlorit-Kornüberzügen variabler Morphologie, wobei die Grenze zwischen Kutane und Chlorit einen unscharfen Übergang darstellt. Betrachtet man die chemische Zusammensetzung der Tonkutane integral (nicht mineralspezifisch), so sind K/Al und Si/Al-Verhältnisse der Kutane in roten und grauen Sandsteinen ähnlich, während Fe/Mg-Verhältnisse in roten Sandsteinen höher sind (Abb. 47). Individuelle Minerale innerhalb der Tonkutane sind aufgrund ihrer Größe im sub-µm-Bereich weit kleiner als das Anregungsvolumen des Elektronenstrahls bei kleinstmöglichem Strahldurchmesser.



**Abb. 42:** Tonkutane: Typisches Erscheinungsbild lagig aufgebauter Illit-Chlorit-Gemenge in Korneinbuchtungen Tonkutane; L: mehrfacher Lagenbau aus feinkristallinen, illitreichen Lagen und rekristallisierten Chloritplatten größerer Kristallgröße; zum Porenraum hin wachsen subtangentiale Chloritplatten; R: ähnliches Beispiel mit illitreicher tangentialer Lage und darauf aufsitzend subtangentialen Chloriten des CS-Typs (jeweils A-63).

Über Elementverteilungsbilder und eine größere Zahl von Mikrosonden-Einzelmessungen sind Trends erkennen (Abb. 47):

- Kutane grauer Sandsteine zeigen steigende Fe/Mg-Verhältnisse vom Kornrand zur Pore. K/Al-Verhältnisse sind überwiegend konstant. Höchste Fe-Gehalte sind in Form diskreter Chloritleisten am Außenrand des Kutans zu beobachten.
- Kutane roter Sandsteine zeigen dagegen nach außen abnehmende Fe/Mg-Verhältnisse. Die Ursache höchster Fe-Gehalte am Kornrand (möglicherweise durch Hämatit) ist bei 1000 x Vergrößerung trotz hohem Elementkontrast nicht auflösbar. K/Al-Verhältnisse nehmen zur Pore hin ab.

Im Hinblick auf die Oberflächenrauigkeit und die Exposition zur Pore ist festzustellen, dass Tonkutane fast ausnahmslos von authigenem Chlorit überwachsen werden. Zur Pore zugewandt liegen sie nur vor, wenn die Chloritauthigenese sehr schwach und diskontinuierlich ausgebildet ist (CT; Proben A-8, A-9, A-10, C-8). In roten Sandsteinen werden Tonkutane immer durch blockige Zemente gepanzert und haben keinen Kontakt mit Makroporen.

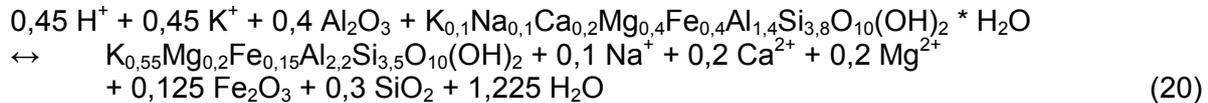
### Interpretation:

Tangentialer Lagenbau, erhöhte Dicke in Einbuchtungen von Klasten und innerhalb primär poröser Vulkanitklasten sowie die Vergesellschaftung mit Tonmatrix und Tonlaminae zeigt, dass Tonkutane durch Infiltration von Tonsuspensionen entstanden sind. Unterscheiden lässt sich ein Typ von Kutanen der brückenartig, in Zwickeln benachbarter Klasten und unterhalb von Tonlaminae aus porenfüllender Matrix hervorgehend, nach unten dünner wird. Ein zweiter Typ, tritt ausschließlich in Einbuchtungen auf. Typ 1 entsteht durch Infiltration in den Sandstein. Typ 2 könnte primär in einem anderen Faziesbereich, etwa in Interdünenbereichen gebildet worden sein. Aufarbeitung und Resedimentation von Klasten inklusive der daran haftenden Tonkutane könnte das Auftreten in topographisch höher gelegenen Dünenstränden erklären (vgl. [Schöner, 2006](#)). Diskontinuierliche Tonkutane weisen auf Bildung in der vadosen Zone ([Walker, 1967](#)), mehrlagige Kutane auf multiple Infiltration hin ([Worden & Morad, 2003](#)).

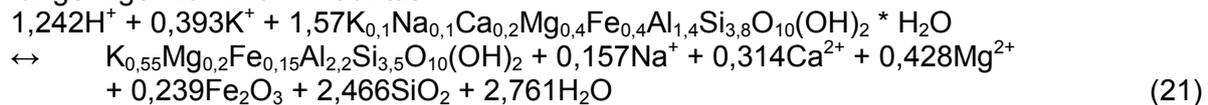
Illit und Chlorit bilden sich nicht während der Eodiagenese in Sandsteinen ([Worden & Morad, 2003](#)), sondern durch Rekristallisation aus Vorläuferphasen, die zum Zeitpunkt der Toninfiltration im Ablagerungsraum verfügbar sind. Mögliche Vorläuferphasen von Illit sind trioktaedrische Smektiten wie Saponit und Sepiolit ([Jeans, 1978](#); [Chang et al., 1986](#); [Hillier, 1994](#); [McKinley et al., 2003](#)). Vorläuferphasen von Chlorit sind beispielsweise dioktaedrische Smektiten wie Montmorillonit und Nontronit sowie Chlorit-Smektit-Wechselagerungsminerale wie Corrensit ([Worden & Morad, 2003](#); [McKinley et al., 2003](#)). Trioktaedrische Smektiten sind typische kontinentale Verwitterungsneubildungen in semiariden bis ariden Gebieten bei unterdrückter chemischer Verwitterung ([Walker, 1976](#); [Moraes & de Ros, 1990](#); [McKinley et al., 2003](#); [Worden & Morad, 2003](#)). Sie bilden sich unter dem Einfluss Na- und K-reicher, alkalischer Porenwässer unter oxidierenden Bedingungen ([Jeans, 1978](#)). Ausgangsgesteine sind beispielsweise saure bis intermediäre Magmatite ([McKinley et al., 2003](#)). Dioktaedrische Smektiten wie Montmorillonit und Nontronit bilden sich bei der Verwitterung von vulkanischem Glas, Bims oder Asche ([Füchtbauer, 1988](#); [Chamley, 1994](#)). Somit bietet die Nähe zum Altmark-Vulkangebiet in Kombination mit Verwitterungsneubildungen im semiariden Klima sowohl Illit- als auch Chlorit-Vorläuferminerale, die als Tonsuspension während Niederschlagsereignissen gemeinsam in den Sedimentationsraum transportiert werden.

Die Umwandlung von Vorläufermineralen zu Illit und Chlorit verläuft über Wechsellaagerungstonminerale als Zwischenstadien, wobei Schicht für Schicht in Illit oder Chlorit umgewandelt wird (Worden & Morad, 2003). Die Umwandlung von Smektit in Illit ist nicht als reiner Kationenaustausch gegen  $K^+$ , sondern als Ladungsausgleich in der Tetraeder- oder Oktaederschicht zu verstehen (Howers et al., 1976). Je nach Mobilität des Aluminiums geben Boles & Franks (1979) zwei modellhafte Umwandlungsreaktionen an:

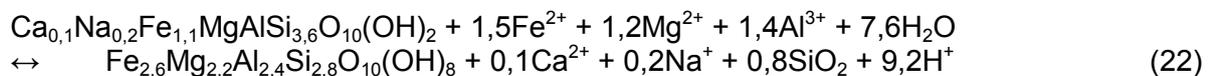
für hohe Aluminium-Mobilität:



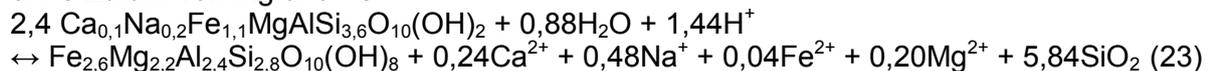
für geringe Aluminium-Mobilität:



Für die Umwandlung von Smektit in Chlorit gibt Chang (1986) zwei Reaktionen an: mit Zufuhr von Mg und Fe



ohne Zufuhr von Mg und Fe



Das Temperaturfenster für die Umwandlung von Smektit in Illit liegt in pelitischen Sedimenten zwischen 80 und 140°C (Ramseyer & Boles, 1986). Boles & Franks (1979) und McKinley et al. (2003) geben Temperaturen 70-90°C für die Umwandlung von dioktaedrischem Smektit zu Illit an, Ehrenberg (1993) und Aagard et al. (2000) 90-100°C für die Umwandlung Fe-reicher Tonminerale (z.B. Berthierin) in Chlorit. Dies entspräche in dieser Arbeit einer Temperatur vor dem Versenkungsmaximum im Mesozoikum (Kap 7.2.3 auf S. 139 ff.). Da Tonkutane auch unter frühen Zementen rekristallisiert vorliegen und dort heute ebenfalls keine quellfähige Zwischenlagen mehr enthalten, scheint Diffusion im Haftwasser (über kurze Strecken) ausreichend für die Rekristallisation zu sein (vgl. Deutrich, 1993).

### 6.3.2 Authigener Chlorit

$Mg_{3-y}AlFe_yMg_3Si_{4-x}AlO_{10}(OH)_8$   
(M: 1,7% ; min: 0,0%, max: 8,7%)

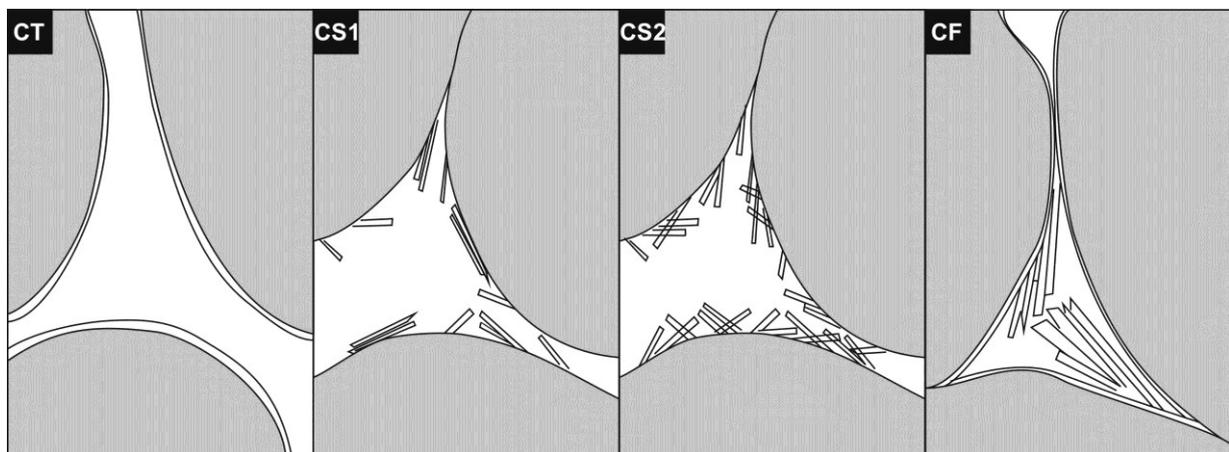
#### Petrographie

Chlorit tritt als farblose bis blassgrüne, starre oder leicht gewölbte Plättchen von durchschnittlich 4,5 bis 7 µm Größe und 0,1 bis 0,2 µm Dicke auf. Damit liegt die Größe über denen von Mg-Chloriten, die Deutrich (1993) mit 3-5 µm und Schöner (2006) mit <3 µm aus dem Nordwestdeutschen Rotliegend angeben. Grenzen zum Porenraum sind durch hauchdünne Beläge von Bitumen nachgezeichnet. Es lassen sich starre, fächerbildende, von gebogenen Platten unterscheiden, die subtangentielle Rasen auf Klastoberflächen und Waben im Porenraum bilden.

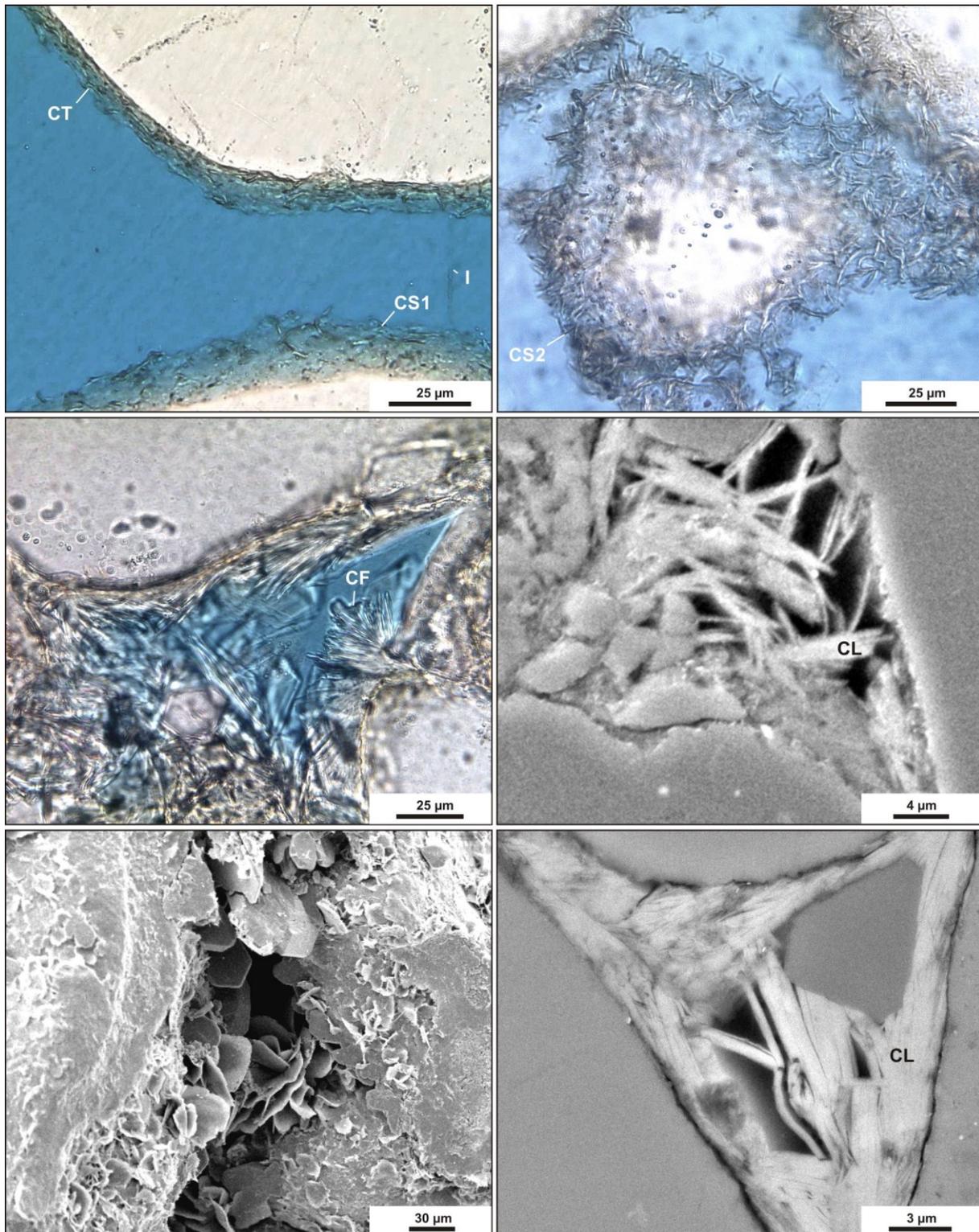
Eine synkompaktionelle Bildung während der frühen Mesodiagenese wird durch das Auftreten zwischen Längskontakten der Klasten belegt. Eine Konservierung des lockeren Korngefüges in der fortschreitenden Versenkungsgeschichte erfordert allerdings besondere Voraussetzungen (siehe [Kap. 6.5.2 auf S. 107](#)). Diese günstigen Bedingungen können nicht in allen Proben vorgelegen haben, wie stark kompaktierte Gefüge mit Chlorit-überzogenen Klasten in einigen Proben belegen (z.B. A-34). Innerhalb der zeitlichen Diageneseabfolge tritt Chlorit nach Lösung eines gefügestützenden Frühzements vom SB-Typ (z.B. Cc1) und vor authigenem Illit (IM), spätem Calcit (Cc2), Quarz (Qz2), Albit und Baryt auf. Verwachsungen mit Calcit (Cc2) sind häufig. Fe(II)-Gehalte und das weitgehende Fehlen von Hämatit in chloritüberzogenen Poren lassen auf reduzierende Bedingungen während der Bildung schließen. Ein bevorzugtes und dichteres Wachstum auf Tonkutanen sowie das Fehlen auf frühen blockigen Zementen, insbesondere auf Quarzanwachssäumen lässt sich als nukleationsbedingt interpretieren. Regelmäßig auftretende Klastlösungsporen mit Chlorit-überzogenen Rändern und beginnender Chloritauthigenese im Innern belegt, dass sich Chlorit sowohl vor-, als auch nach einer späten Klastlösungsphase gebildet hat ([Tafel 7 im Anhang auf S. A9](#)). Bitumen tritt ausschließlich nach Chlorit auf. Dementsprechend kam es zu keiner frühen Öligrationsphase in den vorliegenden Sandsteinen.

In dieser Arbeit wird die morphologische Klassifikation von Chlorit des Norddeutschen Beckens verwendet (nach [Platt, 1991](#); [Deutrich, 1993](#); [Gaupp et al., 1993; 2005](#) und [Schöner, 2006](#)):

- **CT**-Typ: frühe tangentielle, Mg-reiche Chlorite mit 2-4 µm Plattengröße
- **C(R)**-Typ: frühe radiale (rasenförmige), Mg-reiche Chlorite mit 2-5 µm Plattengröße und honeycomb-Struktur
- **CS (ChI)**-Typ: subtangentielle oder kleine Fächer bildende, Fe-Mg-Chlorite mit 5-15 µm, maximal 30 µm Plattengröße; häufig von authigenem Illit überwachsen
- **CF (ChII)**-Typ: porenfüllende oder klastenersetzende, derbe Fächer und Leisten Fe- und Al-reicher Chlorite von bis zu 50 µm Größe  
(jeweils in [Abb. 43](#))



**Abb. 43:** Chlorit-Morphotypen: Bezeichnungen ergänzt nach Deutrich, 1993 und Gaupp et al., 2001.



**Abb. 44:** Authigener Chlorit:

**OL:** schwache Chloritauthigenese mit tangentialen bis flachwinklig-subtangentialen (weitständigen) Platten (CS) in feiner Verwachsung mit kurzen Illitfasern; Substrat der subtangentialen Platten bildet eine tangentiale Lage direkt auf dem Klasten (CT); eine einzelne Illitfaser überbrückt die Poren-Engstelle (A-64)

**OR:** starke Chloritauthigenese mit steilwinkligen, engständigen Platten; Plattendichte zum Kornkontakt zunehmend; porenüberbrückende Platten bilden Waben; zentraler Klast nah am Kornkontakt angeschnitten (A-50)

**ML:** Chlorit-Fächer und Garben mit langen, dicken Platten und grüner Eigenfarbe; nahezu porenfüllend (C-21)

**MR:** nahezu porenfüllendes Gemenge aus Chloritleisten (A-12A)

**UL:** Übergänge von tangentialen Chloriten im Porenbauch und wabenförmig-porenüberbrückenden, starren Chloritplatten im Porenhals; dort gemeinsam mit authigenem Quarz (A-41)

**UR:** Porenfüllung aus Chloritleisten in einem roten Sandstein (A-69)

Tangentiale Kornüberzüge (CT-Typ) bilden im vorliegenden Probenmaterial dünne ( $<1 \mu\text{m}$ ), nahezu isopache Säume aus geraden, starren Platten um Klasten poröser Sandsteine (Abb. 44; Tafel 8 im Anhang auf S. A10). Sie sind im Gegensatz zu Tonkutanen (IC) vollständig kontinuierlich und homogen um die Klasten angeordnet. Plattenlängen sind (mit  $5\text{-}7 \mu\text{m}$ ) einheitlich, mit Ausnahmen weniger dünner, langer ( $10\text{-}20 \mu\text{m}$ ) manchmal gabelförmig auslaufender Leisten. Beobachtungen mit geringer Tiefenschärfe im Lichtmikroskop ( $400 \times$  Vergrößerung) deuten in einigen Fällen auf eine Mehrlagigkeit tangentialer Chlorite hin, wobei nur die oberste Platte zur Pore exponiert ist.

Weitere Chlorit-Morphologien (CS, CF) treten immer gemeinsam mit der tangentialen Form (darunter) auf, wie an REM-Aufnahmen von Bruchstücken der Sandsteine belegt wird. Unterbrechungen der isopachen (CT) Säume treten nur in Ausnahmefällen auf, beispielsweise wenn Quarzanwachssäume die Nukleation von Chlorit behindern.

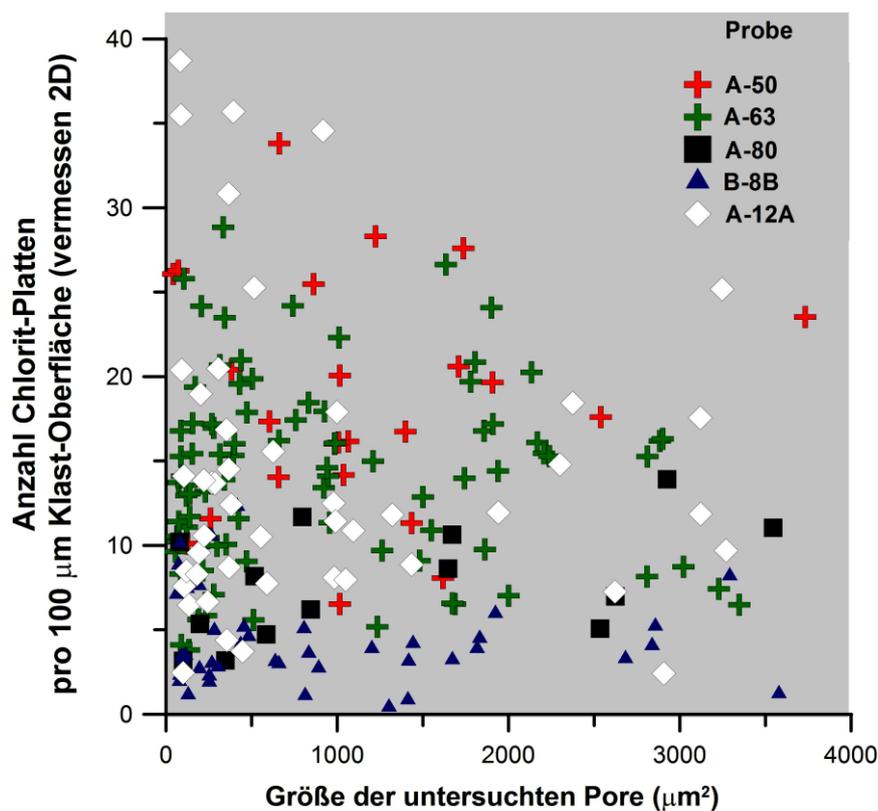
Subtangentliche Kornüberzüge (CS-Typ) kommen mit unterschiedlicher Plattendichte und Plattenwinkeln relativ zur Kornoberfläche vor. Je mehr Chlorit auf einer Kornoberfläche auftritt, desto steiler und gleichmäßiger sind die Platten angeordnet, während bei wenig Chlorit nur einzelne flachwinklig aufwachsende, subtangentliche Schuppen auftreten (Abb. 44; Tafel 8 und 9 im Anhang auf S. A10 ff.). Palisadenförmige Rasen senkrecht zur Kornoberfläche, wie sie Wilson & Pittman (1977) und Platt (1991) beschreiben, treten nur in einer Probe auf (A-50). Die Größe und Form der einzelnen Platten variiert kaum (um  $4,8 * 6,7 * 0,1 \mu\text{m}$ ; Tab. 2 auf S. 19). Klasten werden vollständig mit CS überzogen, abgesehen von Quarzanwachssäumen. Die beobachtete Wuchsform gebogener Platten, die an ihren Rändern zu verschachtelten Girlanden miteinander verwachsen sind, wird von Platt (1993) als honeycomb fabric bezeichnet (Abb. 12 auf S. 17). Wabenförmige Anordnungen von Chloritplatten sind regelmäßig und verschließen den Porenals nicht vollständig.

Sandsteine des Kerns C zeigen unterhalb des Teufenniveaus von Probe C-58 häufig dünne Hämatitbeläge unter tangentialen Chloriten. Diese Sandsteine sind braun bis ocker gefärbt und nur schwach gebleicht. Im Bezug auf die inhibierende Wirkung von Chlorit zeigt sich, dass auf steileren und dichteren subtangentialen Rasen weniger blockige Zemente aufwachsen. Zu den Post-Chlorit-Phasen zählen meist später Calcit (Cc2) und Anhydrit (An2), wobei Chlorite zum Porenraum hin längere und dichter angeordnete Platten sowie Fe-reichere Zusammensetzungen zeigen, als unter den späten blockigen Zementen (Tafel 4 im Anhang auf S. A6).

In Fächerform (CF-Typ) tritt Chlorit entweder als derbe, xenomorphe Fächer und Leisten innerhalb enger Zwickelporen oder im Zusammenhang mit infiltrierter Matrix (z.B. C-21; Abb. 44). Dieser Typ ist Fe- und Al-reicher als subtangentliche und tangentliche Chlorite (FeO bis 30% in roten, bis 20% in grauen Sandsteinen). Der beobachtete Pleochroismus von grün zu farblos ist typisch für Fe-reiche Chlorite (Saggerson & Turner, 1982). In Verbindung mit dem CS-Morphotyp treten Fächer nur bei volumetrisch hohen Anteilen an Chlorit im Sandstein auf (z.B. A-48, A-68).

Die anhand von Sekundärelektronenbildern (im REM) ermittelte Plattendichte zeigt folgende Zusammenhänge mit der bildanalytisch bestimmten Größe der jeweiligen Pore (Abb. 45):

- in Sandsteinen mit weitständigen (tangentialen und flachwinkligen) Chloritplatten ist die Plattendichte unabhängig von der Porengröße. Säume dieses Typs scheinen tatsächlich isopach zu sein.
- Sandsteine mit engständigen Chloriten zeigen bei kleinen Porenschnitten größere mittlere und maximale Plattendichten als bei großen Porenschnitten.
- sofern große Porenschnitte als 2D-Schnitte durch das Zentrum (Porenbauch), kleine Schnitte durch periphere Bereiche der Poren (Porenhälsa) verstanden werden, nimmt die Plattendichte vom Porenbauch zum Porenhals zu.

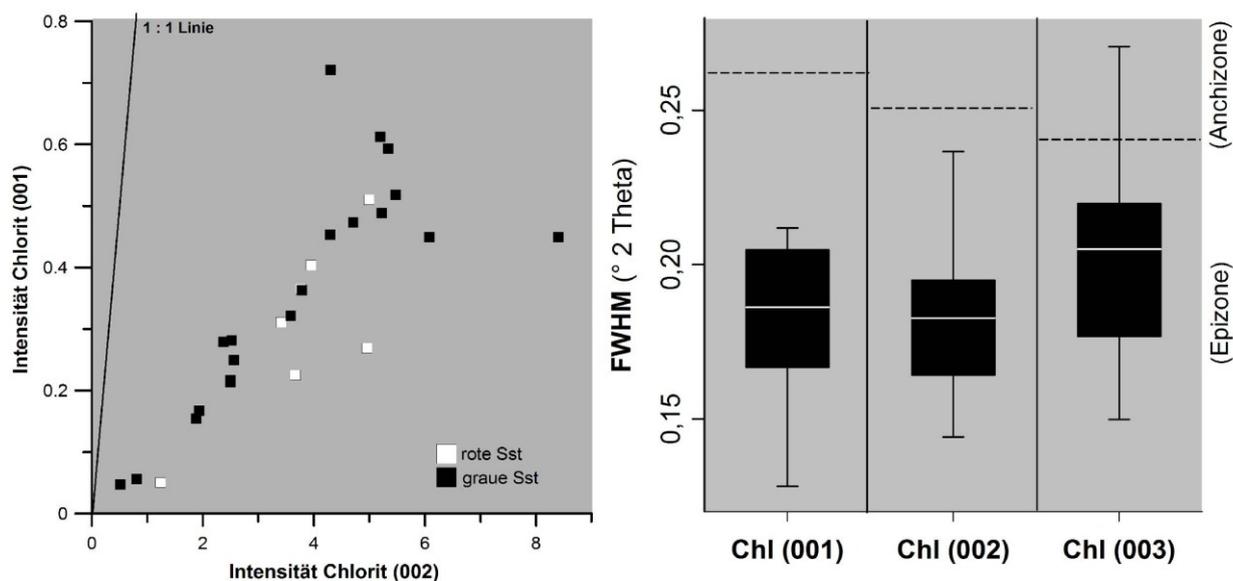


**Abb. 45:** Plattendichte von Chlorit in Abhängigkeit von der Porenschnittgröße: Engständigkeit der Chloritplatten (pro 100  $\mu\text{m}$  Kornrand ermittelt an 5000-fach vergrößerten SE-Bildern) an fünf Dünnschliffen: je kleiner die Pore (je näher am Porenhals angeschnitten), desto höher die Plattendichte. Deutliche Unterschiede sind zwischen den Proben zu beobachten: je höher die durchschnittliche Plattendichte desto stärker die Abhängigkeit von der Porenschnittgröße.

Daneben tritt Chlorit als Sekundärmineral in Klasten auf, die im Gegensatz zu illitisierten Klasten (ILK) in den Proben dieser Arbeit keine Mikroporosität erkennen lassen. Wuchsformen sind leistenförmig, flachwinklig auffächernd, teilweise auch subparallel aus gestapelten Leisten mit Dicken bis 5  $\mu\text{m}$  bestehend. Fe-Gehalte sind deutlich höher als die der Intraporen-Chlorite. Betroffen sind meist mafische vulkanische-, selten auch metamorphe Lithoklasten (vgl. Surdam & Boles, 1979). Besonders zahlreich sind chloritisierte Klasten in Kernstrecken mit auffällig viel authigenem Chlorit (A-43 bis A-50). Proben des CS-Diagenesetyps enthalten intensiver chloritisierte Klasten als die des IM- und CT-Diagenesetyps.

## XRD und Mineralchemie

Starke geradzahlige (002, 004) und schwache ungeradzahlige Basisreflexe (001, 003) weisen in dieser Arbeit auf Fe-reiche Zusammensetzungen (Chamosite) hin (Moore and Reynolds, 1997; Hillier, 2003). Es handelt sich um Chlorite des 1b -Polytyps mit 14 Å Basisabstand (Worden & Morad, 2003). Die Intensitätsverhältnisse  $I(001)/I(002)$  liegen im Bereich 0,07 bis 0,28 (Abb. 46), wobei nach Moore & Reynolds (1997) Verhältnisse  $<0,33$  für Fe-reiche Chlorite sprechen. Gerad- und ungeradzahlige Basisreflexe sind ähnlich schlank, ihre Halbwertsbreiten sind ähnlich (Abb. 46). Zwischenlagen eines 7 Å-Minerals (z.B. Berthierin) können daher ausgeschlossen werden (Hillier & Velde, 1992; Humphreys et al., 1994). Werte des Parameters  $\Delta = (Hb003 - (Hb002 + Hb004)/2)$  liegen bei durchschnittlich  $0,01^\circ 2\theta$ , was nach Walker & Thompson (1990) ebenfalls gegen 7 Å Zwischenlagen spricht. Halbwertsbreiten der 001- bis 003-Reflexe sind gering, gleichbedeutend mit gut kristallisierten Phasen mit großen kohärent streuenden Bereichen. Kristallinitäten von Chlorit sind vergleichbar mit denen von Illit (vgl. Kap. 6.3.3 auf S. 100). Die Halbwertsbreiten variieren nicht systematisch mit der Tiefe. Glykolgesättigte Proben zeigen keine Reflexaufweitungen. Nach Erhitzen auf 550°C vergrößert sich der 14,1 Å -Reflex etwa um den Faktor  $1\frac{1}{2}$  und verschiebt sich zu leicht (ca. 0,1 Å) höheren Beugungswinkeln, da Chlorite beim Tempern dehydroxylieren (Hillier, 2003). Die Reflexe (002) und (003) verschwinden beim Tempern weitgehend, der (004)-Reflex verringert sich, wie es typisch für Chlorit ist. Kaolinit würde dagegen bei 550°C amorph werden (Moore & Reynolds, 1997). Da Reflexe bei 3,54 Å ( $25,13^\circ 2\theta$ ), nicht jedoch bei 3,58 Å ( $24,84^\circ 2\theta$ ), und auch ein stark verbreiteter Reflex bei  $25^\circ 2\theta$  fehlt, kann laut Biscaye (1964) und Petschick (2002) darauf geschlossen werden, dass Chlorit und kein Kaolinit in den Proben vorhanden ist.

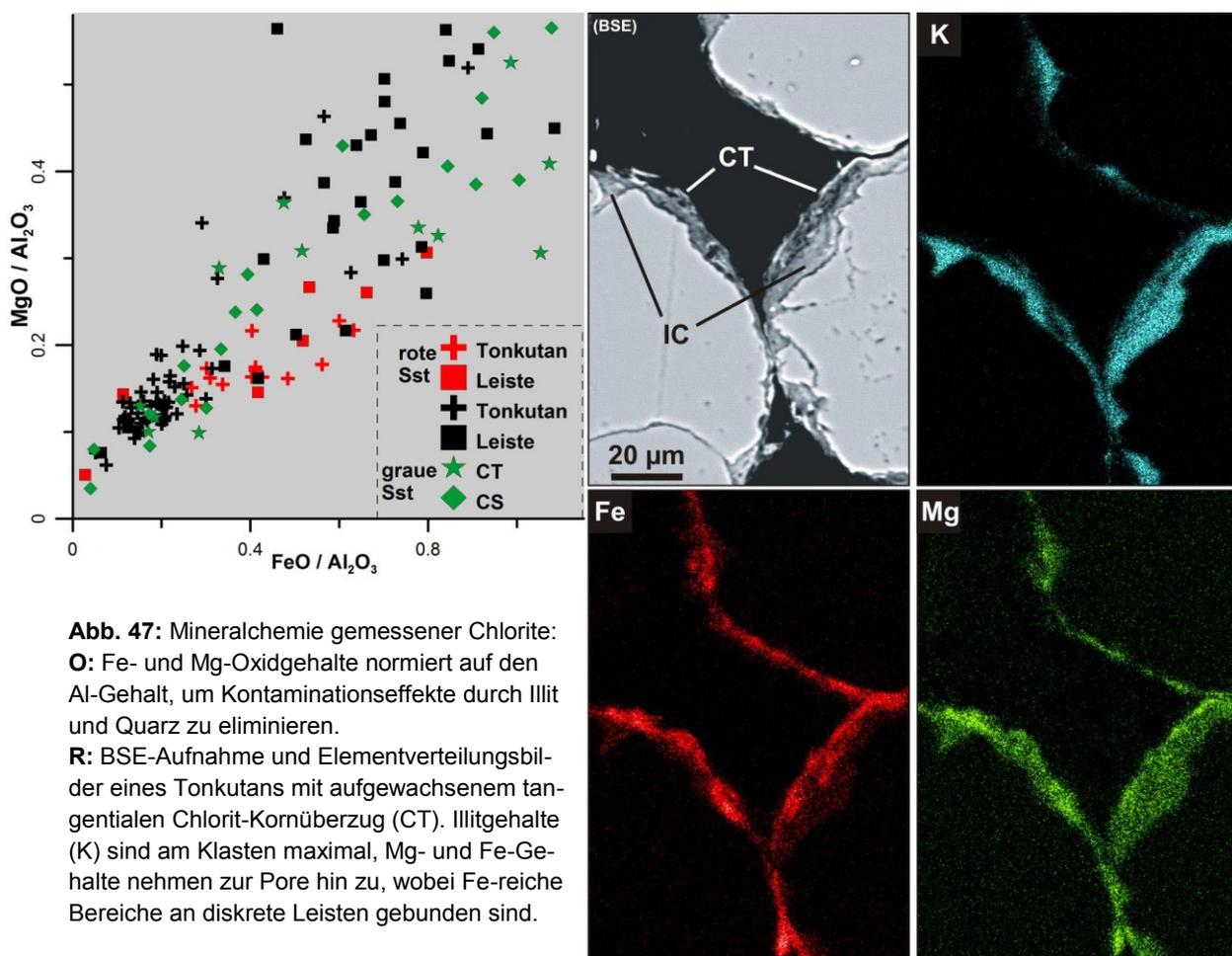


**Abb. 46:** XRD-Ergebnisse: L: Peakhöhen-Verhältnisse der (001) und (002) -Reflexe von Chlorit; R: Reflex-Halbwertsbreiten der Chloritreflexe.

Die chemische Zusammensetzung unterscheidet sich nach der Morphologie des Chlorits und nach dem Alterationstyp des Sandsteins (Abb. 47 und Tab. 5). Betrachtet werden in dieser Arbeit ausschließlich relative Unterschiede der Morphotypen, da nach Beobachtung im REM Chlorite immer in Verwachsung mit Illit auftreten (Abb. 50) und die Messwerte daher durch Illit kontaminiert sind (vgl. Platt, 1991). Tonkutane roter Sandsteine zeigen im Durchschnitt höhere Fe/Mg-Verhältnisse und höhere absolute FeO-Werte als graue Sandsteine. Fein verteilter Hämatit in den roten Sandsteinen ist bei dieser Vergrößerung (1000 x) noch nicht erkennbar, kann aber nicht ausgeschlossen werden. Absolute FeO-Gehalte der Chlorite grauer Sandsteine des Morphotyps CT und CS betragen das 1½-fache und MgO-Gehalte das Doppelte der Werte roter Sandsteine und auch das Doppelte der Tonkutane grauer Sandsteine. Dies liegt daran, dass authigene Chlorite grauer Sandsteine, verglichen mit den Kutanen (welche auch Illit enthalten), reine Chlorite sind. Außerdem zeigt sich, dass der Fe- und Mg-Gehalt in grauen Sandsteinen zur Pore hin zunimmt (Tafel 7 im Anhang auf S. A9). Dies wird bestätigt durch Elementverteilungsbilder, die ebenfalls Fe- und Mg-reiche Zusammensetzungen direkt an der Pore zeigen. K und Al nehmen dagegen vom Kornrand zur Pore hin leicht ab (Abb. 47). Aufgrund ihrer chemischen Zusammensetzung besteht kein Grund, tangentiale und subtangentiale Chlorite als zwei Generationen zu sehen.

**Tab. 5: Durchschnittliche Zusammensetzungen der Tonmorphotypen**

		FeO/MgO	FeO	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Kutan	roter Sst	2,37	9,71	4,09	23,32
Kutan	grauer Sst	1,40	6,02	4,31	25,13
Leiste	roter Sst	1,98	10,04	4,68	25,60
Leiste	grauer Sst	1,84	15,92	8,93	25,34
CT	grauer Sst	2,08	14,42	7,09	23,13
CS	grauer Sst	1,83	13,21	6,88	24,03



**Abb. 47:** Mineralchemie gemessener Chlorite:  
**O:** Fe- und Mg-Oxidgehalte normiert auf den Al-Gehalt, um Kontaminationseffekte durch Illit und Quarz zu eliminieren.  
**R:** BSE-Aufnahme und Elementverteilungsbilder eines Tonkutans mit aufgewachsenem tangentialen Chlorit-Kornüberzug (CT). Illitgehalte (K) sind am Klasten maximal, Mg- und Fe-Gehalte nehmen zur Pore hin zu, wobei Fe-reiche Bereiche an diskrete Leisten gebunden sind.

### Interpretation:

Verschiedene Morphologien und chemische Zusammensetzungen weisen auf unterschiedliche Bildungsbedingungen von Kutanen (Kap. 6.3.1), (sub)tangentialen Kornüberzügen und derben Leisten und Fächern hin. Generell bestehen die Möglichkeiten der Rekristallisation aus einem Vorläufer-Schichtsilikat, die Mobilisierung von Fe und Mg aus Primärmineralen und Hämatit im Sandstein sowie die direkte Abscheidung aus einem Fluid. Chemisch sind neutrale bis schwach alkalische und leicht reduzierende Bedingungen zur Bildung von Fe-Mg-Chloriten erforderlich. [Worden & Morad \(2000\)](#) benennen ein hohes  $\text{Fe}^{2+}/\text{H}^+$  und geringes  $\text{K}^+/\text{H}^+$ -Aktivitätsverhältnis als Voraussetzung für die Chloritbildung.

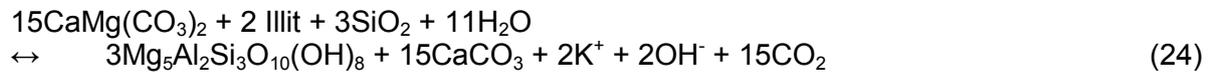
Da sich Chlorit bei niedrigen Temperaturen nicht bildet ([Hillier et al., 1996](#); [Worden & Morad, 2003](#); [Anjos et al., 2003](#)), aber das Auftreten (sub)tangentialer Überzüge in sehr lockeren Korngefügen jedoch für eine Bildung vor der maximalen Kompaktion spricht, kann eine Vorläuferphase angenommen werden. Tonkutane (IC) kommen hierfür allerdings nicht in Frage, da sie räumlich immer diskontinuierlich und nie völlig kornumschließend auftreten. Gewölbte Platten und eine honeycomb-Wuchsform sprechen für einen quellfähigen Vorläufer ([Humphreys et al., 1989, 1994](#); [Hillier, 1994](#)). Thermodynamisch stabil wäre Mg-Smektit in der frühen Mesodiagenese, welcher sich nach einer Modellvorstellung bei 100°C zu Corrensit und schließlich bei 150°C zu Chlorit des 2b-Polytyps umwandelt (vgl. [Humphreys et al., 1989](#); [Hillier, 1994](#); [Gaupp & Okkerman, 2011](#)). Vorläuferphasen sind aufgrund hoher Chloritkristallinitäten und fehlender quellfähige Phasen in den Diffraktogrammen dieser Arbeit allerdings nicht nachweisbar. Ein denkbare Vorläufermineral für Fe-reiche Chlorite wäre auch ein 7 Å-Tonmineral, wie zum Beispiel Berthierin ([Hillier, 1994](#); [Aagaard et al., 2000](#)) oder Odinit ([Ryan & Reynolds, 1996](#)). Die frühe Bildung dieser Phasen erfordert ein Fe-reiches Porenwasser, wie es im marinen Milieu vorkommt ([Ehrenberg, 1993](#)). Außerdem müssten bei Temperaturen <200°C noch Zwischenlagen von Berthierin ([Hillier, 1994](#)) in den beschriebenen Sandsteinen enthalten sein, was nicht der Fall ist.

Verschiedene sediment-interne Ionenspende die zur Bildung von Chlorit führen, werden in der Literatur diskutiert wobei die Ausgangszusammensetzung und der Gehalt an vulkanischen Lithoklasten von großer Bedeutung sind ([Hancock, 1978](#); [Buatier et al., 2000](#)). Als Ionenspende für ein Wachstum von Chlorit innerhalb von Klasten kommen Dunkelglimmer, Granat, Amphibole, Pyroxene und Hämatit in Frage ([Dixon et al., 1989](#); [DeRos et al., 1994](#); [Worden & Morad, 2003](#)). Eine in situ-Chloritisierung von Klasten findet bei Temperaturen von mehr als 60-100°C statt ([Jahren & Aagard, 1989](#), [Ehrenberg, 1993](#), [Aagard et al., 2000](#)). Chloritisierung von Klasten kann nach [Anjos et al. \(2003\)](#) gemeinsam mit dem Wachstum von Intraporen-Chlorit stattfinden.

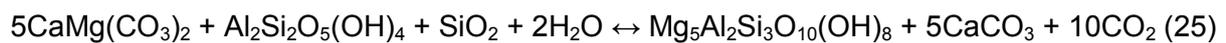
Ionen für die Bildung von Chlorit-Kornüberzügen können aus Hämatitkutanen (vgl. [Kap 6.5.3 auf S. 112](#)) und mafischen, meist vulkanischen Lithoklasten mobilisiert werden ([Surdam & Boles, 1979](#); [Pye & Krinsley, 1986](#); [Dixon et al., 1989](#); [De Ros et al., 1994](#)). Die Reduktion von Hämatit aus Kutanen (vgl. [Hillier et al., 1996](#)) zum Einbau in unmittelbar benachbart wachsenden Chlorit, erscheint im Probenmaterial als sehr wahrscheinlich (vgl. [Deutrich, 1993](#)). Dies wird gestützt durch das gemeinsame Auftreten von Hämatit unter Chlorit in Kern C (unterhalb von Teufenabschnitt C-58). Eine weitere Quelle für Fe und Mg könnte die Umwandlung von Smektit in Illit darstellen ([Boles and Franks, 1979](#); vgl. [Kap.6.3.1 auf S. 88](#)). Fluide die aus dieser Reaktion stammen, können auch aus zwischengeschalteten Tonsteinen in die Sandsteine gelangen ([Boles & Franks, 1979](#); [Moncure et al., 1984](#); [Gaupp et al., 1993](#)).

Chloritbildung scheint an hohe stratigraphische Niveaus unmittelbar unter dem Abdeckgestein gebunden zu sein (Hannover-Fm.), während in tieferen Bereichen (Teile der Dethlingen-Fm.) weniger Chlorit und mehr Illit auftritt (vgl. Raselowski, 1987).

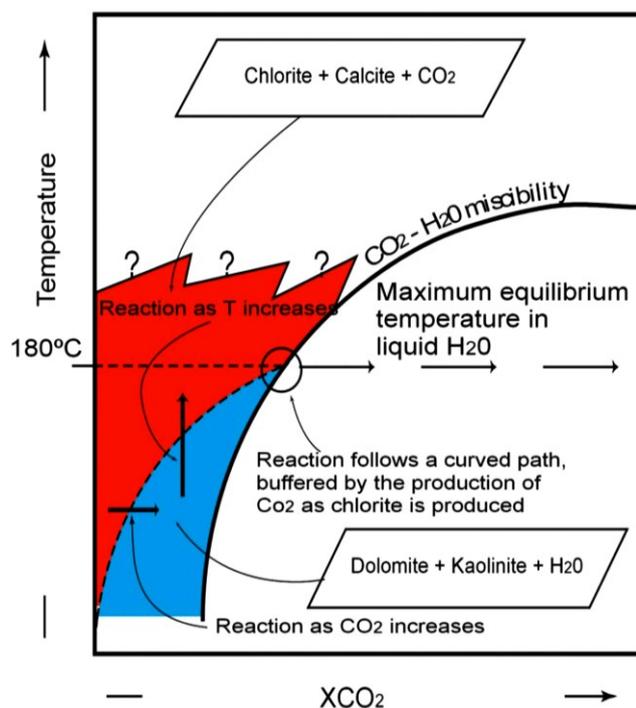
Als Quelle für Mg im Sediment ist prinzipiell die Lösung von Dolomit möglich, welcher in einigen Proben in Resten noch vorhanden ist. Eine Dedolomitierung im Zusammenhang mit der Chloritbildung aus Illit stellt Hutcheon (1980) wie folgt dar:



Die Reaktion von Dolomit mit Kaolinit, wie sie Teichmüller et al. (1979) beschreiben, ist mangels Kaolinit (keine Pseudomorphosen) im vorliegenden Fall eher unwahrscheinlich:



Watson et al. (2003) erklären die Umwandlung der beschriebenen Phasen durch Temperatur und  $\text{CO}_2$  Gehalt des Fluids: früh gebildeter Dolomit und Kaolinit reagieren zu Calcit und Chlorit bei steigender Temperatur und konstanten oder abnehmenden  $x\text{CO}_2$  (Abb. 48). Alternativ wäre nach dieser Vorstellung eine primäre Bildung von Calcit und Chlorit, bei konstant niedriger  $x\text{CO}_2$  während der gesamten Diagenese, zu vermuten. Bei hohen Temperaturen hat die Paragenese Calcit, Chlorit die höchste Stabilität (Hutcheon et al., 1980). Unabhängig von der Dedolomitierung früher Karbonatphasen, konkurrieren Chlorite und zeitgleich gebildete Karbonatzemente (hier Cc2) um Magnesium (Worden & Morad, 2000). Mg-reiche Chlorite bilden sich, wenn weitere Mg-einbauende Phasen fehlen (Lippmann, 1979).



**Abb. 48:** Stabilitätsdiagramm für die Paragenesen Schichtsilikat-Karbonat in Abhängigkeit von der  $\text{CO}_2$ -Konzentration: Dolomit und Kaolinit sind unter niedrigen Temperaturen und hohen  $x\text{CO}_2$ , stabil und werden bei steigender Temperatur in Chlorit, Calcit und  $\text{CO}_2$  umgewandelt (Reaktion Gl. 12 auf S. 8). Bedeutung:

1. Die beobachtete Paragenese aus Chlorit und mesodiagenetisch gebildetem Calcit deutet auf geringe  $x\text{CO}_2$  oder hohe Temperaturen zur Zeit der Bildung hin. Alternativ wäre eine Vorläuferparagenese aus Dolomit + Kaolinit möglich (Umwandlung bei steigender Temperatur)
2. Während einer  $\text{CO}_2$ -Injektion wäre durch Anstieg des  $x\text{CO}_2$  eine Umwandlung der beobachteten Paragenese in Dolomit und Kaolinit denkbar.

Diagramm: Watson et al. (2003) nach Hutcheon et al. (1980) und Hutcheon (1990)

Petrographisch und statistisch lässt sich kein Zusammenhang zwischen dem Lithoklastgehalt und der Häufigkeit von Chlorit nachweisen. Ein Import von Ionen von außen ist daher wahrscheinlicher (vgl. [De Ros et al., 1994](#); [Anjos, 2003](#)). Hierfür sprechen auch höhere Gesamt-Mg und Fe-Gehalte in chloritreichen, grauen Sandsteinen gegenüber roten Sandsteinen (vgl. [Kap. 6.5.4 auf S. 119](#)). Außerdem korreliert die volumetrische Häufigkeit an Chlorit mit der Porosität des Sandsteins, da das Fluidvolumen pro Zeit auch von der Porosität abhängig ist. Direkte Chloritbildung aus dem Porenwasser wird vorgeschlagen von [Humphreys et al. \(1989\)](#). Mg-reiche Fluide werden durch Entwässerung der tief versenkten beckenzentralen Tonsteine und Evaporite in die beckenrandlichen Sandsteine abgegeben ([Seemann, 1982](#); [Purvis, 1992](#); [Gaupp et al., 1993](#)). Eine intensive Bewegung des Kompaktionswassers vom Beckenzentrum zum Beckenrand ist zeitlich bereits an der Grenze von Perm und Trias zu erwarten. Zu dieser Zeit waren Gesteine des Oberrotliegenden der Lokation Parchim 1/68 nach Modellierung von [Hoth \(1997\)](#) bereits ca. 2000 m tief versenkt. Der Mg-Gehalt des Fluids entscheidet, ob tri- oder dioktaedrischer Smektit gebildet wird ([Hillier et al., 1996](#)). Die beobachtete Mehrlagigkeit von Chloriten kann entstehen, indem transformierte Chlorit-Kornüberzüge von Chloriten aus einem Fluid überwachsen werden ([Remy, 1994](#)). Ähnliche chemische Zusammensetzungen lassen in Chloriten dieser Arbeit keine derartige Unterscheidung des CT/CS-Typs zu. Vielmehr sind vereinzelt, diskrete Chloritplättchen, die näher am Porenraum liegen Fe-reicher. Hierbei weist die Zunahme der Kristallgröße vom Kornrand zur Pore auf eine Bildung aus einem Fluid hin (vgl. [Humphreys et al., 1994](#)).

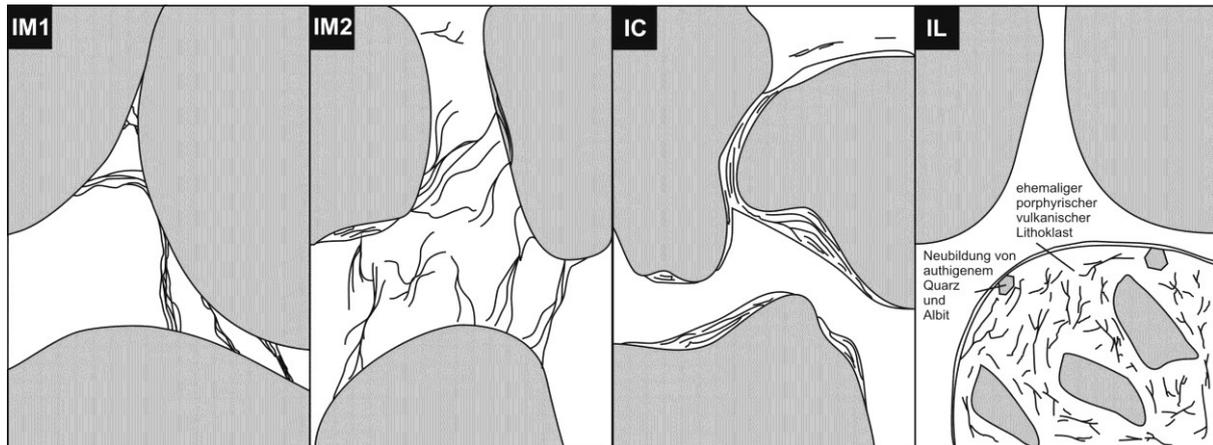
### 6.3.3 Authigener Illit

$(K,H_3O)(Al,Mg,Fe)_2(Si,Al)_4O_{10}[(OH)_2,(H_2O)]$   
(M: 0,7% ; min: 0,0%, max: 4,0%)

#### Petrographie

Authigener Illit tritt als Fasern unterschiedlicher Länge, räumlicher Dichte und Anordnung im Porenraum sowie in illitisierten Klasten (ILK) und innerhalb von Feldspäten auf. Immer kommen Illite gemeinsam (vermengt) mit Chlorit vor, wobei hohe Illitgehalte mit hohen Chloritgehalten verbunden sind. Innerhalb der zeitlichen Diageneseabfolge wächst Illit auf und zwischen den Platten subtangentialer Chlorite, teilweise auch von den Kanten der Chloritplatten ausgehend ([Abb. 50](#)). Relativ zu blockigen Zementen tritt Illit nach mesodiagenetischem Quarz (Qz2) und Albit auf, wahrscheinlich auch nach Calcit (Cc2), Anhydrit (An2) und Baryt. Direkte Verwachsungen mit den drei letztgenannten Phasen bestehen nicht, Wachstum von Illit nach Bitumen und innerhalb von späten Klastlösungsporen findet nicht statt. Illit tritt sowohl in grauen als auch in roten Sandsteinen auf. Größere volumetrische Häufigkeiten sind an hohe Makroporositäten gebunden ([Abb. 51](#)).

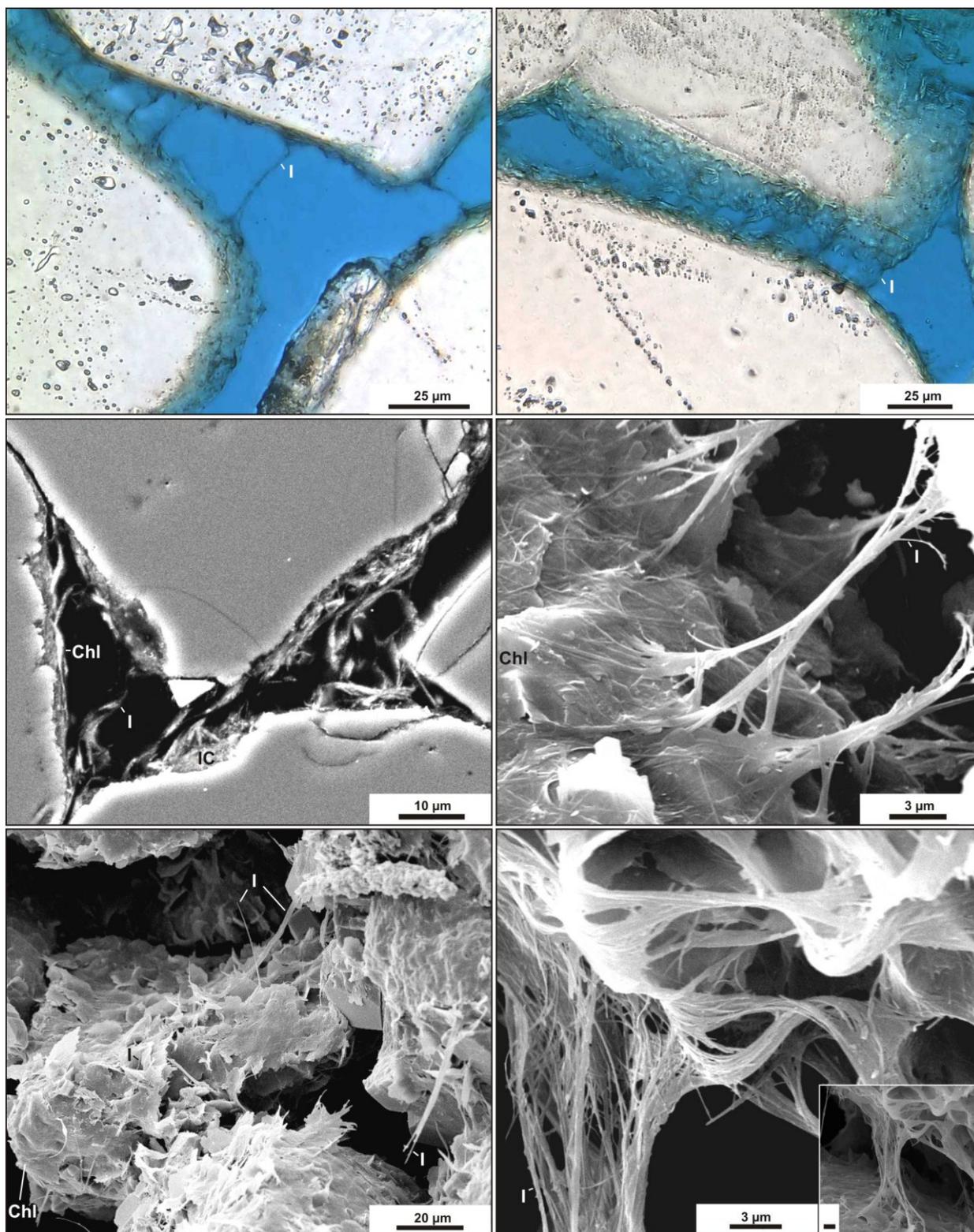
Entsprechend der Illit-Klassifikation von [Deutrich \(1993\)](#) treten Faserillite (Typ B), Illitkutane (C) und illitisierte Klasten (Typ D) auf. Dichte Maschenwerke von Illit, welche typisch für norddeutsche Rotliegend-Sandsteine sind ([Almon, 1981](#)), werden ausgesprochen selten beobachtet. Palisadenförmige Illitrasen und schuppige Plättchen treten nicht auf. Alle Intraporenillite sind fasrig (IB –Typ von [Deutrich, 1993](#)). Einzelne Fasern sind durchschnittlich 19 µm (max. >50 µm) lang und mit 0,07 µm Dicke extrem fein (vg: [Deutrich, 1993](#): L\*B: 10 µm \* <0,1 µm). Einzelfasern liegen damit im Bereich der Schichtdicke, die [Vali & Hesse \(1990\)](#) mit 0,005 bis 0,5 µm für fasrige Illite angeben. Zwei Ausprägungen sind in Abhängigkeit von der volumetrischen Menge an Illit zu beobachten: enthält eine Pore sehr wenig Illit, so wachsen einzelne



**Abb. 48:** Illit-Morphotypen: Bezeichnungen verändert nach Deutrich (1993).

starre, fast nadlig wirkende kurze Illitfasern ausschließlich zwischen den Chloritplatten (bis 5-7  $\mu\text{m}$ ) und reichen nicht über diese hinaus in den Porenraum. Sind dagegen größere Mengen von Illit enthalten, tritt dieser in Form von Bündeln von mehr als 100 Einzelfasern auf, welche Zwickel und Porenhäse überspannen (Abb. 50; Tafel 9 im Anhang auf S. A11). Die Dicke und die Anzahl von Einzelfasern ist innerhalb der Faserbündel einheitlich. Fasern laufen randlich zum Klasten hin bandförmig zu. Ist sehr viel Illit vorhanden, können Bänder und feinste Geflechte auch flache Schleier auf den Chloritplatten bilden. Ein Verkleben von Fasern zu dichten Matten, wie Deutrich (1993) für den Typ IIB beschreibt, ist nicht zu beobachten. Morphologien von Illit wie Fasern, Bänder und Plättchen scheinen jedoch Wachstumsstadien zu sein (Woodward & Curtis, 1987).

Das Verkleben von Einzelfasern zu Bündeln ist ein Artefakt luftgetrockneter Proben (McHardy et al., 1982). Auch Fluidbewegung durch Förderung von Kohlenwasserstoffen oder Spüleinfluss verändern originale Strukturen (Pallatt, 1990). Abhilfe zur Agglomeration würde eine Trocknung bergfrischer Proben am kritischen Punkt (mit  $\text{CO}_2$ ) schaffen, wie es für biologische Präparate bereits üblich ist (Hall et al., 1978). Im wasserbenetzten Originalzustand dürften alle Einzelfasern mit ihrer Oberfläche zum Porenmedium offen sein. Beobachtungen an Sandsteinbruchstücken im REM zeigen, dass Porenhals-überspannende Fasern immer gebündelt und nie einzeln auftreten. Unterschiedliche Mengen an Illit äußern sich in der Anzahl der Faserbündel pro Porenzwickel. Beobachtete Faserbündel liegen weit auseinander ( $>10 \mu\text{m}$ ) und sind potenziell vom Fluid umströmbar. Im Hinblick auf die Durchlässigkeit fällt auf, dass überbrückende Illitfasern heterogen in der Probe verteilt sind und neben Illit-überspannten auch illitfreie Porenhäse auftreten. Diese sind als bevorzugte Wegsamkeiten zu sehen, die den Fluidstrom auf sich ziehen. Maximal sind etwa 50% der Porenhäse mit Illit überbrückt. Im Polarisationsmikroskop sind Illite als Faserbündel zu erkennen, die vereinzelt randlich zu Bändern auslaufen können (Abb. 50; Tafel 9 im Anhang auf S. A11). Einzelfasern liegen weit unter der Auflösungsgrenze des sichtbaren Lichts (grünes Licht:  $d = 0,56 \mu\text{m}$ , Berechnung auf S. 18). Kurze Illitfasern zwischen den Chloritplatten sind visuell nicht auflösbar.



**Abb. 50:** Authigener Illit:

**OL:** schwache Illitauthigenese; mehrere Faserbündel überspannen eine Poren-Engstelle nahe des Porenhalses; Porenbauch nicht betroffen (A-64)

**OR:** starke Illitauthigenese mit sehr dichtem Geflecht aus Illitfasern (A-64)

**ML:** Zwickel mit Illitkutan, tangentialen Chlorit und porenüberbrückenden Illitfasern; Illite zu Faserbündeln agglomeriert (A-63)

**MR:** Illit überzieht netzartig ein Substrat aus tangentialen Chloritplatten; porenüberspannende Fasern zu Bündeln verklebt; Dicke der Einzelfasern im rechten Bildteil abschätzbar (A-63)

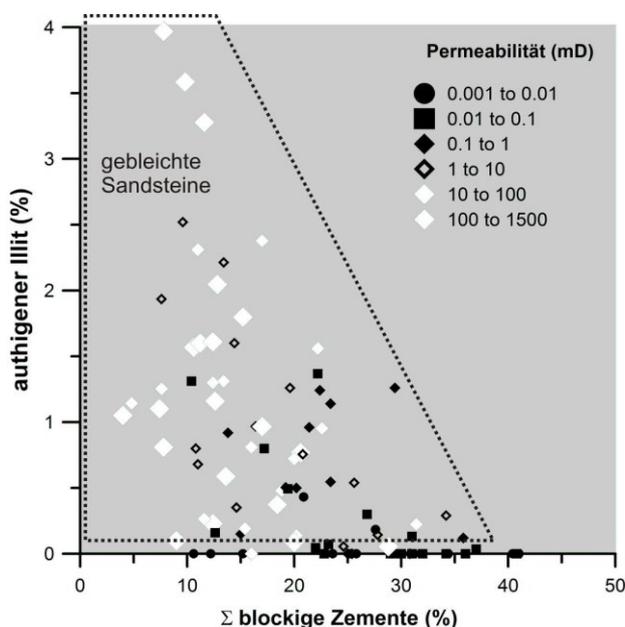
**UL:** Illit im Korngefüge mit subtangentialen Klast-umhüllenden Chloriten; deutlich Chlorit-dominiert (A-41)

**UR:** Ursprüngliche Wuchsform der porenüberbrückenden Illitfasern; Fasern laufen nahe des Klasten zu flachen Bändern zusammen (A-78).

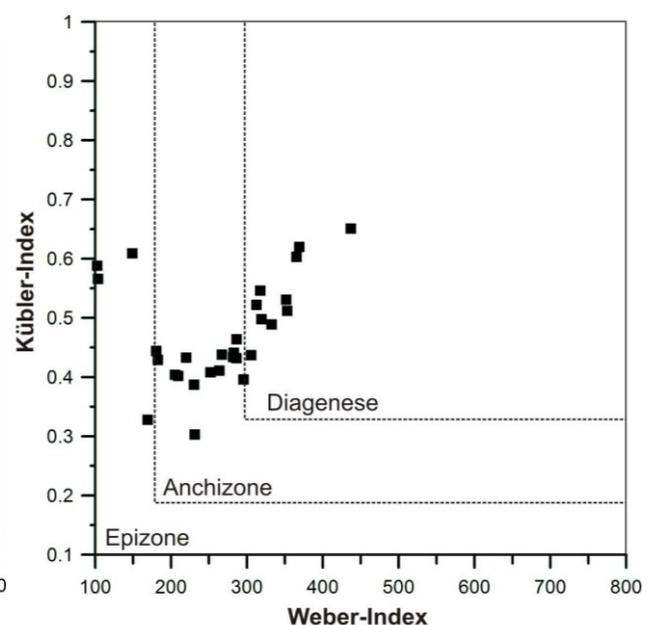
Zur Unterscheidung von Proben unterschiedlicher volumetrischer Anteile an Illit wurden die fasrigen Illit-Morphologien in die Typen IM1 mit einzelnen, weitständigen, langen Faserbündeln und IM2 mit engständigen, gruppiert auftretenden, kurzen Faserbündeln gegliedert (Abb. 48 und 49). Verglichen mit der „IM-relativ“-Abstufung von Gaupp & Brenner (2006) (0: kein Illit; 0,5 einzelne Illitfäden; 1: deutlich Illit + offener Porenraum; 2: dichteres Maschenwerk; 3: porenfüllendes Maschenwerk) entspricht der Typ IM1 der Stufe 0,5 und IM2 der Stufe 1,0 was verdeutlicht, dass hier nur eine schwache Illit-Authigenese vorliegt. Innerhalb von Feldspäten tritt Illit in Form feiner Schuppen mit gelblich-weißer Interferenzfarbe auf. Der Grad der Illitisierung von Feldspäten korreliert (nur in Kern A) recht gut mit der Menge an authigenem Illit im Porenraum (vgl. Raselowski, 1987) und mit der Porosität des Sandsteins. Kalifeldspäte werden gegenüber Plagioklas bevorzugt illitisiert. Daneben tritt filzartiger Illit gemeinsam mit Chlorit in mikroporösen illitisierten Klasten (ILK) auf, welche hier alterierte Vulkanitklasten darstellen, wie enthaltene Quarzeinsprenglinge zeigen.

### XRD, Illitkristallinität

Alle Proben zeigen präparationsbedingt leichte Unterschiede in der Reflex-Asymmetrie und Reflexbreite, jedoch keine Verschiebung des (001)-Reflexes zur Kleinwinkelseite durch Glykolisierung, was nach Moore & Reynolds (1997) gegen quellfähige Zwischenlagen spricht. Allerdings werden die Basisreflexe durch Erhitzen auf 550°C schlanker und schärfer. Zur Abschätzung von Kristallitgröße und Temperaturbelastung wird der Kübler-Index (in  $^{\circ}2\theta$ , Cu K $\alpha$ ) verwendet (Abb. 52; Kübler et al., 1979). Der zur besseren Reproduzierbarkeit eingeführte Weber-Index errechnet sich aus  $Hb_{rel} = Hb_{Illit}(001)/(Hb_{Qz}(100) * (100))$  (Weber, 1972). Je niedriger Kübler- und Weber-Index, desto höher ist der Grad der Fernordnung und die Illitkristallinität. Die Illite dieser Arbeit zeigen Halbwertsbreiten (Kübler-Indizes) von 0,4 bis 0,65 und Weber-Indizes von 100 bis 500, gleichbedeutend mit sehr hohen Kristallinitäten im scheinbaren



**Abb. 51:** Zusammenhang zwischen authigenem Illit, blockigen Zementen und der Permeabilität: Inverskorrelation nur in gebleichten Sandsteinen, höchste Illitgehalte in den Sandsteinen mit höchster Permeabilität.

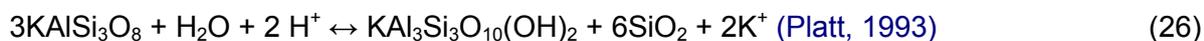


**Abb. 52:** Illitkristallinität: niedrige Werte für Weber- und Kübler-Index belegen gut kristallisierte Illite; Kontamination mit detritischem Muskovit in Staublaminae und Tonhäutchen denkbar (da nur grobe  $<2 \mu\text{m}$  Fraktion untersucht): Diagramm nach Weber (1972).

Temperaturbereich zwischen Hochdiagenese und Anchizone (Abb. 52). Dies ist vergleichbar mit Illitkristallinitäten ( $0,4-0,76^{\circ}2\theta$ ) von Peliten des Namur aus der Bohrung Peckensen 7 (Hoth, 1997). Angesichts der hohen Kristallinitäten bei verhältnismäßig geringen Versenkungstiefen sind Reflex-Verbreiterungen durch  $\text{NH}_4$ -Substitution (bis  $0,9^{\circ}2\theta$  nach Sucha et al., 1994) eher unwahrscheinlich (vgl. Kap. 6.5.1 auf S. 103). Die Streuung der Halbwertsbreiten im Rotliegenden ohne erkennbaren Teufentrend und die Übereinstimmung mit den Werten im Oberkarbon belegen, dass die Illitkristallinität nicht (nur) durch die Temperaturbelastung bestimmt wird. Andere Größen wie das  $\text{K}^+$  Angebot oder  $\text{K}^+/\text{H}^+$ -Verhältnis im Porenwasser spielen ebenfalls eine Rolle. Hohe Illitkristallinitäten kann laut Teichmüller et al. (1979) auch von detritisch beigemengtem Ton herrühren.

### Interpretation:

Ursächliche Prozesse der Illitbildung in Sandsteinen sind heute noch weitgehend unverstanden (Wilkinson & Haszeldine, 2002). Einflussgrößen sind die Verfügbarkeiten verschiedener Ionen, insbesondere  $\text{K}^+$  und  $\text{Al}^{3+}$ , die Temperatur, Eh und pH, gelöste organische Verbindungen und der verfügbare Zeitraum (Curtis, 1985). Wichtige Ionenspender für die Illitbildung sind die Lösung von Feldspatklasten (Hancock, 1978; Gaupp et al., 1993; Deutrich, 1993).



Einen Hinweis auf Feldspat als Ionenspender stellt die gute Korrelation von Intragranularporosität und authigenem Illit ( $r^2 = 0,82$ ) in den Sandsteinen dieser Arbeit dar. Unterschiedliche Illitisierungsgrade von Feldspäten in derselben Probe hängen mit unterschiedlichen Na/K-Verhältnisse der Feldspäte zusammen oder alternativ mit unterschiedlicher Zugänglichkeit der Klaster zur Pore. Illite wachsen nach Vorstellung von Person et al. (1996) durchgreifend im gesamten Porensystem, indem Illitbildung bevorzugt in den am Besten durchlässigen Poren stattfindet, deren Permeabilität dann infolge der Illitbildung gemindert wird und sich der Fluidfluss so oft auf Vorzugswegsamkeiten verlagert bis der gesamte Porenraum illitisiert ist.

Einen Bezug zum Substrat besteht in den Proben dieser Arbeit nur insofern, dass Illit nicht auf Zementen und Bitumen wächst. Ein bevorzugtes Wachstum von Illit auf Tonkutanen (Deutrich, 1993) ist nicht zu beobachten. Ein Wachstum in Porenhälsen und Zwickeln hängt wahrscheinlich mit der Verteilung von Haftwasser in ansonsten gasgefüllten Speichersandsteinen zusammen. Als minimale Restwassersättigung für Illitauthigenesen nennen Ehrenberg & Nadeau (1989) 20 bis 30%. Da das Wachstum von fibrösem Illit kinetisch hemmt ist, muss sich dessen Bildung unter anomalen geologischen Bedingungen abspielen. So sind beispielsweise enorme Fluidvolumina pro Zeiteinheit erforderlich oder Komplexbildung (von Al) mit gelösten organischen Verbindungen (Wilkinson & Haszeldine, 2002). Aus diesem Grund scheint Illitbildung an hohe Paläo-Permeabilitäten gebunden zu sein (Deutrich, 1993; Gaupp et al., 2005). Vielfach wurden ähnliche (jurassische) Bildungsalter von Illiten (210-165 Mio. a, Maximum bei 180 Mio. a) dahingehend interpretiert, dass großräumige Krustendehnung (Nordatlantik-Rifting), eine Migration heißer Fluide und die Illitbildung miteinander im Zusammenhang stehen (Platt et al., 1993; Gaupp et al., 1993; Ziegler et al., 1994; Zwingmann et al., 1998, 1999; Liewig & Clauer, 2000).

Illitbildung wird meist im Zusammenhang mit gleichzeitiger oder zeitlich eng versetzt stattfindender, Migration von Kohlenwasserstoffen diskutiert (Neugebauer & Walzebruck, 1987;

Ehrenberg & Nadeau, 1989). Organische Säuren scheinen die Wachstumsgeschwindigkeit von fibrösem Illit zu erhöhen (Small et al., 1992). Gaupp et al. (1993) interpretieren die Illitbildung im Rotliegenden Nordwestdeutschlands als Beeinflussung durch saure Fluide aus Kohlen des Westfals. Diese Vorstellung ist auf die Altmark nicht übertragbar, da kein hydraulischer Kontakt zu vergleichbaren Muttergesteinen besteht und die Rotliegend-Sandsteine keine Anzeichen für Bleichung durch Säuren zeigen. Fraglich ist, inwieweit die Feldspatlösung in einem Sandstein ausreicht die beobachtete Menge Illit zu erklären. So nimmt Deutrich (1993) überwiegend Sandstein-interne Feldspatlösung an, während beispielsweise Almon (1981) externe Fluidquellen in Betracht zieht. Sogar K-Export in Tonsteine im Zusammenhang mit Feldspatlösung wird erwogen (Wilkinson et al., 2003).

## 6.4 Diagenesetypen

Zusammengefasst resultieren aus der Häufigkeit, der Verwachsung und dem Bildungszeitpunkt der authigenen Minerale in den bearbeiteten Sandsteinen folgende Diagenesetypen (Abb. 53):

- IC
- SB +/-H
- H
- D
- SB-Cx
- SB-lx
- CT
- CS1,2
- IM1-CT/CS
- IM2- CT/CS

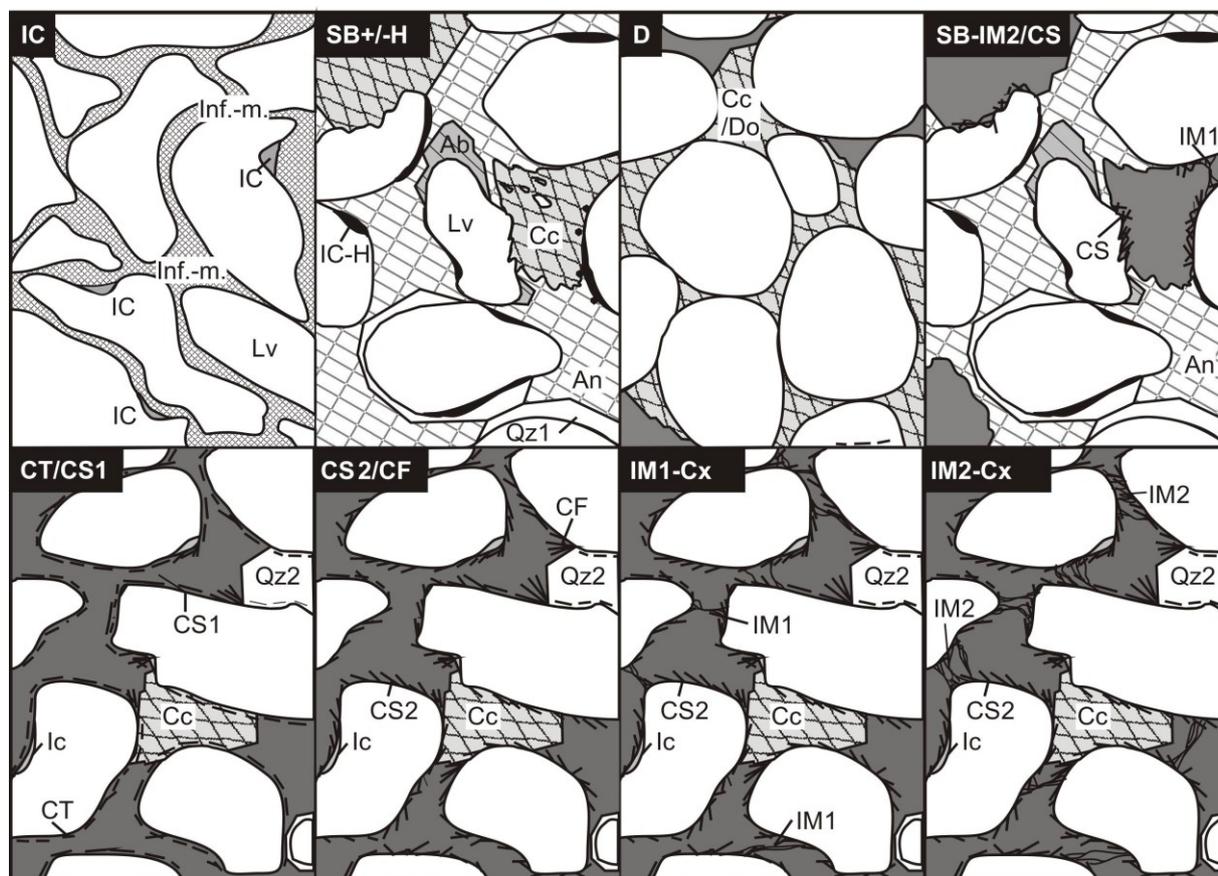
Vertikale Veränderungen der Diagenesetypen in Abhängigkeit vom Speicherstockwerk werden in Kapitel 9 auf S. 170 behandelt. Diagenesetypen-Logs der drei bearbeiteten Kerne mit vierstufiger Merkmalsausprägung findet sich im Anhang auf S. 22 ff. Diagenesetypen lassen sich zur Darstellung von unterschiedlicher Diagenese-Entwicklung und Minderung der Speicherqualität in folgende vier Gruppen vereinfachen:

- IC
- SB +/-H, H, D, SB-Cx, SB-lx
- CT, CS (mit <0,4% authigenem Illit)
- IM1/2 + Cx (mit >0,4% authigenem Illit)

Innerhalb des bearbeiteten Datensatzes sind IM-Cx-Typ-Sandsteine (37%) die häufigsten, gefolgt von SB +/- H (32%) und CT, CS (28%), während IC-Typen nur 3% ausmachen. Bezeichnungen (z.B. IM-Typ) werden nur auf die beschriebene Sandsteine der Altmark bezogen und sind nicht direkt mit anderen Gebieten vergleichbar. Sandsteine des IM-Cx sowie des CT- und CS-Typs sind immer gebleicht und zeigen graue Gesteinsfarben. Alle gebleichten Sandsteine enthalten sowohl authigenen Chlorit als auch Illit. Sandsteine des SB-Cx/lx-Typs sind mittelbraun und enthalten neben porenfüllenden Frühzementen authigenen Ton in Lösungsporen, allerdings keine illitisierten Klasten (ILK). SB+/-H und IC-Typ-Sandsteine sind braun bis dunkelrotbraun. IC-Typen enthalten infiltrierte Tonmatrix neben Tonkutanen und typischerweise stark suturierte, in der Matrix schwimmende Klasten (z.B. A-10).

D-Typ Sandsteine enthalten, abweichend von der originalen Definition von Gaupp (1996) Karbonatzement (meist Calcit), der während der frühen Mesodiagenese gemeinsam oder nach Chlorit gebildet wurde. Sowohl SB- als auch D-Typ-Sandsteine enthalten nahezu keinen authigenen Ton. Kombinationen von Hämatit (H) und schwacher Chloritauthigenese (CT) treten ausschließlich in Kern C unterhalb von Probe C-58 auf. Sandsteine dieses (H-CT) Typs sind hell- bis mittelbraun, moderat porös (<5-8%) und zeichnen sich durch gut ausgebildete Quarzanwachssäume aus. Unterschiede zwischen den Typen CT und CS sowie zwischen

IM1 und IM2 liegen in der volumetrischen Menge von Chlorit oder Illit und werden definiert, um unterschiedlich starke Tonauthigenesen in der vertikalen Abfolge zu erkennen und deren Einfluss auf die Porosität und die Permeabilität durch einfache Typen darstellen zu können. Nicht genannte Merkmale, wie die Imprägnierung von Oberflächen mit Festbitumen, Baryt- und Quarzementation oder Feldspatlösung treten lokal auf.



**Abb. 53:** Diagenesetyp-Kombinationen in den beschriebenen Sandsteinen: Kombination von H und CT nur im tiefsten Abschnitt von Kern C; Zeichnungen: umgezeichnet und ergänzt nach Gaupp (1996) und Wolfgramm (2005).

## 6.5 Alteration, Lösung und authigene Neubildungen durch Fluide

### 6.5.1 Alkalisierung

#### Alkalinität und Pufferreaktionen

Die Vergesellschaftung von Mineralen, die während der frühen Mesodiagenese entstanden sind, besteht aus Chlorit, Calcit und Albit und lässt auf alkalische Bildungsbedingungen schließen. Illit bildet sich aus schwach alkalischen Fluiden mit hoher  $K^+$ -Aktivität (Platt, 1991). Neubildung von Kaolinit oder die Lösung von Feldspat, die mit sauren Fluiden in Verbindung gebracht werden (Curtis & Spears, 1971; Schmidt & McDonald; 1979; Surdam et al., 1993), ist für diese frühe Diageneseperiode nicht zu beobachten.

Als Maß für das Vermögen gelöster schwacher Basen, positive Ladungsträger, insbesondere  $H^+$ -Ionen auszugleichen, wird der Begriff der Alkalinität verwendet. Demzufolge bestimmt die Summe der Konzentrationen von  $HCO_3^-$ ,  $CO_3^{2-}$ ,  $NH_3$ ,  $Si(OH)_4$ ,  $OH^-$ ,  $SO_4^{2-}$  und weiterer schwacher Basen die Alkalinität einer Lösung.

Die alkalische Reaktion der in dieser Arbeit relevanten Basen beruht mit großer Wahrscheinlichkeit auf folgenden Reaktionen:



Zur Stabilisierung des pH-Werts im alkalischen Milieu tragen Pufferreaktionen bei, die in unterschiedlichen pH-Bereichen wirksam sind und beim Eintrag von Säuren nacheinander beansprucht werden. Karbonatminerale puffern bei pH 7,4-8,3 durch Verschiebung des Gleichgewichts zwischen  $\text{CaCO}_3$  und  $\text{HCO}_3^-$ , wobei Karbonat in Lösung geht. Als Silikatpuffer (Wirkung bei pH 5-6) wird die Alteration und Lösung von beispielsweise Feldspäten durch starke Säuren bezeichnet (Scheffer & Schachtschabel, 2009) und kann in den beschriebenen Sandsteinen mangels intensiver Feldspatlösung ausgeschlossen werden. Daneben werden auch durch Reduktion von Fe(III) und Mn(IV)-Mineralen  $\text{H}^+$ -Ionen verbraucht, was in Böden zwar unbedeutend (Scheffer & Schachtschabel, 2009), im Zusammenhang mit der Bleichung von Sandsteinen durchaus relevant sein könnte. Hierzu zählt auch die Sulfatreduktion, die ebenfalls die Alkalinität erhöht:



Als weitere  $\text{H}^+$ -verbrauchende Prozesse werden in der Literatur die Albitisierung von Feldspat und die Chloritisierung von Glimmern genannt (Smith & Ehrenberg, 1989; Hutcheon & Abercrombie, 1990).

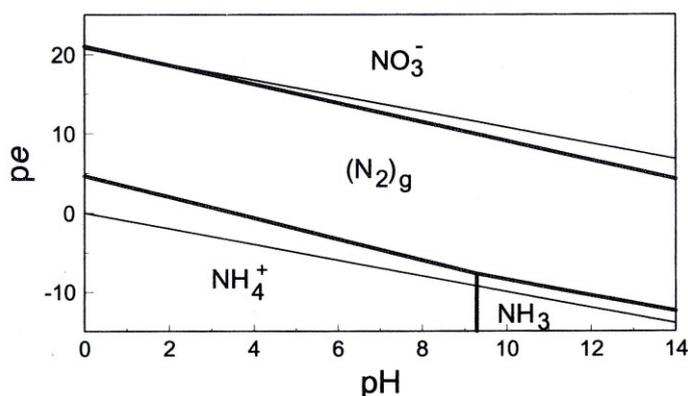
Alkalische Bedingungen in der Frühphase der Diagenese sind auf die hohe Pufferkapazität hochsalinärer Porenwässer im ariden Klima zurückzuführen. Je nach Zusammensetzung können starke Basen wie  $\text{NaHCO}_3^-$  und  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  im Porenwasser gelöst sein (z.B. Scheffer & Schachtschabel, 2009). Hochalkalische Porenwässer mit  $\text{pH} > 9$  sind dagegen selten und werden meist mit der Alteration vulkanischer Gesteine in Verbindung gebracht (Pettijohn et al., 1987). Bemerkenswert an der Diageneseentwicklung der Sandsteine ist, dass trotz vorhandener Erdgas-Verbindungen ( $\text{CH}_4$ ,  $\text{C}_2\text{H}_6$ ,  $\text{N}_2$ ) ein Import organischer Säuren, die aus der Reifung von Kerogen entstehen, im Speichergestein nicht nachweisbar ist. Durchgängig alkalische Bedingungen im Speichergestein sind daher an besondere Bedingungen im Muttergestein gekoppelt. Hierzu zählen:

- die Mineralisierung organischer N-Verbindungen zu alkalinitätserhöhendem  $\text{NH}_3$
- Vorhandensein von den Kerogen-Typen im Muttergestein, die ausreichend schwach gebundene Stickstoff-Verbindungen enthalten (marine Schwarzpelite, TypII Kerogen)
- verringertes Potenzial zur Ölbildung und zur Abgabe von sauren organischen Reifungsprodukten durch eine Vorreifungsgeschichte des Muttergesteins vor der Fallenbildung (numerische Simulation: Kapitel 7.2 auf S. 133 ff.)
- damit Verschiebung des Säure-Base-Gleichgewichts zur Basen-Seite

### Herkunft ammoniumreicher Fluide

Zur Klärung der Genese  $N_2$ -reicher Erdgase im Altmark-Erdgasfeld untersuchten [Mingram et al. \(2003, 2005\)](#) und [Plessen et al. \(2006\)](#) potenzielle Muttergesteine und deren Fluidchemie im Hinblick auf N-Phasen, die bei der Reifung von Kerogen abgegeben wurden. Untersuchte Gesteine sind marine Tonsteine des frühen Oberkarbons (Namur), die in der Altmark als Quelle N-reicher Fluide in Frage kommen (vgl. [Bandlowa, 1998](#)).

Nachgewiesen wurde, dass bis zu 60% des Stickstoffs ( $N_{\text{gesamt}}$  bis 2700 ppm) in Form von  $NH_4^+$  im Formationswasser gelöst ist und kaum  $N_2$ -Einschlüsse im Muttergestein auftreten ([Mingram et al., 2005](#)). Quelle für  $NH_4^+$  ist die thermische Reifung organischer Substanz. Mit zunehmender Tiefe und Temperatur in einer Bohrung steigt der Anteil des  $NH_4^+$  am Gesamtstickstoff ([Mingram et al., 2005](#); [Plessen et al., 2006](#)). Durch den Nachweis von  $NH_4$ -Illiten [Hoth et al., \(2002\)](#) und authigenen  $NH_4$ -Kalifeldspäten im Speichergestein (Rotliegend) muss nach [Hoth et al., \(2002\)](#) ein Teil des Stickstoffs als  $NH_4^+$  vom Karbon in die Rotliegend-Speicher migriert sein. Fluidmigration könnte durch tektonische Ereignisse schubartig abgelaufen sein, wie K-Ar-Alter von  $NH_4$ -Illiten zeigen ([Plessen et al., 2006](#)). Neben gelöstem  $NH_4^+$  wiesen [Plessen et al. \(2006\)](#) nach, dass Muttergesteine aus dem Kambrium bis Karbon (im NEDB) auch ein hohes Potenzial zur Zwischenspeicherung von  $NH_4^+$  aufweisen.  $NH_4^+$  wird dabei in Illit gegen  $K^+$  in den Zwischenschichten substituiert ([Williams et al., 1989](#)) oder an die Außenflächen sorbiert ([Sucha et al., 1998](#)). Auf diese Weise fixiertes  $NH_4^+$  wird bei Erhöhung der Temperatur, insbesondere ab  $T > 400^\circ C$  wieder freigesetzt ([Plessen et al., 2006](#)). Im Vergleich von faziell vergleichbaren Tonsteinen des Namur, werden bei tiefer Versenkung ( $R_0 = 4-5\%$ , z.B. Parchim) geringe Absolutgehalte an fixiertem  $NH_4^+$  sowie schwerere  $\delta^{15}N$ -Werte als in Lokationen mit flacher Versenkung ( $R_0 = 2,5\%$ ; z.B. Peckensen) nachgewiesen ([Mingram et al., 2003](#)). Neben der Versenkungstiefe spielt der Muttergesteins-Typ ebenfalls eine Rolle: Pyrolyse-Experimente an Kohlen und überreifen Tonsteinen (Namur) ergaben, dass mineralisch fixiertes  $NH_4^+$  in Tonmineralen bereits bei niedrigeren Pyrolyse-Temperaturen ( $>400^\circ C$ ) abgegeben wird und  $NH_4^+$  aus Kohlen erst ab  $>600^\circ C$  ([Krooss et al., 1995](#); [Friberg et al., 2000](#)). Innerhalb der namurischen Tonsteine scheint der Kerogen-Typ weiterhin von der Fazies abzuhängen: Aus pelagischen Tonsteinen erfolgte die Abgabe von N-Phasen bereits bei wesentlich niedrigeren Temperaturen als bei paralischen und terrestrischen Tonsteinen wie [Kroos et al. \(2006\)](#) nachweisen konnte. Temperaturen von  $300-400^\circ C$  innerhalb der Dinant-Namur-Abfolge werden in der Altmark, je nach Modell, bereits im Stefan bis Unterrotliegend und ab dem Mitteljura erreicht (vgl. thermische Modellierung [auf S. 133 ff.](#)).



**Abb. 54:** Phasenbeziehung von anorganischen N-Phasen in Abhängigkeit von pH und Redoxpotenzial: Oxidationszahlen der Verbindungen: -3 ( $NH_4^+$ ,  $NH_3$ ), 0 ( $N_2$ ) und +5 ( $NO_3^-$ ): im sauren und schwach alkalischen Milieu liegt Ammoniak protoniert als  $NH_4^+$  vor; eine Oxidation zu  $N_2$  kann bereits bei verhältnismäßig niedrigem Redoxpotenzial stattfinden.

(Diagramm: [Chameides & Perdue, 1997](#))

Mögliche Ursachen N<sub>2</sub>-reicher Erdgase sind:

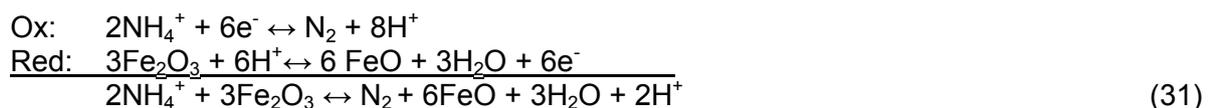
- das Auftreten mariner Muttergesteine (Kerogen Typ II) in der Altmark (Lokhurst, 1998): diese enthalten zwar nur 10% des Stickstoffgehalts von Kohlen. Da N-Verbindungen aber schwächer gebunden sind, können sie bereits bei tieferen Temperaturen abgegeben werden (Mingram et al., 2005)
- erhöhte Mächtigkeiten jungpaläozoischer Muttergesteine (Devon, Unter- und Oberkarbon) im Altmark-Raum, bedingt durch die Subsidenz- und Mächtigkeitsverteilung im rhenoherynischen Vorlandbecken: größte Mächtigkeiten am Beckensüdrand (Kornphil, 2005) bedingen eine größere Versenkungstiefe und intensivere thermische Vorreifung.
- ein geringes CH<sub>4</sub>-Potenzial des Muttergesteins (Bandlowa, 1998) verschiebt das Mischungsverhältnis von N<sub>2</sub> zu CH<sub>4</sub>.
- große Versenkungstiefen und Temperaturen (>300°C) des Muttergesteins in der zweiten Versenkungsphase (Rotliegend bis Unterkreide), bei denen fixiertes NH<sub>4</sub><sup>+</sup> abgegeben wird (Mingram et al., 2003; Plessen et al., 2006)
- paläozoische, bis über 10 km tief versenkte Metasedimente die im Liegenden vorhanden sind kommen trotz fehlendem Kohlenwasserstoffpotenzial als N<sub>2</sub>-Quelle weiterhin in Frage, da die Abgabe von N-Phasen selbst unter Bedingungen der Metamorphose fortschreitet (Mingram et al., 2005). Die geringe Molekülgröße von N<sub>2</sub> (3,4 Å) gegenüber CH<sub>4</sub> (3,8 Å) ermöglicht dem N<sub>2</sub> eine raschere Migration durch nahezu dichte Gesteinsabfolgen (Tissot & Welte, 1984).

### Ammonium als Reduktionsmittel

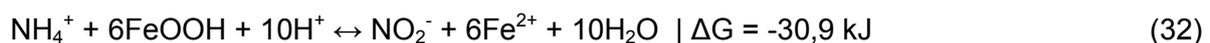
Als Reduktionsmittel ist NH<sub>4</sub><sup>+</sup> besonders aus der Meeres- und Bodenchemie bekannt, wobei NH<sub>4</sub><sup>+</sup> im oxidierenden Milieu durch O<sub>2</sub> zu N<sub>2</sub> oxidiert wird (vgl. Phasendiagramm Abb. 54):



Ammonium, welches in wässriger Lösung aus dem Muttergestein abgegeben wird, reagiert bereits auf dem Migrationsweg oder in den Rotliegend-Speichergesteinen mit Fe(III)-Phasen zu N<sub>2</sub> (Hoth et al., 2002). Hierfür spricht, dass Fe(III)-Reduktion und N-Oxidation in der elektrochemischen Spannungsreihe weit auseinander liegen. Die zugehörige hypothetische Redoxreaktion in unten stehender Form, wird bisher in der Literatur nicht beschrieben und ist in der Natur möglicherweise nicht oder nur biologisch (durch Enzyme) katalysiert, verwirklicht. Reaktionen von Fe(III)-Phasen mit NH<sub>4</sub><sup>+</sup> sind bisher nicht untersucht (Sahrawat, 2004).



In der Vergangenheit wurde ausschließlich die Reaktion von Goethit mit NH<sub>4</sub><sup>+</sup> aus anoxischen (z.B. wassergesättigten) Böden beschrieben: Clément et al. (2005) schlagen anhand von experimentellen Beobachtungen von Reaktionsprodukten bei neutralem pH-Wert, anaeroben Bedingungen und Sättigung an NH<sub>4</sub><sup>+</sup> in einem FeOOH-haltigen Boden eine hypothetische Gleichung vor, welchen den Autoren zufolge thermodynamisch realistisch ist:



In rezenten anoxischen Meeren (z.B. Schwarzes Meer) wird eine Oxidation von  $\text{NH}_4^+$  zu  $\text{N}_2$ , gekoppelt an eine Reduktion von  $\text{Mn(IV)}$  beobachtet, wobei  $\text{MnO}_2$  zu  $\text{Mn}^{2+}$  reduziert wird, welches nach Diffusion aus dem Sediment durch  $\text{NO}_3^-$  wieder zu  $\text{MnO}_2$  oxidiert wird. Sowohl bei Reduktion als auch bei der Oxidation entsteht  $\text{N}_2$  (Libes, 2009). Eine  $\text{NH}_4^+$  Oxidation im reduzierenden Milieu ist, allerdings ohne Beteiligung von  $\text{Fe(III)}$ , unter der Bezeichnung Annamox bekannt (Anaerobe Ammonium Oxidation) und wurde als Synproportionierungsreaktion für die Sauerstoffminimumzone im Meerwasser vorgeschlagen:



Thermophile Bakterien, die für diese Reaktion bekannt sind, werden bereits von Li et al. (2010) in neun von 17 untersuchten Kohlenwasserstoff-Speichergesteinen nachgewiesen, wobei die Temperaturen mit 55-75°C durchaus denen in der frühen Mesodiagenese der hier untersuchten Sandsteine entsprechen.

### 6.5.2 Sekundärporosität und Alternativen

#### Auftreten von Klast- und Zementlösungsporosität in den Proben

Petrographisch zeigen untersuchte poröse Sandsteine ganz überwiegend lockere Korngefüge (große IGV), mit nur geringfügigen Anzeichen für mechanische Kompaktion. Frühe porenfüllende Zemente, insbesondere frühe Karbonatzemente, fehlen in porösen Sandsteinen, so dass früh mesodiagenetisch gebildeter Chlorit meist direkt auf den Klasten wächst. Dies lässt entweder auf die Lösung eines frühen, gefügestützenden und porenfüllenden Zements wie Halit oder Karbonat (vgl. Pye & Krinsley, 1986) oder auf einen alternativen Prozess schließen, der die mechanische Kompaktion stark reduziert hat. Im ersten Fall sind beobachtete Intragranularporen als Sekundärporosität (im Sinne von Schmidt & McDonald, 1979), im zweiten als Primärporosität anzusehen, wobei sich nicht nachweisen lässt, welcher Anteil der Porosität sekundär ist (Burley & Kantorowicz, 1993). Schmidt & McDonald (1979) unterscheiden 1. Bruchporen, 2. Schrumpfungsporen, 3. Klast- und Matrixlösungsporen, 4. Zementlösungsporen und 5. Lösungsporen aus verdrängenden Mineralen. Typ 1 und 2 treten in den Proben dieser Arbeit (in Tonmatrix und Tonkutanen) nur als Artefakte von Kernnahme, Entlastung und Dünnschliffpräparation auf. Typ 3 und 4 sind petrographisch zu beobachten (vgl. Pye & Krinsley, 1986), Typ 5 führt zur beobachteten Reduzierung der Klastrundung (Burley & Kantorowicz, 1986; vgl. Kap. 4.4 auf S. 44).

Drei potenzielle Lösungsphasen sind zu beobachten: frühe Zemente innerhalb von Feldspäten und vulkanischen Lithoklasten sowie enge fleckige Zonierung von Karbonatzement und eine wechselseitige Verdrängung von Karbonat- und Calciumsulfatzementen weisen auf eine Lösungsphase während der Eodiagenese hin. Die Lösung gefügestützender Frühzemente vor der Chloritbildung und Bleichung fand während der frühen Mesodiagenese statt. Als dritte Phase ist eine Klastlösung nach Chlorit, Illit und Bitumen zu beobachten, die in ihrer stärksten Ausprägung zu chloritgesäumten Poren mit vollständig gelösten Klasten führt (Abb. 55). Diese späte Klastlösungsporosität hat nur eine sehr geringe quantitative Bedeutung (<1% des Gesteins).

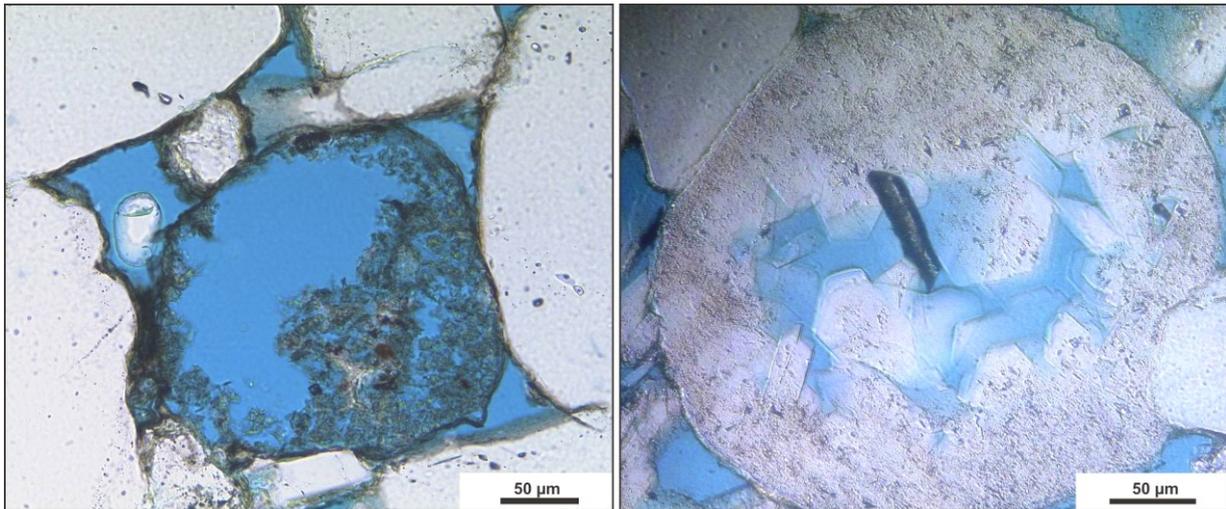
Frühe Lösung von Karbonat-, Sulfat-, Halitzement (?) sowie von Feldspat und mikrokristallinem Quarz in Vulkaniten ist auf untersättigte meteorische Wässer, möglicherweise während feuchter Klimaphasen, zurückzuführen. CO<sub>2</sub>, Humin- und Fulvosäuren durch Pflanzenaktivität (Morad, 1998) sind aufgrund des ariden Klimas eher unwahrscheinlich. Karbonatlösung durch Säuren erfordern aufgrund der hohen Pufferkapazität (Morad, 1998) große Fluidvolumina. In diesem Zusammenhang wird häufig auch Mischungskorrosion vorgeschlagen (Wigley & Plummer, 1976).

Ursachen einer weitgehenden Dezementation vor der Chloritbildung sind vom Typ des ursprünglich vorhandenen Zements abhängig. Die Lösung von frühem Anhydrit ist auszuschließen, da Anhydrit-Zementnester und früh zementierte Laminae noch vorhanden sind und keine Lösungsgruben enthalten. Lösung von Halitzement durch untersättigte Wässer ist aufgrund von dessen hoher Löslichkeit grundsätzlich denkbar. Diese Phase müsste zeitlich bereits unter Zechstein-Überlagerung und aufgrund von Beckengeometrie, Zechstein-Abdeckung und beginnender Kompaktionsentwässerung von Tonsteinen, vom Beckenzentrum (N) in Richtung Beckenrand (S) erfolgt sein. Kompaktionswasser aus Tonsteinen dürfte prinzipiell in großen Volumina verfügbar und im Bezug auf Halit untersättigt sein. Primär könnte auch Karbonatzement vorhanden gewesen sein, worauf Reste einer frühen Generation (Cc1) hindeuten, die von mesodiagenetischem Calcit (Cc2) vollständig eingeschlossen wird, in roten Sandsteinen jedoch noch vorhanden ist. Häufig werden CO<sub>2</sub> (Plummer et al., 1978; Karbonatgleichgewicht siehe Gl. 1 bis 3 auf S. 8) und organische Säuren im Zusammenhang mit der Karbonatlösung genannt. Saure Fluide werden hierbei während der thermischen oder mikrobiellen Reifung von Kerogen aus dem Muttergestein abgegeben (Schmidt & Mc Donald, 1979; Dixon et al., 1989; Surdam et al., 1989, 1993, 1994). Lösung durch Carbonsäuren soll diesen Autoren zufolge nach folgender Reaktion ablaufen:



Die entstehenden Fluide wären aufgrund interner Pufferkapazität nur schwach sauer (Acetat puffert bei pH 5,4; Surdam et al., 1989). Allerdings zeigen Massenkalkulationen von Lundegard et al. (1984) und Lundegard & Land (1986), dass die organische Substanz eines pelitischen Muttergesteins nicht ausreicht, um ausreichend CO<sub>2</sub> für die Karbonatlösung zu liefern. Hierfür wären allein Kohlen geeignet, die etwa 20 cm<sup>3</sup> CO<sub>2</sub> pro Gramm Kerogen freisetzen können, im Untergrund der Altmark jedoch nicht vorhanden sind (Tissot & Welte, 1978; Giles & Marshall, 1986). Weiterhin sind Migrationsdistanzen vom Mutter- zum Speichergestein nach Giles & Mashall (1986) bereits zu lang, so dass Säuren auf dem Weg zum Speichergestein bereits vollständig neutralisiert werden.

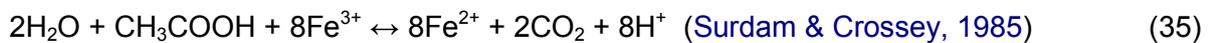
Andere Autoren sehen Fluide, die bei der Umwandlung von Smektit in Illit in zwischengeschalteten Tonsteinen frei werden (Gl. 20 ff. auf S. 88), als Ursache für die Lösung von Karbonatzement (Bjørlykke, 1983; Pye & Krinsley, 1986). Organische Säuren aus dieser Quelle hätten kurze Migrationsdistanzen zurückzulegen (Curtis, 1983), sind jedoch in ihrer Quantität von der Ausbildung der (hier durchgängig geröteten) Ton- und Siltsteine zwischen den Sandsteinen abhängig. Da die räumliche Verteilung von Porosität und Karbonatzement innerhalb der Sandsteinbänke unsystematisch ist, lässt sich ein Einfluss zwischengeschalteter Tonsiltsteine auf die Sandsteine nicht sicher belegen. Als weitere Möglichkeit schlagen Giles & de Boer (1990) heiße Wässer vor, die durch Abkühlung noch imstande sein sollen, Karbonat zu lösen.



**Abb. 55:** Klastlösungsporosität: **L:** Lösungspore randlich durch Chlorit-Kornüberzug nachgezeichnet; Klastlösung zeitlich nach Chloritisierung, wahrscheinlich auch nach Bitumen-Imprägnierung (A-17)  
**R:** Lösungspore innerhalb eines feldspatreichen Lithoklasten: Lösung nach Chloritisierung; nach Klastlösung sind bereits wieder neue authigene Phasen gewachsen: Anatas, Albit, Quarz (C-83).

Für eine späte Klastlösung kommen Säuren aus weiter Migrationsdistanz aufgrund der Pufferkapazität gelöster Ionen und Feststoffe eher nicht in Frage. Wahrscheinlicher ist eine Oxidation eingewanderter Kohlenwasserstoffe (z.B. n-Alkane) mit Hämatit in einem (ebenfalls durch Hämatit katalysierten) Reaktionszyklus zu Carbonsäuren direkt im Speichergestein.

Diese können sehr lokal zu Feldspatlösung führen (Surdam & Crossey, 1985; Shebl and Surdam, 1996; Seewald, 2001, 2003). Petrographische Beobachtungen an bitumenüberzogenen, intern angelösten Feldspat- und Vulkanitklasten deutet auf diese Möglichkeit hin (Abb. 55). Da die Sandsteine zu diesem Zeitpunkt der Diagenese bereits gebleicht und die Klasten stark mit Chlorit überzogen waren, reagierte möglicherweise Hämatit in Lithoklasten (wie heute teilweise noch vorhanden), was sehr lokale Lösungserscheinungen innerhalb dieser Klasten erklären könnte (vgl. Meier, 2011).



Bei höheren Temperaturen kommt hinzu, dass Carbonsäuren bei Temperaturen über ca. 100°C zu CH<sub>4</sub> und CO<sub>2</sub> gecrackt werden, so dass Carbonsäure-Anionen den pH-Wert nicht mehr puffern (Surdam et al., 1984). Bei Temperaturen über 120-160°C puffert Karbonat allein, so dass jede Erhöhung von xCO<sub>2</sub> zur Lösung von Karbonat führt (Morad, 1998). Alkalifeldspat wird selektiv angelöst, da dieser sich bereits bei höheren pH-Bereichen löst (relativ zu Albit; Franks & Forester, 1984). Sicher auszuschließen sind inversionszeitliche Lösungsprozesse (in der Kreide) durch meteorische Wässer in der Altmark, was anhand der Zusammensetzung der Formationswässer belegbar ist (Lüders et al., 2010).

Im Sinne der Definition von Sekundärporosität nach Giles & de Boer (1989) handelt es sich bei der Lösung von Frühzement um enhanced secondary porosity. Diese setzt ein offenes Fluidsystem voraus (Wilson & Stanton, 1994). Sollte das Wachstum von authigenem Illit erst während der späten Feldspatlösung begonnen haben, was mangels des direkten Kontakts der Minerale unsicher ist, könnte hier von redistributional secondary porosity gesprochen werden. Diese führt nach Beobachtungen von Platt (1991) zu keiner Verbesserung der Speicherqualität, da nur Mikroporosität geschaffen wird (Pye & Krinsley, 1986).

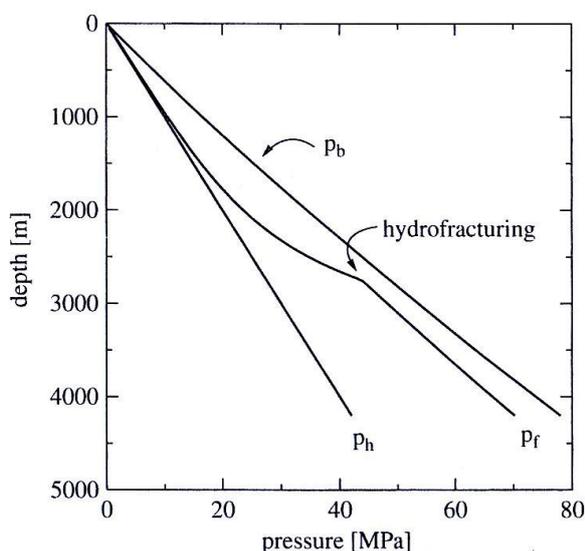
### Alternativen zur frühen Zementlösungsporosität

Hohe Porositäten treten fast ausschließlich in trocken-äolischen Faziestypen mit höchster Initialporosität auf (Seemann, 1982), die wenig blockigen Frühzement enthalten und ein geringes Verhältnis von frühem Anhydrit zu Quarzzement aufweisen. Wird die Häufigkeit an Anhydrit- und Quarzzement als mesodiagenetisch unbeeinflusst angesehen, weisen trocken-äolische Typen relativ zu feuchten Sandebenen eine schwächer evaporitisch geprägt Frühzementsignatur auf. Die Überlieferung der primären Qualitätskontraste als Restporositäten erfordert eine Konservierung der Porosität durch folgende Prozesse (nach Gaupp & Okkerman, 2011):

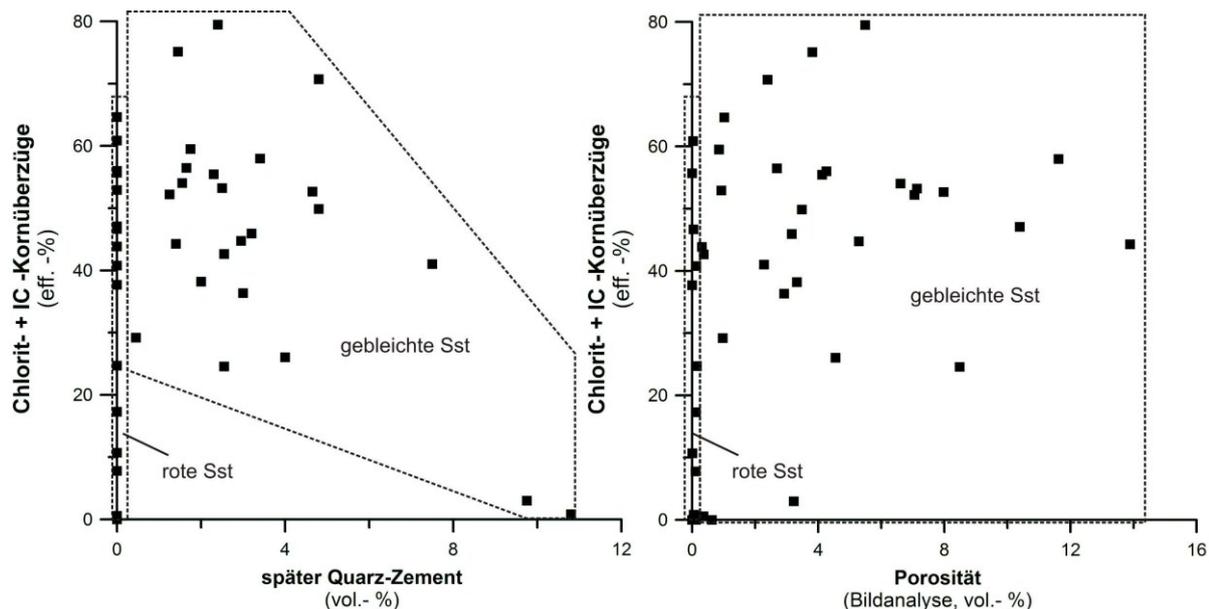
- frühe Gasfüllung, welche die Zementation auf den Haftwassersaum beschränkt
- überhydrostatische Fluiddrucke, die ein lockeres Korngefüge stabilisieren
- Verhinderung später Zementation durch die hohe Oberflächenladung von Chlorit oder Hydrophobierung von Oberflächen durch Festbitumen

Unterkompaktion und Abstützung des Gefüges durch überhydrostatischen Porenfluiddruck wird häufig für die Konservierung hoher Porositäten verantwortlich gemacht (Jansa & Noguera Urrea, 1990; Platt, 1991; Morad, 1998; Osborne & Swarbrick, 1999; Worden & Burley, 2003). Der Begriff überhydrostatisch bezeichnet dabei eine größere Zunahme des Porenfluiddruck mit der Tiefe, als der hydrostatische Gradient von  $0,173 \text{ (kg/cm}^2\text{)*m}$  (Djunin & Korzun, 2010). Faktoren die zur Bildung abnorm hoher Fluiddrucke führen, sind (nach Djunin & Korzun, 2010 und Wangen, 2010):

- rasche Subsidenz und Kompaktionsentwässerung von Tonsteinen in Wechsellagerung mit Sandsteinen unter Abdeckgesteinen: die damit zusammenhängende Isolation des Fluidsystems bewirkt, dass die Zunahme der Auflast rascher verläuft als die Umverteilung von Druck unter dem Abdeckgestein
- Einengung von isolierten Fluidsysteme durch tektonische Bewegungen
- Fluidzufuhr aus tieferen Formationen in ein lateral und vertikal abgedichtetes System
- Entwässerung von Tonmineralen (Illitisierung und Chloritisierung von Smektit) und weitere wasserfreisetzende chemische Reaktionen (z.B. Gips-Anhydrit)
- Temperatur-Erhöhung, die den Gasdruck erhöht



**Abb. 56:** Druck-Tiefendiagramm: Zunahme des Drucks mit der Tiefe (vereinfachter Fall: identischer Gesteinstyp): Zwischen lithostatischem Druck ( $p_b$ ) und hydrostatischem Druck ( $p_h$ ) liegt der Porenfluiddruck ( $p_f$ ). Annäherung von  $p_f$  an den lithostatischen Druck hat überhydrostatische Drucke zu Folge, die durch Bruchbildung im Deckgestein (hydrofracturing) und Abgabe von Fluiden in Gesteine im Hangenden limitiert werden. Diagramm: Wangen, 2010).



**Abb. 57:** Effekt des Anteils zur Pore exponierter Chlorite und Tonkutane: **L:** undeutliche Inverskorrelation mit dem volumetrischen Anteil an spätem Quarz-Zement; Maximum des Quarz-Zements bei minimaler Klast-Umhüllung mit Chlorit; **R:** möglicherweise Zunahme der Makroporosität mit der Klast-Umhüllung durch Chlorit; späte mechanische Kompaktion verändert möglicherweise den Trend.

Generell sind die Bedingungen durch eine Abdeckung mit Zechstein-Evaporiten, die strukturelle Hochlage und frühe Gasfüllung bereits ab Fallenbildung (Müller, 1990, Müller et al., 1993, Bandlowa, 1998) günstig, um hohe Porenfluiddrucke aufzubauen. Jedoch wird die maximale mechanische Kompaktion bereits in den obersten 0,5 bis 1,5 km Versenkungstiefe erreicht (Worden & Burley, 2003), in denen ein Abdeckgestein (Zechstein) einem hohen Fluiddruck unter dem Abdeckgestein noch nicht standhalten würde. Erreicht der hydrostatische Druck ( $p_{\text{hydr}}$ ) nahezu die Größe des lithostatischen Drucks ( $p_{\text{lith}}$ ) oder die Größe der kleinsten Haupt-Normalspannung ( $<p_{\text{lith}}$ ), kommt es zum Bruch des Abdeckgesteins (= hydrofracturing) und zum Fluidexport in die Formationen im Hangenden (Abb. 56) (Wangen, 2010). Eine Abstützung des Gefüges durch Porenüberdrucke ist für die weitere Versenkungsdiagenese allerdings als sehr wahrscheinlich und auch notwendig anzunehmen, um die geringe mechanische Kompaktion poröser Sandsteine zu erklären. Fraglich ist, ob es bei dem Druckabbau infolge des Entweichens von Porenwasser nach dem seismic-valving-Modell (Burley & Fleisch, 1989; Burley, 1993) zur Setzung poröser Sandsteine kommt, die kurzzeitig ihre Abstützung verlieren.

Ebenfalls gefügeabstützend wirkt das Zementationsmuster in den hier beschriebenen Sandsteinen. Brückenbildende Zemente (Quarz, selten Calcit) und räumlich begrenzte Sedimentkörper, wie Rinnenkörper) sowie eine ungleichmäßig-wolkige Dezementation in Form von fingerförmigen Fluidkanälen könnte an einer gewölbartigen Abstützung des Korngefüges beteiligt sein und eine spätere Kompaktion verringern.

Vielfache Beschreibungen von Chlorit-Kornüberzügen in Sandsteinen belegen, dass späte Zementation durch Chlorit inhibiert wird (Hancock, 1978; Pittman et al., 1992; Ehrenberg, 1993; Hillier, 1994; Bloch et al., 2002), was meist mit der Blockierung von Kristallisationskeimen durch hohe Oberflächenladungen der Chlorite begründet wird (Ehrenberg, 1993; Bloch et al., 2002; Gaupp & Okkerman, 2011). Physikalisch sind Klaster und Porenmedium dabei nicht vollständig getrennt, wie TEM-Untersuchungen von Bilault et al. (2003) zeigen. Inhibition ist

hauptsächlich bei eng verwachsenen, feinkristallinen, meist Mg-reichen Chloriten wirksam (Worden & Morad, 2003), verhindert einen späten Quarzzement allerdings nur dann wirkungsvoll, wenn noch keine Quarzanwachssäume vorhanden sind (Hillier, 1994). In Sandsteinen, deren Chlorite durch Mobilisierung von Ionen aus vulkanischen Lithoklasten gebildet werden, besteht ein Zusammenhang zwischen der Häufigkeit von Lithoklasten und authigenem Chlorit sowie der Porosität (Pittman et al., 1992; Anjos et al., 2003). Pittman (1992) gibt für optimale Porositäten einen Anteil von 10% für Mg-Fe-führende Lithoklasten im Gestein an. Petrographische Beobachtungen und Häufigkeitsdaten dieser Arbeit zeigen, dass höchste Gehalte an porenraumexponiertem Chlorit mit geringen Mengen an spätem Quarzzement verbunden sind (Abb. 57). Geringe Anteile an porenraumexponiertem Chlorit können mit viel oder wenig spätem Quarz verbunden sein, da auch noch andere späte Zemente auftreten (oder mit Quarz um Raum konkurrieren). Je mehr Chlorit enthalten ist, desto größer ist die Porosität und desto stärker wirkt die mechanische Kompaktion (Abb. 57).

Neben Chlorit wirken auch feine Beläge von Bitumen auf den Mineraloberflächen inhibierend auf eine spätere Zementation. So wächst auf Bitumen nukleationsbedingt kein Illit (Hawkins, 1978; Littke et al., 1996). Sulfat- und Karbonatzement, die im Gegensatz zu Quarz ein ölbenetzendes (oil wet) Verhalten zeigen, können prinzipiell weiter wachsen (Worden & Morad, 2003), werden aber nach Littke & Brauckmann (1993) an der Keimbildung gehemmt. Bitumen scheint in den Sandsteinen dieser Arbeit die Inhibition später Zemente durch Chlorit noch zu verstärken, da auch Oberflächen von Klasten und blockige Zemente fein imprägniert sind. So zeigt Bitumen auf Spaltrissen von Karbonat- und Calciumsulfatzement, dass eine späte Rekristallisation dort nicht stattfand. Den Extremfall stellen Proben dar, die stark chloritüberzogene und stark mit Bitumen imprägnierte Klasten enthalten und ihre komplette Makroporosität durch Kompaktion verloren haben (z.B. A-34).

### 6.5.3 Bleichung

#### Gesteinsfarbe, Petrographie, Prozess

Sandsteine dieser Arbeit treten in roten (z.B. 5R4/3) und grauen (z.B. 5Y 6/1) Farbtypen auf die sich anhand ihrer Mineralzusammensetzung unterscheiden lassen. Nach Gruppierung der 26 beobachteten Gesteinsfarben in die sechs Klassen roter, rötlichbrauner, brauner, gelblich und grünlich bis vollständig grauer Sandsteine zeigen sich folgende Unterschiede:

- braune (und teilweise) gelbliche Sandsteine sind dicker mit Bitumen imprägniert
- gelbliche graue Sandsteine enthalten etwa ein Drittel mehr Illit als andere graue Farbstufen, gleichzeitig sind 20% weniger detritische Feldspäte enthalten
- gelbliche und grünliche Sandsteine enthalten ein Viertel mehr Chlorit als braune und graue
- braune Sandsteine zeichnen sich durch intensivere Chloritisierung von Lithoklasten aus
- rote Typen enthalten nur minimal Bitumen, Illit und Chlorit, dafür bedeutend mehr Hämatit, rotbraune Tonklasten und Tonlaminae sowie eine ca. 30% stärkere Imprägnierung von Lithoklasten und Feldspäten mit Hämatit und Titanoxid (Abb. 58)

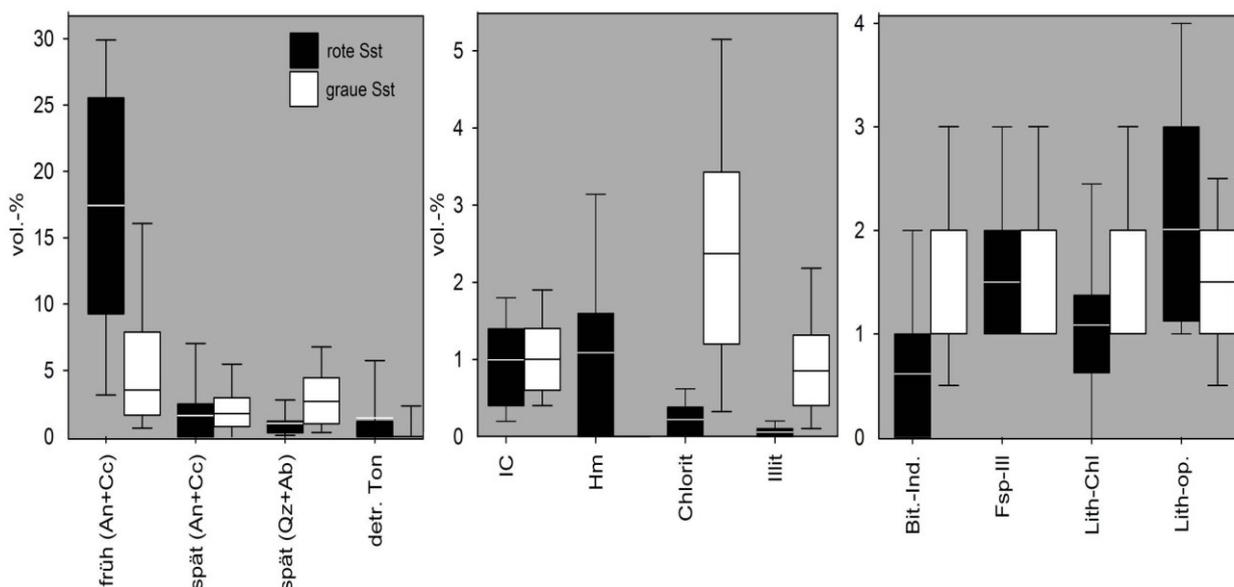
## 6 Diagenese

- intensiv blockig zementierte Sandsteine zeigen bei gleicher Menge an Bitumen, Chlorit und Hämatit hellere Farbtöne als schwach zementierte Sandsteine der gleichen Farbkategorie (z.B. 10YR4/2, 10YR6/2 dark- vs. pale yellowish brown).

Die Bedeutung der Farbtypen liegt in einer raschen Erfassung von Zementation und speicherqualitätsrelevanter Parameter (Bleichung, Zementation, Chloritisierung, Bitumisierung) bereits im Bohrkern und kann mit gängigen Hand-Farbmessgeräten (z.B. Spektrales Photometer COLOR 5, der Firma Pausch Messtechnik GmbH) automatisiert bei der Kernaufnahme gemessen werden, welches den Farb- und Helligkeitstyp direkt angibt. Die Kalibrationen von Farbtypen und Zementation könnte in Zukunft zur Abschätzung von Diageneseeigenschaften und für die Probenauswahl für Labormessungen von Bedeutung sein.

Da die Bleichung von Sandsteinen als qualitätsverbessernder Faktor angenommen wird, sind Sandsteine dieser Arbeit in rote und graue Alterationstypen gegliedert (Abb. 58): graue Sandsteine enthalten im Vergleich zu roten weniger Frühzemente, Hämatit und detritischen Ton bei gleichzeitig mehr spätem Quarz, Albit, Chlorit und Illit. Illitkutinierung und die Illitisierung von Feldspäten sind bei beiden Gruppen gleich stark ausgeprägt. Lithoklasten grauer Sandsteine sind stärker chloritisiert, diejenigen roter Sandsteine stärker mit opaken Eisen- und Titanoxiden pigmentiert (Abb. 58). Die angewandte Bedeutung dieser Zementation ist zum einen in einer erhöhten Porosität und in einer (durch Tonauthigenese) vergrößerten porenraumexponierten Mineraloberfläche zu sehen, welche für Feststoff-Fluidreaktionen (z.B. auch CO<sub>2</sub>) zur Verfügung steht. Späte Zemente (Albit, Quarz) und authigener Illit in Porenhälsen sind dagegen imstande die Permeabilität in gebleichten Sandsteinen herabzusetzen.

Graue Sandsteine enthalten im Gegensatz zu roten Sandsteinen Fe(III)-Oxide nur gepanzert unter Quarzanwachssäumen (z.B. A-64) oder unter frühem Anhydritzement (A-77, A-80, B-18, C-83) sowie innerhalb von Klasten (vgl. Mucnez et al., 1992), nie jedoch zur Pore exponiert oder in Tonkutanen. Letztere sind in roten und grauen Sandsteinen von identischer Form und



**Abb. 58:** Diskriminierung von red bed- und gebleichten Sandsteintypen: **L:** frühe Zemente und detritischer Ton; **M:** Kornüberzüge; **R:** semiquantitative Indizes (von links nach rechts) Bitumenindex, Feldspat-Illitisierung, Chloritisierung und opake Imprägnierung von Lithoklasten.

Größe, Klima, Ablagerungsraum, Verfügbarkeit Fe-reicher Primärminerale sowie Alterationsprozesse dürften jedoch in allen Faziestypen ähnlich, tiefgreifend (einiger Zehnermeter) zu einer primären Rötung geführt haben. Weiterhin sprechen porenumrandende Fe(II)-reiche Chlorite und höhere Fe(II)-Gehalte im Karbonatzement grauer Sandsteine sowie randlich vergrünte (z.B. chloritisierte) Tonlaminen und Zwischenlagen von Tonsteinen (bis 10 cm tief reichend) für eine Mobilisierung von Fe(III)-Phasen durch Reduktion. Die Verteilung grau gefärbter Bereiche, die sich im Dünnschliff und zum Teil sogar im Handstück sichtbar, durch Sekundärporosität (insbesondere durch die Lösung früher Zemente), Tonauthigenesen und Festbitumen auszeichnen, erscheint wolkig bis fingerförmig und ist häufig an der stratalen Geometrie (Feinschichtung, Lamination, Schrägschichtung) orientiert. Graue Bereiche werden durch Tonlaminen begrenzt. Sandsteine mit mehr tonig-siltigem Detritus sind rot, was auf einen Zusammenhang zwischen Paläo-Permeabilität und (Ent)Färbung hinweist. Die gemeinsame Betrachtung von Fluidfluss und Eisenreduktion lässt daher auf eine chemische Bleichung ursprünglich roter Sandsteine schließen (vgl. [Muech & Viaene, 1992](#); [Surdam et al., 1993](#); [Beitler et al., 2003, 2005](#); [Schöner & Gaupp, 2005](#)).

Die Mobilisierung von immobilisierten Fe(III)-Oxiden ist entsprechend ihrer thermodynamischen Stabilität (Phasendiagramm: [Drever, 1997](#)) durch zwei Prozesse möglich. Reduktiv lässt sich Fe(III) bei sauren bis neutralen Bedingungen, zu mobilem Fe(II) überführen. Eine deutliche Herabsetzung des pH-Werts führt ebenfalls zur Eisenmobilisierung. Nicht berücksichtigt sind die Komplexbildung und Chelatisierung, die insbesondere bei organischen Liganden zu einem veränderten Lösungsverhalten führen.

### Räumliche Verteilung der Bleichung

Im Reservoir-Maßstab betrachtet verändert sich die Bleichung mit der Distanz vom Abdeckgestein: Kern C zeigt im Intervall bis 200 m unterhalb der Zechsteinbasis eine moderate und darunter nur noch eine sehr schwache Bleichung, geringe Makroporosität und braune Gesteinsfarben. Ein Störungsbezug von Bleichung und authigenen Neubildungen (z.B. [Deutrich, 1993](#); [Platt, 1993](#)) ist aufgrund der Position der Kerne nicht nachweisbar. Ein regelmäßiger Wechsel von Speicher- und Barrieregesteinen sowie horizontbeständig ähnliche Dezementation und Tonauthigenese lässt eher auf stratiformen Fluidfluss während der Bleichung schließen (vgl. [Kapitel 9 auf S. 170 ff.](#)).

Die Verteilung der Bleichung wird durch die sedimentäre Fazies beeinflusst (vgl. [Abb. 63](#)). Der Anteil gebleichter Sandsteine steigt mit abnehmendem Gehalt an Ton, Silt sowie frühen Anhydrit- und Quarzzementen, die eine Dezementation wahrscheinlich behindert haben. In der Reihenfolge trocken-äolischer (79%), fluviatiler (62%), feuchter und nasser Sandebenenfazies (38%) sinkt der Anteil gebleichter Sandsteine. Dünne Sandsteinpakete (<2 m Mächtigkeit) sind im Mittelteil stärker und an Top und Basis, schwächer gebleicht (rote Farbtypen). Sandsteinpakete von 2-4 m Mächtigkeit weisen poröse Basis und Mittelteile und stärker zementierte, rote Top-Abschnitte auf. Keinen erkennbaren Trend zeigen dagegen >4m mächtige Pakete, die wahrscheinlich durch Stapelung sehr unterschiedlicher Faziestypen entstehen (vgl. [Abb. 93 auf S. 184](#)).

Im Handstück- und Dünnschliffmaßstab lassen sich unterschiedliche räumliche Bleichungsmuster erkennen ([Tafel 1 im Anhang auf S. A2](#)): Massige, tonfreie, gut sortierte Sandsteine sind meist sehr gleichmäßig gebleicht (z.B. A-30, A-44, A-61, A-64), während Tonlaminen der

feuchteren Faziestypen häufig als trennende Elemente zwischen gebleichten und roten Bereichen wirken. Auch bevorzugte Zementation von Calcit entlang bitumierter Tonlaminaen wird beobachtet (z.B. A-42). Sind frühe Zemente an bestimmte Lagen gebunden, so greifen poröse Bleichungszonen von unten in die zementierten Bereiche hinein (A-41, A-80, A-81). Als Endglied dieser Entwicklung können laminierte Sandsteine durchgreifend dezementiert sein

(A-37, A-46, A-47, A-48). In massigen Sandsteinen sind die Grenzen dezementierter Bereiche wolkig und unabhängig zur Schichtung angeordnet (z.B. A-28). Je nach Orientierung oder Schnittlage von Probe und gebleichtem Bereich, sind auch Bleichungsbänder zu beobachten (A-40, A-78), was auf bevorzugte Fluidmigrationswege oder Fluidkanäle hinweisen könnte (Garden et al., 2001). Hämatit innerhalb von Lithoklasten ist nach dem Auflichtbefund auch in gebleichten Sandsteinen durchaus erhaltungsfähig (Proben A-42; C-73; C-83).

### Zeitliche Eingrenzung von Bleichungsphasen

**a)** Aus petrographischer Beobachtung von Sekundärporosität, Mineralverwachsung und dem Bildungszeitpunkt von Fe(II)-Mineralen lassen sich zwei Bleichungsphasen ableiten. Die erste Bleichung fand während der frühen Mesodiagenese nach der Lösung von Frühzementen statt. Fe(III) wurde reduziert und in Chlorit eingebaut. Eine Vergesellschaftung von Chlorit, Calcit und Albit bei gleichzeitigem Fehlen von Feldspatlösung, Kaolin-Neubildung und frühem Bitumen lässt auf eine alkalische Bleichung schließen. Hinweise auf den Einfluss organischer Säuren und flüssiger Kohlenwasserstoffe, die dem widersprechen würden, gibt es nicht. Eine fehlende frühe Ölmigration kann durch überreife Muttergesteine erklärt werden (thermische Modellierung auf S. 133 ff.).

**b)** Wesentlich später in die Diageneseabfolge einzuordnen ist eine Imprägnierung von Oberflächen mit Festbitumen und eine lokal ausgebildete Feldspatlösung, die als späte Bleichung interpretiert werden kann. Diese ist direkt oder indirekt im Zusammenhang mit der Migration von Kohlenwasserstoffen zu sehen und fand unter sauren Bedingungen statt. Innerhalb der spät gelösten Klasten bildeten sich Quarz, Albit und Apatit, teilweise auch Titanoxide.

### a) Prä-Chlorit-Bleichung der frühen Mesodiagenese

Eine Mineralparagenese mit Fe(II)-Phasen und eine fehlende Anlösung von Klasten weisen auf eine reduktive Fe(III) Mobilisierung ohne Beteiligung von Säuren und Kohlenwasserstoffen hin. Stark alkalische Bedingungen sind auszuschließen, da sich kein Magnetit gebildet hat (Stabilitätsdiagramm: Drever, 1997) und Quarzzemente nicht angelöst sind. Um neutrale bis schwach alkalische Bedingungen zu erreichen ist ein gut eingestelltes Mischungsverhältnis von Säure und Base in Verbindung mit einem Puffer erforderlich (z.B. Karbonat). Eine starke Base scheint neben  $(OH)^-$  (pKb: 0,00) und  $HCO_3^-$  (pKb: 7,48) das in Kap 6.5.1 diskutierte  $NH_3$  (pKb: 4,75) bzw.  $NH_4^+$  zu sein (vgl. Abb. 54), welches zusätzlich reduzierend wirkt. Mehrere Verbindungen kommen im vorliegenden Fall in Frage, Fe(III) zu reduzieren.

1. Im Erdgas auftretendes H<sub>2</sub>S (pKs: 6,92) ist eine mittelstarke Säure und das HS<sup>-</sup>-Ion (pKb: 7,08) eine mittelstarke Base. Beide dürften aufgrund der hohen Elektronegativität des Schwefels imstande sein, Fe(III) zu reduzieren.



im sauren Milieu wäre auch möglich:



oder mit teilweise oxidierten gasförmigen S-Verbindungen:



2. Sofern organische Verbindungen wie CH<sub>3</sub>COOH (pKs: 6,92) in Lösung vorliegen, wird die Löslichkeit von Fe(III) erhöht, indem Koordinationsverbindungen mit organischen Liganden eingegangen werden (Jackson et al., 1978). Hierbei werden divalente Ionen (Fe, Mg) bevorzugt von organischen Säuren komplexiert (Fein, 1991; Fein & Hestrin, 1994; Meier, 2011)



analog mit drei Carboxylat-Liganden und Fe<sup>3+</sup> (Meier, 2011) oder:



3. Die Reduktion von Fe(III) durch Methan selbst, scheint bei den gegebenen Temperaturen (ca. <150°C) noch kinetisch gehemmt zu sein und würde damit sehr lange Zeiträume in Anspruch nehmen (Chan et al., 2000; Parry et al., 2004). Experimente zeigen, dass die ähnlich ablaufende Sulfatreduktion durch gasförmige Kohlenwasserstoffe selbst bei mehreren hundert Grad extrem langsam abläuft (Kiyosu et al., 1990).

4. Fe(III)-Reduktion durch Mikroorganismen, von denen thermophile Arten bis 120°C aktiv sind (Lovley, 1991), ist prinzipiell nicht auszuschließen aber für den höheren Temperaturbereich bisher kaum untersucht.

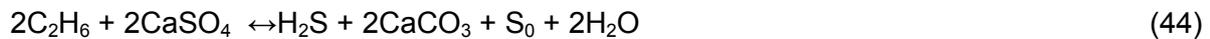
5. Reduktion von Fe(III) kann im Zusammenhang mit thermochemischer Sulfatreduktion (TSR) stattfinden (Dixon et al., 1989; Surdam et al., 1993) was experimentell nachgewiesen wurde (Shebl & Surdam, 1996). Hinweise auf TSR in den Sandsteinen dieser Arbeit sind Lösungsmerkmale im direkten Kontakt von Bitumen und Anhydrit (Abb. 60) sowie die Verdrängung von Anhydrit durch später gebildeten Calcit. Sulfidminerale, die sich nach Machel (2001) bilden können, werden nicht beobachtet. TSR erfordert, wie die Fe(III) Reduktion allein, ein Reduktionsmittel und bedingt durch kinetische Hemmung hohe Mindesttemperaturen von 100-140°C (Machel, 2001) oder 120-145°C (Bildstein et al., 2001). Temperaturen dieser Größenordnung wurden im Speichergestein erst deutlich nach der Chloritbildung, während des jurassischen Versenkungsmaximums, erreicht so dass eine Beteiligung von TSR an einer frühen Bleichung nicht in Frage kommt. Sie kann jedoch für eine späte Klastlösungsphase (und Bleichung) in Betracht gezogen werden. Ist H<sub>2</sub>S das Reduktionsmittel, so wäre folgende Reaktion denkbar:



Entsprechend ihrer S und C-Isotopendaten beschreiben [Worden & Smalley \(1996\)](#) folgende drei Reaktionen:



Bevorzugt dienen jedoch höhere (gasförmige) Homologe als Reduktionsmittel, wobei elementarer Schwefel nur als transiente Phase gebildet wird:

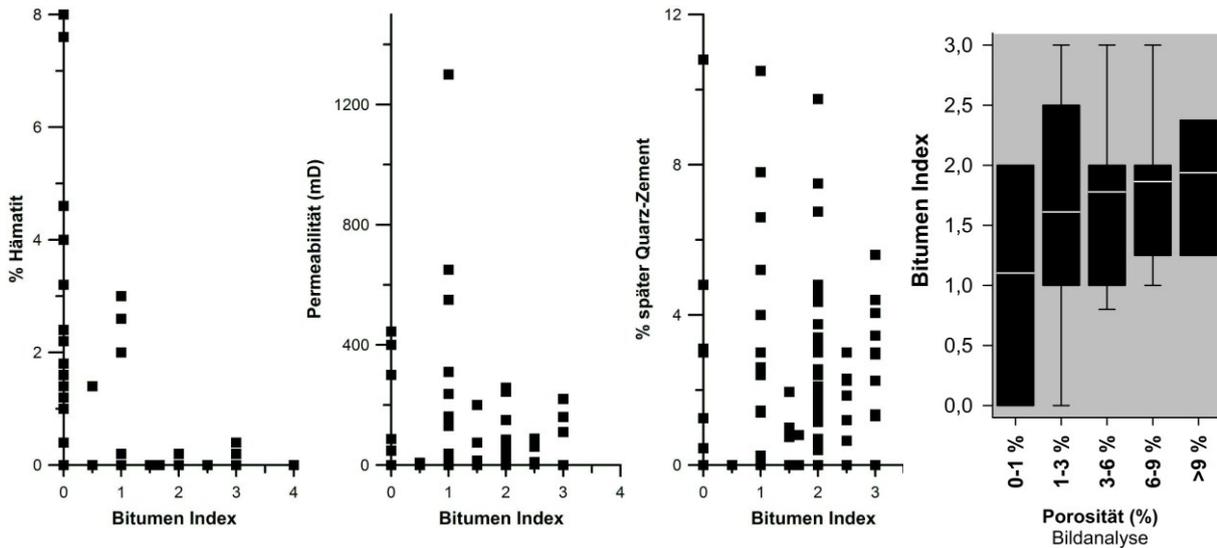


Hinweise, dass flüssige Kohlenwasserstoffe, welche meist als Ursache für Bleichung und TSR genannt werden, in Kontakt mit den Sandsteinen kamen, gibt es hier keine (vgl. [Burley, 1984](#); [Surdam et al., 1989](#); [Surdam et al., 1993](#); [Machel, 2001](#); [Parry et al., 2004](#); [Beitler et al., 2003, 2005](#)).

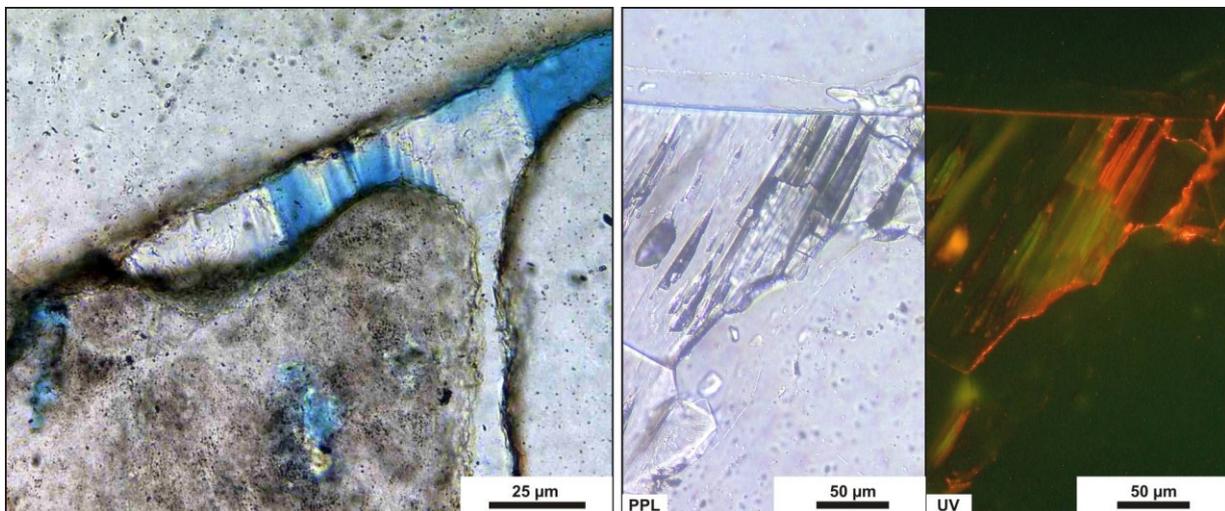
### b) Bezug von Bitumen zur KW-Migration

Festbitumen kommt in grauen Sandsteinen in Form von äußerst dünnen (<1 µm), grünlich-braune Beläge und Schleier auf porenzugewandten Mineraloberflächen vor, insbesondere auf Chloritplättchen der tangentialen und subtangentialen Kornüberzüge. Fluoreszenz im UV-Licht wurde in keiner Probe beobachtet. Tiefschwarz gefärbt sind feine Tonlaminae (<1 µm) und feinste Staubhäutchen (maximal wenige 100 µm) innerhalb poröser Sandsteine durch Imprägnierung mit Bitumen ([Abb. 60](#); [Tafel 6 im Anhang auf S. A8](#)). Opake Bitumenschwarten mit Trockenrissen (vgl. [Deutrich, 1993](#)) und streifige, nicht an Tonlaminae gebundene Bitumisierung (vgl. [Gaupp et al., 2005](#)), tritt nicht auf. Glatte Mineraloberflächen (Quarz, Anhydrit, Calcit-Zement) sind nicht mit Bitumen imprägniert. Ausgenommen sind Spaltrisse von Calcit und Anhydrit (vgl. [Platt, 1991](#)). Zementnester ohne Bitumen sind früh zementiert (z.B. Cc1, An und auch Cc2) und führen zu hell- und dunkelgrauer Fleckung (vgl. [Brauckmann & Littke, 1989](#)). Zementation während einer Kohlenwasserstoffmigration ([Littke, 1993](#)) ist auszuschließen. Im Bezug auf den bei [Gaupp et al. \(2005\)](#) angewandten Bitumenindex (B1: dünne Schleier, B2: Imprägnierung von Tonmineralen, B3: porenfüllende Schwarten) liegen poröse Proben vorwiegend im Bereich B1 und wenn Tonlaminae imprägniert sind bei B2. Zur Visualisierung von Unterschieden wird daher ein eigener vierstufiger Bitumenindex (0 = kein Bitumen, 1,5 = B1, 3,0 = B2) verwendet. Der Grad der Bitumisierung zeigt folgenden Bezug zu Petrographie und Speicherqualität (vgl. [Abb.59](#)):

Bitumisierung und Hämatit treten nur dann gemeinsam auf, wenn Hämatit gepanzert vorliegt. Davon abgesehen geht ein Bitumenindex >0 mit 0% Hämatit einher und umgekehrt ([Abb. 59](#)). Die höchste Permeabilität ist nicht mit dem höchsten Bitumenindex verbunden. Allerdings steigt der Bitumenindex in gering porösen (grauen) Sandsteinen mit der Porosität und ist wahrscheinlich von der Paläo-Permeabilität abhängig (vgl. [Brauckmann & Littke, 1989](#); [Gaupp et al., 2005](#)). Maximale späte Quarzzementation tritt nur bei minimaler Bitumisierung auf ([Abb. 59](#)). Weitere Zusammenhänge sind nicht zu erwarten, da der Bitumen-Niederschlag erst spät in der Diageneseabfolge nach der Hauptphase der späten Zementation stattfindet.



**Abb. 59:** Zusammenhang zwischen Bitumen-Imprägnierung von Porenoberflächen in gebleichten Sandsteinen: **L:** ambivalentes Auftreten von Bitumen und Hämatit; **M:** kein Zusammenhang mit der heutigen Permeabilität; maximale Permeabilität jedoch nur bei geringer Bitumisierung; **MR:** Bitumisierung beeinflusst die späte Quarz-zementation nicht negativ; **R:** Anstieg des durchschnittlichen Bitumenindex mit der Makroporositätsklasse.



**Abb. 60:** Festbitumen und Anhydritzement in direktem Kontakt: **L:** Anhydrit im Kontakt zu bitumisierten Chlorit-Kornüberzügen deutlich angelöst, möglicherweise im Zusammenhang mit Sulfatreduktion, **R:** Bitumen als braune Beläge auf den Spalttrissen von Anhydrit ohne erkennbare Reaktion; rote Fluoreszenz im UV-Licht deutet auf Festbitumen hin (Kunstharz: grün); Rekristallisation der Sulfatzemente durch Hydrophobierung unterbunden.

Chemisch handelt es sich bei Bitumen um ein Gemisch fester organischer Polymere (Asphalten, Harze, Kohlenwasserstoffe) die in organischen Lösungsmitteln (z.B.  $\text{CS}_2$ ) löslich sind (Killops & Killops, 1997). Bitumen kann sich durch Niederschlag von Asphaltene bei der Lösung leichter Kohlenwasserstoffe (C1-C6) in Öl bilden (Ehrenberg et al., 1995; Killops & Killops, 1997). Asphaltene und Harze mit schwach ausgebildeten polaren Eigenschaften werden dabei von geladenen Mineraloberflächen angezogen (Shebl & Surdam, 1996; Killops & Killops, 1997). Möglicherweise bewirkt ölbenetzendes (oil wet) Verhalten von Chloriten (Worden & Morad, 2003), dass sich organische Verbindungen dort bevorzugt niederschlagen. Weiterhin bleibt beim thermischen Cracken von Öl zu Gas im Speichergestein ein fester Rückstand zurück (Brauckmann & Littke, 1989; Littke et al., 1996). Daneben kann sich Bitumen durch

Biodegradation flüssiger Kohlenwasserstoffe bilden (Machel, 2001). Im Falle der Sandsteine dieser Arbeit handelt es sich jedoch um einen Erdgasspeicher ohne nachweisbare frühe Ölmigrationsgeschichte oder Biodegradation. Wahrscheinlich ist ein Niederschlag von organischen Verbindungen (z.B. Asphaltene), die im Gas gelöst sind. Alternativ ist Bitumen-Niederschlag als Nebenprodukt der thermochemischen Sulfatreduktion (TSR) möglich. TSR-bezogen entsteht Bitumen durch Polymerisation höherer Homologe (>C<sub>1</sub>) des Erdgas (Machel, 2001). Feste Rückstände die hier entstehen sind petrographisch nicht von Bitumen aus Asphalt-Niederschlag unterscheidbar (Curiale, 1985). Hinweise auf TSR geben jedoch zeitgleich gebildeter Calcit oder Sulfidminerale in Paragenese mit Bitumen (Stasiuk, 1997).

### 6.5.4 Chemische Zusammensetzung des Gesamtgesteins

Die chemische Zusammensetzung einzelner Sandsteinproben dient als unabhängige Methode der Gesteinsklassifikation (vgl. Abb. 23 auf S. 46) und Diskriminierung roter und grauer Sandsteine. Zusammenhänge zwischen Mineralphasen und Elementen (Tab. A7 im Anhang auf S. A76) zeigen dass starke Korrelationen (>0,90) nicht auftreten, was auf den Einbau der Elemente in jeweils mehrere Minerale (z.B. Ca in Calciumkarbonat und Calciumsulfat) und auf die Fehlergrenzen der petrographischen Methode bezogen wird. Ca und Sr korrelieren positiv mit Calciumsulfat (Anhydrit + Gips), jedoch nicht mit Calcit. Mäßig gut ist der Zusammenhang zwischen Al und Chlorit, Illit (positiv korreliert) und Anhydrit (negativ korreliert). Ein Zusammenhang zwischen Al und Tonmatrix besteht nicht. Fe korreliert weder mit Vulkanitklasten (mit Eisengehalten von 3-5% nach Benek et al., 1996) oder Lithoklasten (generell), noch mit der Tonmatrix. Innerhalb der roten Sandsteine korreliert Fe jedoch moderat gut mit Hämatit. K korreliert am besten mit authigenem Illit (+ILK), nicht jedoch mit detritischem Feldspat oder Lithoklasten. Mg korreliert mit keiner authigenen Phase und Mn positiv mit Calcit. Letztgenannter Zusammenhang ist nur schwach, was mit der Mehrphasigkeit Mn-armer und Mn-reicher Calcite, sogar innerhalb einzelner Poikiloblasten zu begründen ist (vgl. Kap. 6.2.1 auf S. 64). Na korreliert schlecht mit Albitzement oder detritischem Plagioklas, jedoch gut mit Quarzzement, welcher regelmäßig zusammen mit Albit auftritt.

Ebenfalls auffällig ist die geringe Korrelation von Ba mit dem Anteil an Barytzement (<0,5 Vol.-%). Dies zeigt wie groß der relative Fehler der Pointcount-Methode bei sehr geringen Häufigkeiten wird. Besser ist der Zusammenhang zwischen Ba und Illit oder Chlorit (positiv korreliert), die gemeinsam in hoch porösen Sandsteinen auftreten. Erwähnenswert sind eine moderat gute Korrelation von Zn, Ni, Th mit mafischen Vulkanitklasten und eine Korrelation von Cu mit detritischem Kalifeldspat und Plagioklas. Keine Zusammenhänge zur petrographischen Zusammensetzung zeigen: Mg, P, Ti, Cs, U, V, Cr, Co, Zn und Ni.

Zusammenfassend können folgende Elemente und Mineralphasen zugeordnet werden:

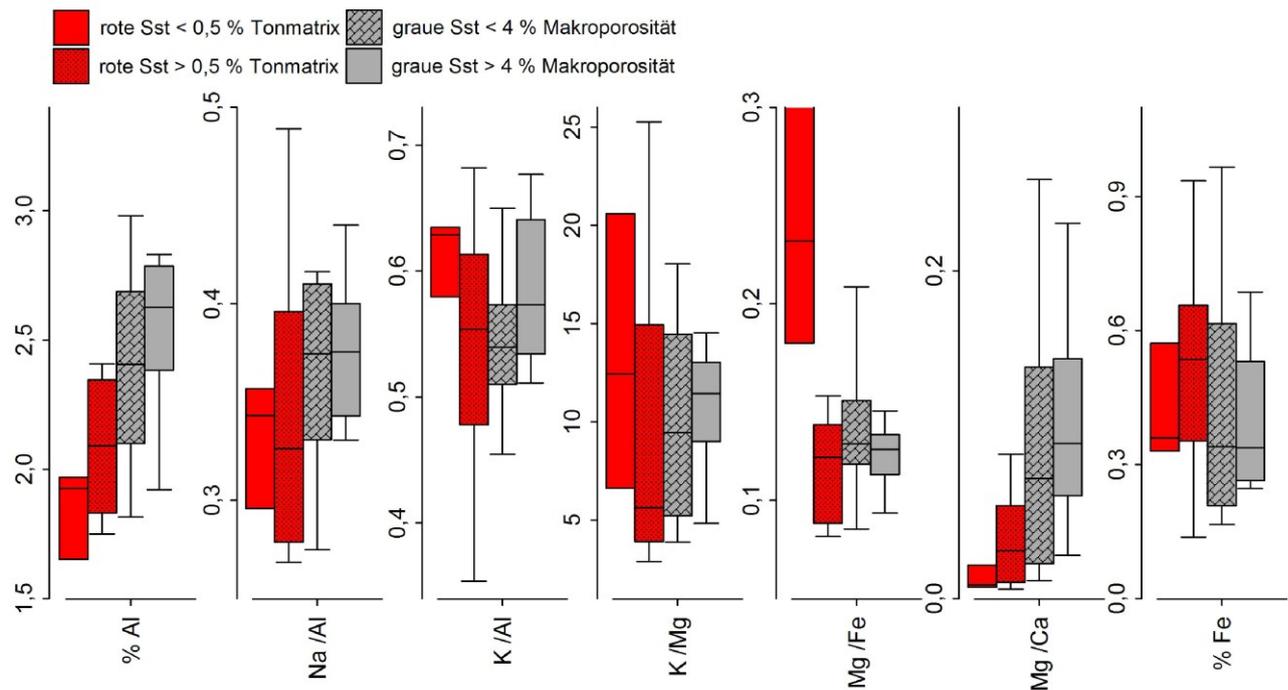
- Ca: Calciumsulfat, (Calciumkarbonat)
- Sr: Calciumsulfat
- Al: Chlorit, Illit (detritische Feldspäte, Vulkanitklasten)
- Fe: Hämatit
- Mn: Calciumkarbonat
- Ba: Baryt
- Zn, Ni, Th: mafische Vulkanitklasten
- Cu: detritischer Kalifeldspat

Die Verteilung weiterer Elemente ist nur aus der petrographischen Beschreibung und nicht über streng quantitative Zusammenhänge möglich

- Na: Albitzement, (albitisierter) Plagioklas (und Kalifeldspat)
- Ti: detritischer Rutil, authigener Anatas (und Rutil)
- Si: Quarzklasten, Quarzzement (generell: Silikatminerale)
- Mg: Chlorit (in Karbonatzement nur in Spuren)
- Fe: Chlorit, chloritisierte Klasten, ILK, mafische Vulkanitklasten
- Sr: Baryt (in Karbonatzement nur in Spuren)

Innerhalb einer Korrelationsmatrix der Haupt- und einiger Spurenelemente zeigen sich folgende signifikant positive Korrelationen (+) und negative Korrelationen der Elemente untereinander (-):

- (+) K-Al, Na-Al, P-Al
- (+) Fe-Mg
- (+) Sr-Ca
- (+) Fe-V, Fe-Cr, Fe-Ti
- (+) Ti-V, Ti-Cr, Ti-Fe
- (+) Ni-Co, Ni-Zn
- (+) Al-Zn, Al-Th
- (-) Ca-Al, Ca-Na, Ca-K, Ca-Ba
- (-) Sr-Ba

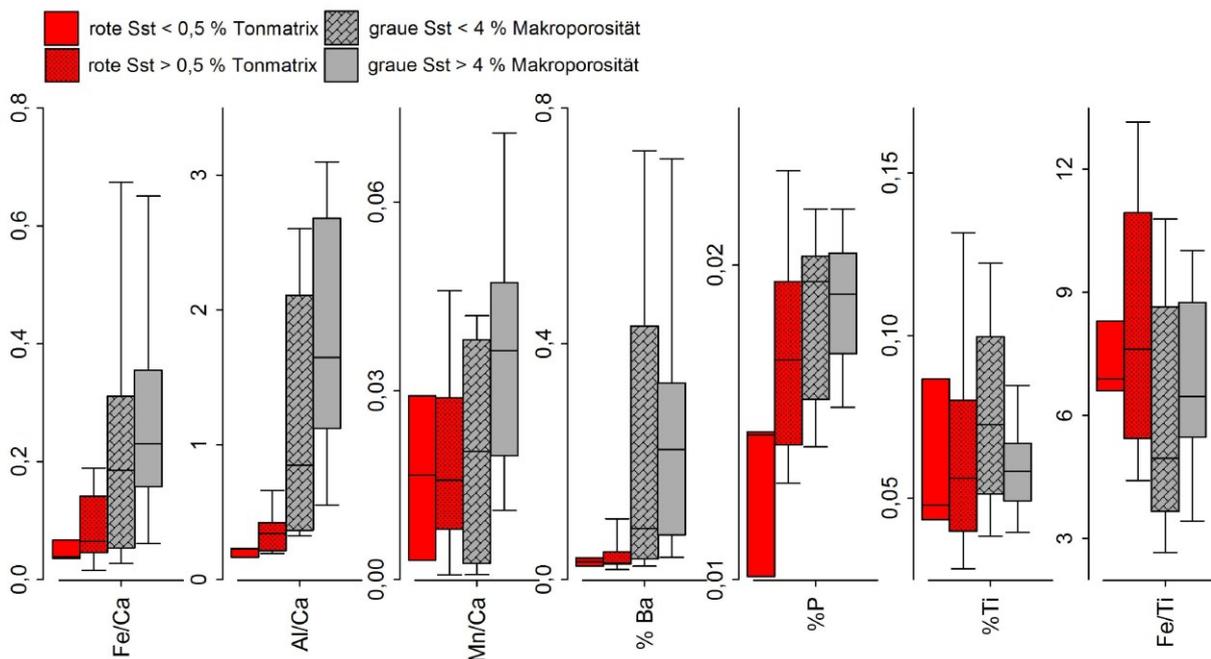


**Abb. 61:** Element-Konzentration und Element-Verhältnisse der Gesamtgesteins-Zusammensetzung (I): mögliche Interpretation: **Al**: (Tongehalt + Feldspatgehalt), **Na/Al**: (Albitzement + Na-Plagioklas), **K/Al**: (Illitgehalt + Kalifeldspatgehalt + Tonmatrix) **K/Mg**: (Illit + Kalifeldspatgehalt)/(Mg-Chlorit), da Karbonate nahezu Mg-frei sind, **Mg/Fe**: (Chlorit + Hämatit), **Mg/Ca**: Chlorit/(Anhydrit + Calcit), **Fe**: (Chlorit + Hämatit) vgl. Mg/Fe; ICP-Messungen: D.Pudlo.

Die Korrelation P-Al beruht möglicherweise auf feinverteiltem Apatit in Toninfiltraten (z.B. Tonkutanen vgl. S 82 ff.), der Zusammenhang Fe-V, Fe-Cr, Fe-Ti weist auf das Auftreten weiterer Oxide oder Substitution von Übergangsmetallen in Eisenoxiden hin. Nach gleichem Schema lassen sich die Korrelationen von V, Cr und Fe mit Ti erklären. Negative Korrelation von Ca mit Al, Na, K und Ba lässt auf die Ambivalenz von Calciumsulfat, Calciumkarbonat und weiteren authigenen Phasen schließen, die sich spät in porösen Sandsteinen bilden. Ambivalent ist auch Sr und Ba verteilt, was als bevorzugtes Auftreten von Sr in früh gebildeten Mineralen (Anhydrit oder Gips) und Ba in spät gebildetem Baryt interpretiert wird. Elemente die positiv mit Al korrelieren, könnten in Tonmineralen häufig sein oder mit diesen vergesellschaftet sein: K und P korrelieren stark, Na, Ti, Ba, (Pb, Th, V, Zn, Ni) korrelieren schwach. Dies ist in dieser Arbeit von Bedeutung, da Tonminerale die überwiegenden zum Porenraum exponierten und damit reaktiven Oberflächen darstellen.

### Diskriminierung roter und grauer Sandsteine

Im Bezug auf ihre mittleren Konzentrationen, enthalten gebleichte Sandsteine mehr Al, K, Na, P, Ba und einige Spurenmetalle wie Ni, Zn und V bei gleichzeitig weniger Ca und Sr. Um die Effekte von Tonmatrix und Porosität mit den Unterschieden in der chemischen Zusammensetzung in Verbindung zu bringen, werden im Folgenden matrixarme und matrixreiche (Grenze 0,5%) rote Sandsteine mit gering- und hochporösen, gebleichten Sandsteinen (Grenze 4% Makroporosität) verglichen (Abb. 61 und 63): graue Sandsteine sind Al-reicher als rote und zeigen geringere K/Al-Verhältnisse. Geringe K/Al, K/Mg, Mg/Fe-Verhältnisse der matrixreichen roten Sandsteine, weisen auf Matrixzusammensetzungen reich an Chlorit und arm an Illit hin. Auffällig ähnlich sind die durchschnittlichen Fe-Gehalte in matrixarmen roten und grauen



**Abb. 62:** Element-Konzentration und Element-Verhältnisse der Gesamtgesteins-Zusammensetzung (II): mögliche Interpretation: **Fe/Ca:** (Hämatit + Chlorit)/(Calcit + Anhydrit), **Al/Ca:** Tongehalt/(Cc + An), **Mn/Ca:** Mn-Calcit/(Cc + An); **Ba:** Baryt, **P:** Apatit(authigen + detritisch), **Ti:** Titanoxide (authigen + detritisch), **Fe/Ti:** (Hämatit + Chlorit)/Titanoxid; ICP-Messungen: D.Pudlo.

Sandsteinen, die in matrix-führenden Sandsteinen um die Hälfte erhöht sind (Abb. 61). Fe/Ca und Al/Ca-Verhältnisse sind in gebleichten Sandsteinen höher durch weniger Ca-Zement. Mn/Ca ist in gebleichten Typen geringer als in matrixreichen Sandsteinen. Da Mn nur in Karbonatzement auftritt ist das Mn/Ca-Verhältnis stellvertretend für das Calcit/Anhydrit-Verhältnis zu sehen. Weiterhin sind das Na/Al-Verhältnis und die Konzentrationen von Ba, P und Ti in gebleichten Sandsteinen größer als in roten. P und Ti steigen mit dem Matrixgehalt. Hochporöse gebleichte Sandsteine zeichnen sich durch mehr Al und erhöhte K/Al und K/Mg Verhältnisse aus, was auf höhere Illit/Chlorit-Verhältnisse oder alternativ auf K-reiche Feldspat- und Lithoklasten schließen lässt. Mg/Ca, Al/Ca und Mn/Ca steigen mit der Porosität durch weniger Zement, wahrscheinlich auch durch mehr Chlorit und weniger Anhydrit in den hochporösen grauen Sandsteinen. Besonders deutlich erhöht ist Ba in den porösen Sandsteinen. Unabhängig von der Porosität sind Na/Al und Mg/Fe-Verhältnisse (Abb. 62).

#### Interpretation:

Ca kann als Maß für die Zementation und Zementlösung angesehen werden. Auffällig ähnliche Fe-Konzentrationen in allen matrixarmen Sandsteinen weisen auf eine in situ Fe(III)-Reduktion und den Einbau in Fe(II)-Phasen (Chlorit, Calcit) im gleichen Gestein hin. Erhöhte Fe-Gehalte in matrixreichen Sandsteinen zeigen entweder, dass Fe vorwiegend in der Matrix auftritt (und Kutane damit nur wenig zum Fe-Gehalt beitragen) oder Tonmatrix das Eindringen von bleichenden Fluiden stärker behindert als porenfüllende Zementation allein. Ein Ansteigen von Na, Ba, P und Ti mit der Porosität weist auf späte Albit, Baryt, Apatit und Anataszementation hin, wobei der Grad der Zementation möglicherweise mit dem Fluidvolumen pro Zeit in Verbindung steht. Als Ionenspender dienen wahrscheinlich Vulkanoklasten. In diesen Zusammenhang sind auch authigene Neubildungen von SEE-Karbonatmineralen zu stellen.

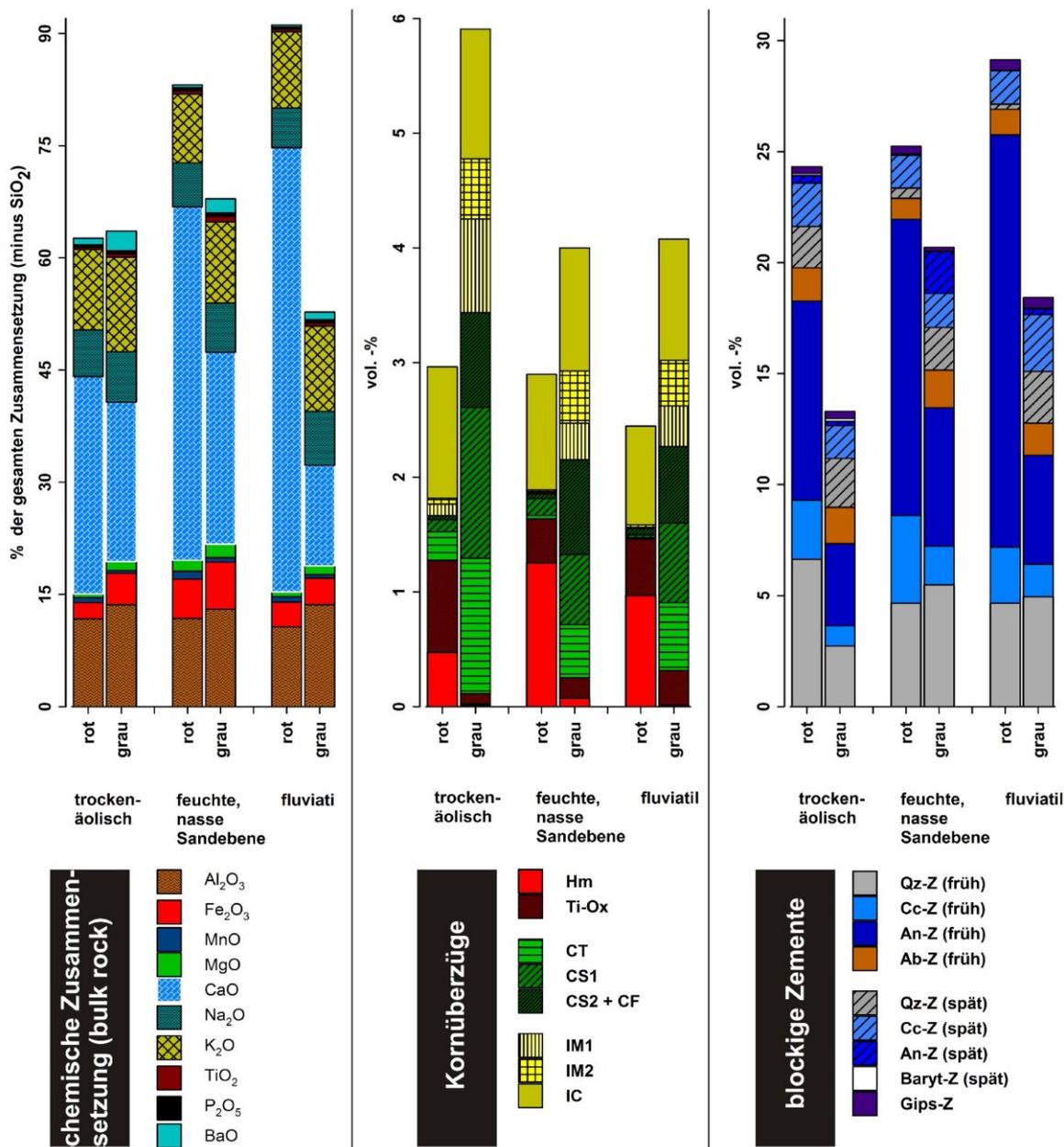
#### Effekte der Bleichung innerhalb der drei Faziesklassen

Die beschriebenen Unterschiede roter und grauer Sandsteintypen sind generell in allen drei Faziesgruppen zu erkennen (Abb. 63). Trocken-äolische Sandsteine enthalten im gebleichten Typ mehr Fe, Mg, K und Al als im roten Typ, Sandebenenfazies und fluviatile Fazies bedeutend mehr Ca und eine größere Ca-Differenz roter und grauer Typen. Sandebenenfazies sind in allen Farbtypen Fe-reicher, wobei der Al-Gehalt trotz Tonmatrix nicht erhöht ist. Die Betrachtung der blockigen Zemente ergibt, dass die Differenz der Zementmenge zwischen roten und grauen Sandsteinen sowie die absolute Zementmenge der grauen Sandsteine von trocken-äolischen über fluviatilen zu Sandebenenfaziestypen abnehmen. Frühe Quarz-, Karbonat- und Calciumsulfatzemente sind in trocken-äolischen Fazies seltener, sogar in den roten Sandsteinen dieser Gruppe. Rote fluviatile Sandsteine enthalten sehr viel Anhydritzement und graue Sandsteine mehr späte Zemente (Cc2, Qz2+3). Kornüberzüge sind in grauen Typen trocken-äolischer Sandsteine um ein Drittel häufiger als in anderen Typen (Abb. 63). Ansonsten liegen die Häufigkeiten der Kornüberzüge in grauen wie auch in roten Typen auf jeweils ähnlichem Niveau. Titanoxide und insbesondere Eisenoxide sind in allen grauen Sandsteinen seltener als in roten. Die Häufigkeit der Eisenoxide in roten Sandsteinen nimmt von Sandebenen über fluviatile- zu trocken-äolischer Fazies ab, die Häufigkeit der Titanoxide in gleicher Reihenfolge zu.

#### Interpretation:

Unterschiedliche Gehalte an frühen Zementen und Ca-Gehalte in den roten Sandsteinen lassen sich durch die unterschiedliche Höhe des Grundwasserspiegels in feuchten und tro-

ckenen Faziestypen erklären. Betrachtet man die roten Alterationszustände eines Faziestyps als den Endzustand der Eodiagenese, so zeigen primär schwächer zementierte trockene Faziestypen eine intensivere Lösung von Ca-Zementen als primär stark zementierte Typen. Primär gute Fazies werden durch Dezementation hinsichtlich der Porosität noch verbessert. Die erhöhte frühe Quarzzementation und hohe Anteile an Kornüberzügen weisen auf gute Paläo-Durchlässigkeiten hin. Die Häufigkeit der Ti und Fe-Oxide scheint an die Verfügbarkeit von Ti und Fe aus bestimmten Lithoklasten gebunden zu sein. Wahrscheinlich steigt der Titangehalt mit dem Lithoklastgehalt und der Korngröße, welche beide in der Reihenfolge von Sandebenen über fluviatile Fazies bis zur trocken-äolischen Fazies ansteigen. Der Fe-Gehalt in den feuchten Faziestypen hängt möglicherweise mit der Nähe zum Grundwasserspiegel und mit der damit zusammenhängenden Intensität der Verwitterung eisenreicher Primärminerale zusammen.



**Abb. 63:** Unterschiede roter und grauer Sandsteine innerhalb der drei Fazies-Assoziationen: Stapelung der jeweils durchschnittlichen Anteile; **L:** chemische Zusammensetzung des Gesamtgesteins; **M:** Kornüberzüge; **R:** blockige Zemente (Zemente und Kornüberzüge normiert auf 100% Festphase); ICP-Messungen: D.Pudlo.

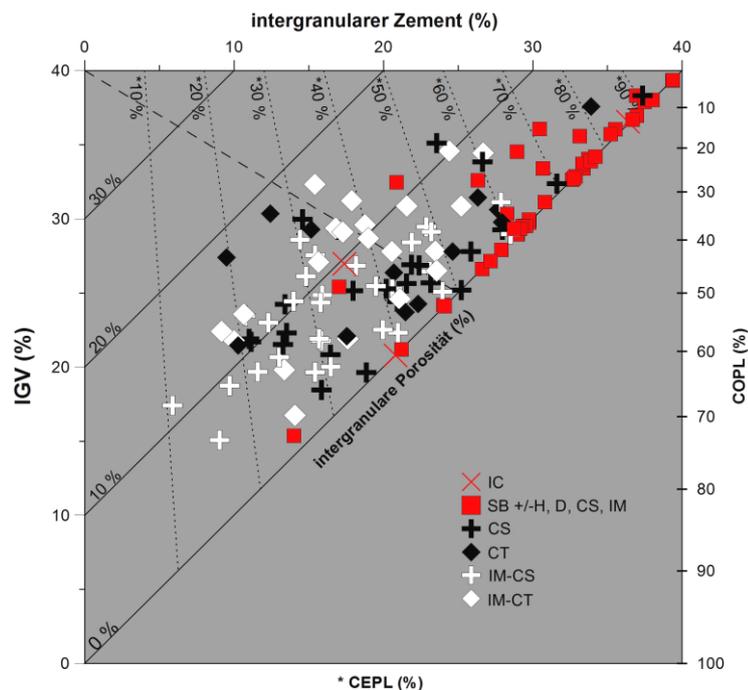
## 6.6 Charakterisierung des Kompaktionszustands

Petrographisch findet der Kompaktionszustand seinen Ausdruck in der Häufigkeit der Typen von Kornkontakten, dem Intergranularvolumen (IGV, [Rosenfeld, 1949](#)), dem kompaktionsbedingten Verlust von Primärporosität (COPL, [Lundegard, 1992](#)) und dem Anteil duktil deformierter Klaster. Nach [Gaupp et al. \(1993\)](#) beschreibt das Intergranularvolumen (IGV) die Packungsdichte und damit den Kompaktionszustand zum Zeitpunkt der gefügestützenden Zementation. Unter diesen Gesichtspunkten betrachtet, stellt sich der Datensatz wie folgt dar:

- den Haupttyp der Kornkontakte bilden bei 25% der Proben Punkt-, bei 66% Längs- und bei 9% suturierte Kontakte
- der mittlere kompaktionsbedingte Porositätsverlust beträgt 15,7% (min: 1,1; max: 29,0%)
- das mittlere Intergranularvolumen liegt bei 28,8% (min: 15,5%, max: 40,8%). Eine stark Tonmatrix-führende, dichte Probe mit Linsenschichtung erreicht ausnahmsweise 50,9% IGV (Probe B-1). 83% der Proben liegen im Bereich 23 bis 41% IGV, während 17% der Proben <23% IGV enthalten
- knapp 35% der Proben zeigen suturierte Kontakte von Quarzklaster an Tonlaminaen

Somit ist der Grad der mechanischen Kompaktion als überwiegend schwach bis moderat einzustufen. Wird eine Initialporosität von 40% angesetzt (z.B. [Houseknecht, 1987](#)), so sind in den untersuchten Proben durchschnittlich nur zwei Fünftel der initialen Porosität durch mechanische Kompaktion zerstört. Das Intergranularvolumen liegt vorwiegend über dem IGV einer kubisch innen-zentrierten Kugelpackung von etwa 26% ([Beard & Weyl, 1973](#)) oder alternativ 20-23% ([Lundegard, 1992](#)). Unterschreitungen dieses Werts weisen auf eine mäßige Korngrößen-sortierung sowie auf chemische Kompaktion an Tonlaminaen hin. Klastverdrängung wird bereits bei der Berechnung des IGV berücksichtigt (vgl. [Lundegard, 1992](#); [Schöner, 2006](#)). Extrem hohe initiale IGV von 40-50%, wie [Cord \(1994\)](#) sie beschreibt, sind in dieser Arbeit daher nicht erreichbar. Die vereinfachende Annahme identischer Initialporositäten in allen Proben ist insofern realistisch, als dass ähnliche Korngrößen (um 200 µm) und Sortierungen (meist gut) vorliegen und fast ausschließlich rigide Klaster enthalten sind. Eine Differenzierung der Initialporosität nach Faziestyp (z.B. Dünen-sand 30-50%; [Dickinson & Ward, 1994](#) und 25,8% fluviatiler Wadi-Sandstein; [Nagtegaal, 1979](#)) oder nach Laminationsart [Rippellamination 39% (46%), grain fall-Laminae 43% (50%), grain flow-Laminae 47% (51%)] ([Schenk, 1983](#); in Klammern: [Atkins & McBride, 1990](#)) würde angesichts der hohen Variabilität der IGV-Werte eine wesentlich feinere Ansprache des Dünen- oder Flächensand-Subtyps erfordern als es in Bohrkern-Stücken möglich ist. Aus Gründen der Vergleichbarkeit aller Proben wurden daher für alle Proben 40% Initialporosität angenommen.

Die Betrachtung des Kompaktionszustands untersuchter Sandsteine im Diagramm nach [Houseknecht \(1987\)](#) und [Ehrenberg \(1989\)](#) zeigt, dass der überwiegende Teil roter Sandsteine durch porenfüllende frühe Zemente ihre Porosität vollständig verloren haben und während der Versenkung nur schwach kompaktiert wurden ([Abb. 64](#); weitere Diagramme [im Anhang auf S. A33](#)). Ausgenommen sind Proben des IC-Diagenesetyps sowie rote Sandsteine des H-CT-Typs in Kern C (unterhalb C-58), die porös und stärker kompaktiert sind. Graue Sandsteine enthalten wenig Frühzement, bis zu 17,8% Makroporosität und sind durchschnittlich stärker kompaktiert als rote Sandsteine. Die Porositäten von CT, CS und IM-Diagenesetyp sind



**Abb. 64:** Kompaktionszustände in Sandsteinen: Intergranulärer Zement als Maß zementationsbedingten Porositätsverlust (CEPL) aufgetragen gegen das Intergranularvolumen (IGV) als Ausdruck für die mechanische Kompaktion des Korngefüges. Diagonale durchgezogene Skala: intergranuläre Porosität. Eingezeichnet sind Farbtyp (rot: red bed-Sandsteine; grau: gebleichte Sandsteine) und Diagenesetypen nach Gaupp (1996). Rote Sandsteine sind meist früh zementiert und verloren ihre Porosität meist vollständig durch Zementation. Gebleichte Sandsteine enthalten mehr primäre Restporosität sowie Sekundärporosität. Davon sind CT-Typen etwas schwächer kompaktiert und etwas poröser (bis 17%) als CS-Typen; Diagramm nach Houseknecht (1987) und Ehrenberg (1989).

vergleichbar. Die mittlere und maximale mechanische Kompaktion ist in IM-Typen gegenüber C-Typen erhöht. Höchste Porositäten bei gleichzeitig geringer Kompaktion werden im CT-Typ erreicht (analog zu Schöner, 2006). Dieser Typ kann bis >10% Makroporosität enthalten (Abb. 64). Im Gegensatz dazu zeichnen sich spät zementierte, stark kompaktierte Sandsteine durch sehr dichte subtangente Chlorite (CS2) und nur wenig Illit aus.

Primäre Einflussgrößen, wie die Sortierung wirken insofern auf die mechanische Kompaktion, als dass die Sandsteine mit bester Sortierung nur schwach bis moderat kompaktiert sind und höchste Porositäten zeigen. Moderate und schlechte Sortierungen sind dagegen mit starker Kompaktion verbunden. Analog dazu gehen höchste detritische Tongehalte mit einem vollständigen Verschluss der Makroporosität einher. Nur hohe detritische Tongehalte verstärken die mechanische Kompaktion. Geringe Tongehalte sind mit hoher Porosität verbunden (Anhang auf S. A33). Der Faziestyp spielt insofern eine Rolle, als dass die mechanische Kompaktion von feuchten zu trockenen Faziestypen in gleichem Maße steigt (Gaupp & Okkerman, 2011) wie der Anteil früher Zemente sinkt.

Die duktile Deformation von Lithoklasten ist vernachlässigbar. Die mechanische Kompaktion steigt nicht mit dem Verhältnis von Lithoklasten zu Quarzklasten (vgl. Nagtegaal, 1978; Platt, 1991; Deutrich, 1993; Bloch & McGown, 1994). Starke Deformation illitisierter Klasten wird nicht beobachtet.

Eine chemische Kompaktion und Anlösung von Quarzen wird regelmäßig in Sandsteinen mit Tonlaminen, Tonhäutchen oder Tonmatrix beobachtet (Tafel 6 im Anhang auf S. 8). Entlang und innerhalb von primären Tonlaminen zeigen Quarze, infolge chemischer Kompaktion, stark suturierte, eingebuchtete Korngrenzen (z.B. A-6, A-13, A-42, A-59, C-15). Gleiches gilt für schwimmende, parallel eingeregelt Quarze innerhalb einer porenfüllenden Tonmatrix (z.B. A-10). Eine Klastenlösung an diskontinuierlichen Tonkutanen (IC) wird nicht beobachtet. Vereinzelt treten Stylolithen auf, die Quarzlösung von maximal einem halben Korndurchmesser anzeigen. Stylolithen und Tonlaminen sind meist durch Bitumen dunkel oliv nachgezeichnet.

Interpretieren lässt sich die chemische Kompaktion durch Lösung von  $\text{SiO}_2$  an Kontakten von Quarz und Illit, wobei die Rolle von  $\text{K}^+$  in Illit für die Katalyse und den Ionentransport noch nicht völlig geklärt ist (Houseknecht, 1988; Pittman et al., 1992; Oelkers et al., 1996; Fisher et al., 2000). Fasrige und rasenförmige Tonminerale sowie Chlorit im Allgemeinen scheinen die Kompaktion nicht zu fördern (Worden & Morad, 2000; Fisher et al., 2000). Die praktische Bedeutung chemischer Kompaktion liegt in amalgamierten Lagen aus (drucksuturierten) Klusten und Tonlaminen, die in dieser Kombination Fluidbarrieren für den vertikalen Fluss darstellen.

Nach petrographischen Beobachtungen tragen folgende Faktoren zur Steigerung (+) oder zur Minderung (-) der mechanischen Kompaktion bei:

- (+) detritischer Ton in Form von Tonhäutchen, Tonfasern, Tonlaminen, Tonintraklasten
- (-) frühe porenfüllende Zemente: homogen oder als Nester; potenzielle sekundäre Lösungsporosität (vgl. Gaupp & Fischer, 2000)
- (-) frühe brückenbildende Zemente: Quarz, z.T. Calcit (vgl. Souza et al., 1995; Morad, 1998)
- (-) infiltrierte porenfüllende Matrix
- (-) gute Sortierung und unimodale Korngrößenverteilung (vgl. Schöner, 2006)
- (+) Inhibition später, gefügestützender Zementation durch Chlorit-Kornüberzüge kann in seltenen Fällen zum vollständigen Verlust der Makroporosität durch mechanische Kompaktion führen (z.B. A-34)

## 7 Beckensimulation im Zusammenhang mit der Paragenese und der Kohlenwasserstoffmigration

### 7.1 Stand der Forschung

#### 7.1.1 Beckenentwicklung des Nordostdeutschen Beckens

Das Gebiet der heutigen Altmark durchlief im Laufe des Jungpaläozoikums und des Mesozoikums eine komplexe Subsidenzgeschichte, unterbrochen von Hebungsphasen. Um zu einem konzeptionellen geologischen Modell zu gelangen und Mächtigkeits-, Fazies- und Wärme-flussparameter realistisch einschätzen zu können, wird im folgenden Kapitel die Beckenentwicklung der Altmark-Region vom Jungpaläozoikum bis rezent ausführlich behandelt.

#### Vorlandbeckenentwicklung Devon bis Oberkarbon (Westfal)

Die postkaledonische Entwicklung im Nordostdeutschen Becken ist durch marine Sedimentation im asymmetrischen, NE-SW orientierten Rhenoherynischen Becken zwischen dem Old-Red-Kontinent und der Mitteldeutschen Kristallinschwelle gekennzeichnet (Franke, 1990; Bachmann & Schwab, 2008). Durch Biegeauflast des variszischen Deckenstapels befand sich das Beckentiefste am Südrand des Beckens etwa auf der Linie zwischen der Altmark und dem südwestlichen Vorpommern (Kornphil, 2005). Neben einer pelitischen Beckenfazies wurden Flysch-Sedimente von Süden bis in den Raum der nördlichen Altmark geschüttet (Hoffmann et al., 2005; Bachmann & Schwab, 2008). Kohleführung am äußersten Beckensüdrand ist nicht zu erwarten (Hoth, 1997; Kombrink et al., 2010). Die Zonierung der Faziesgürtel von S nach N reichte im Dinant und Namur von konglomeratischem Wildflysch über pelitischen Kulmflysch bis zur Stillwasserfazies, die am nördlichen Beckenrand schließlich in den Kohlenkalk-Schelf des Old Red-Kontinents überging (Ziegler, 1978; Bachmann & Schwab, 2008). In

der Altmark ist das Visé in Kulmflysch-Fazies zu erwarten, welche sich im Namur mit Turbiditen und marinen Schwarzpeliten eines stagnierenden Beckens fortsetzt (Ziegler, 1978; Lokhurst, 1998; Schwab & Ehling, 2008). Im Verlauf des Namur und des anschließenden Westfal verflacht sich das Becken. Die Fazies ändert sich von tief- über flachmarine (Namur A) zu paralischen Bedingungen (Namur C; Ziegler, 1978; Füchtbauer et al., 1989; Bachmann & Schwab, 2008). Ablagerungen des Westfal kommen als Molasse-Entwicklung in mäandrierenden Flusssystemen, Deltaebenen, Süßwasser-Sümpfen und brackischen Lagunen zur Ablagerung. Ein tropisches feuchtheißes Klima bedingt die Bildung paralischer Kohlen. Kohleflöze des Westfals reichen vom Ruhrgebiet bis nach Rügen und Vorpommern (Glennie, 1972; Drong et al., 1982; Füchtbauer et al., 1989; Hoth, 1997; Lokhurst, 1998; Bachmann & Schwab, 2008). Die Flözmächtigkeit nimmt von Vorpommern bis in den Hamburger Raum stark ab (Hoth, 1997). Im Verlauf des Westfal verlagert sich das Senkungszentrum des Vorlandbeckens nordwärts bis nach Westmecklenburg (Hoth, 1997; McCann, 1999). In der anschließenden Asturischen Phase wird der Rand des Rhenoherynikums überfahren, versenkt und die tieferen Teile der Schichtenfolge metamorph überprägt. Als Versenkungstiefe des höchsten Namur werden in der Altmark etwa 2 km angenommen (Ziegler, 1990; Hoth, 1997; Bandlowa, 1998; Bachmann & Schwab, 2008, Schwab & Ehling, 2008). Eine anschließende (wahrscheinlich isostatische) Hebung des versenkten Deckenstapels, beendet schließlich die Vorlandbeckenentwicklung (Kombrink et al., 2010). Karbonhochlagen, zu denen auch die Altmarkschwelle zu rechnen ist, bleiben bis in die Rotliegendzeit Abtragungsgebiet (Glennie, 1972; Paul, 1993). Sehr tief in die Westfal-, teilweise sogar Namur-Schichtenfolge greifende Abtragung lässt eine wesentlich weiter nach Süden reichende Verbreitung von Westfal erwarten, als sie rezent angetroffen wird (Katzung & Krull, 1984; Hoth, 1997; Lokhurst, 1998). Auf Erosion folgt die Bildung sekundärer Rotzonen in Namur- und Westfal-Gesteinen durch eindringende oxidierende Wässer (Hoth, 1997).

### Entwicklung Stefan bis Oberrotliegend

Die Krustendehnung und die bruchhafte Subsidenz ab dem Stefan führen zu klastischer Sedimentation in störungsbegrenzten pull-apart-Becken diskordant auf Westfal oder Namur (Bachmann & Hoffmann, 1995; Benek et al., 1996; Kombrink et al., 2010). Hierzu zählen das Peckensen-Becken (westlich der Altmarkschwelle) sowie das Beber-Becken (Flechtinger Höhenzug), welche nach Rekonstruktion von Schwab & Ehling (2008) durch Schwellen voneinander isoliert sind. Die darauffolgende thermische Hebung in Norddeutschland wird begleitet von vulkanischer Aktivität und einem als Saalische Phase bezeichneten Hiatus von etwa 20 Mio. a (Ziegler, 1990; Benek et al., 1996; Bachmann & Hoffmann, 1995, Mc Cann, 1998). Maximale Vulkanitmächtigkeiten wie im Altmark-Flechting-Subherzyn-Eruptivkomplex sind an Wegsamkeiten für den Schmelzaufstieg gebunden, die mit der Kreuzung rheinisch und herzynisch streichender Tiefenbrüche zusammenhängen (Plein, 1978; Bachmann & Grosse, 1989; Ziegler, 1990). Maximale Vulkanitmächtigkeiten werden mit >3000 m in Velpke Asse zwischen Wolfsburg und Oebisfelde erreicht (Kleditzsch, 2004). Ebenfalls mächtig ausgebildet sind Vulkanite auf der Altmarkschwelle (Salzwedel etwa 1700 m; Hoth et al., 1993). Erhöhte Mächtigkeiten werden in Senkungsstrukturen überliefert, während vulkanische Hochlagen in der Folgezeit bevorzugt erodiert wurden. Neben Vulkaniten treten auch Intrusivkörper auf, wie der Südaltsmark-Pluton nahe Roxförde mit einer Ausdehnung von etwa 20\*12 Kilometern (Hoth, 1971; Marx et al., 1995; Hoth, 1997). U-Pb-Datierungen schränken die Alter auf 302 bis 297 (±3) Mio. a ein und legen einen kurzzeitig sehr intensiven Magmatismus (magmatic flare up)

nahe (Breitkreuz & Kennedy, 1999). Acht vulkanische Eruptionsphasen werden unterschieden. Rhyolithe überwiegen (mit 70%) deutlich gegenüber Andesit (26%) und Basalt (4%) (Benek et al., 1996). Die Bedeutung der Vulkanite auf die Rotliegend Sedimentation bildet ihre reliefbestimmende Schwellenbildung und Verwitterungsresistenz im ariden Klima (Geißler et al., 2008).

Die Oberrotliegend(I)-zeitliche Sedimentation beginnt (intramontan) in störungsbegrenzten schmalen Becken, die sich durch Zusammenwachsen zum Nordostdeutschen Becken ausweiten (Bachmann & Grosse, 1989; Schneider & Gebhardt, 1993; Bachmann & Hoffmann, 1995). Wie andere Schwellenregionen bleibt die Altmarkschwelle auch noch im Oberrotliegend II morphologisch wirksam, etwa durch Abschneiden des Wustrowgrabens nach Osten, wird jedoch durch sukzessive Einebnung und diskordantes Übergreifen (onlapping) ab dem Hauptsandstein der Mirow-Fm. in die Sedimentation mit einbezogen (Drong et al., 1982; Müller, 1990; Schneider & Gebhardt, 1993; Kleditzsch, 2004). Die Hauptabsenkungsphase beginnt mit dem Einsetzen thermischer Subsidenz im Oberrotliegend II (Bachmann & Hoffmann, 1995). Dies hat zur Folge, dass der Mittelteil der Altmarkschwelle (Mellin-Winkelstädt) in der späten Dethlingen-Fm. in die Sedimentation einbezogen wird. Für den Südteil der Schwelle (Ausnahme Raum Wenze) findet dies zur Ablagerungszeit der Hannover-Fm. statt (Ellenberg et al., 1976; Kleditzsch, 2004). Die fortgesetzte Teilbeckenentwicklung im Raum Peckensen (NW-Altmark) führt zu Beginn der Elbe-Gruppe zum Einbruch des E-W streichenden, etwa 10 km breiten Peckensen-Beckens (Kleditzsch, 2004). Die Sedimentation zur Rotliegend-Zeit (ausführlich beschrieben in Kapitel 4.1 auf S. 25) erfolgt in Form kontinentaler Rotfolgen die im Stefan noch fluviatil geprägt sind. Bis zum Oberrotliegend I wird überwiegend in Gräben sedimentiert, die sich durch Verbreiterung zu einer weiten Playa-Ebene im Oberrotliegend II ausdehnen (Abb. 16; Ellenberg, 1970; Bachmann & Schwab, 2008).

### **Beckenabsenkung Zechstein bis Unterkreide**

Die Hauptabsenkungsphase infolge thermischer Subsidenz bildet die Zeit von Keuper bis zur Unterkreide, in welcher das Versenkungsmaximum erreicht wird (Schwab, 1985). Die Sedimentation auf der Altmarkschwelle erfolgt seit der Zechsteintransgression in mariner Fazies (Paul, 1993). Die primäre Zechsteinmächtigkeit (vor der Salzabwanderung) beträgt dort etwa 1000 m (Bachmann & Schwab, 2008). Zur Buntsandstein-Zeit kommen lakustrine und fluviatile Sedimente in pelitischer Beckenfazies mit Rogensteinbänken zur Ablagerung (Aigner & Bachmann, 1992; Stottmeister & Poblozki, 1999). Diskordanzen, wie die an der Basis der Hardeggen-Fm., sind am Scheitel der Altmarkschwelle besonders ausgeprägt (Bachmann & Schwab, 2008). Muschelkalk wird in marin-karbonatischer Ausbildung abgelagert. Die Grenze zwischen karbonatisch zu siliziklastisch ausgebildeter Mitteltrias (Muschelsandstein) verläuft in paläogeographischen Karten etwa auf der Linie Berlin-Bremen. Verbindungen zum Weltmeer besteht über die Hessische Senke und die Emsland-Senke (Ziegler, 1978; Aigner & Bachmann, 1992; Bachmann & Schwab, 2008). Keuper-Sedimente kommen in fluviatiler, lakustriner sowie brackisch-randmariner Fazies zur Ablagerung (Aigner & Bachmann, 1992). In der ausgehenden Trias zeichnet sich eine tektonische Differenzierung in Teilbecken, wie die Altmark-Westbrandenburg-Senke und trennenden Schwellen ab (Schwab, 1985; Benox et al., 1997; Bandlowa, 1998). So fällt am Scheitel der Altmarkschwelle Mittelkeuper, teilweise auch Unterkeuper, aus (Bachmann & Schwab, 2008). Die Abwanderung von Zechsteinsalz beginnt keuperzeitlich in der West-Altmark und unterkreidezeitlich in der Ost-Altmark (Arbeitsgebiet dieser Arbeit; Benox, 1997; Stottmeister & Poblozki, 1999; Scheck et al., 2003).

Salzaufstieg beeinflusst die Sedimentation insofern, dass Salzdome durch erniedrigte und deren Randmulden durch erhöhte Mächtigkeiten (bis 1000 m Kreide in der Altmark) gekennzeichnet sind (Stottmeister & Poblozki, 1999; Bachmann & Schwab, 2008). Nach der Transgression in Rhät und Unterjura werden bis zum Hettangium im Norddeutschen Becken offener marine Tonsteine abgelagert. Sinemur- bis toarczeitliche Sedimentation zeichnet sich durch zyklische Deltaschüttungen von Polen nach Westen aus, welche sich dort mit offener marinen Tonsteinen des Norddeutschen Beckens verzahnen. Im Mitteljura kommen marine Sand- und Tonsteine im Altmark-Brandenburg-Becken zur Ablagerung. Deren Liefergebiete liegen im Osten (Polen) und Norden (Nordsee-Riftdom; Ziegler, 1978, 1990). Eine Hebung des Nordsee-Riftdoms im Bajoc und Bathon (700 km N-S \* 1000 km E-W) bewirkt Inversionsstrukturen und differenzierte Absenkung (und damit Mächtigkeitsschwankungen) in den Teilbecken sowie einen erhöhten Wärmefluss, welcher die thermische Reifung von Kerogen beeinflusst (Ziegler, 1978, 1990; Bandlowa, 1998). Im folgenden Callov bis Tithon werden im Altmark-Raum flachmarine Tonsteine, Karbonate und in geringem Maße Evaporite abgelagert (Ziegler, 1990). Während der Unterkreide kommen zunächst brackisch und limnische Sand- und Tonsteine in Wealden-Fazies zur Ablagerung. Die Sedimentation von Hauterive bis Barrem zeichnet sich durch marine Beckenfazies mit Kalkmergeln und Tonsteinen randlich zu Salzstöcken auch durch fossilreiche Glaukonitsande aus. Apt und Alb sind durch abwechselnd pyritführende Tonsteine und glaukonitführende Sandsteine gekennzeichnet (Ziegler, 1978, 1990). Hebungen durch Wrench-Tektonik und Salzaufstieg in der Unterkreide bewirken tiefreichende Erosion in die Unterkreide- und Jura-Schichtenfolge. Betroffen ist besonders die Westaltmark und Altmarkschwelle, während in der Ostaltmark lückenlos weiter sedimentiert wird (Ziegler, 1990; Stottmeister & Poblozki, 1999). In der Folgezeit (Cenoman bis Campan) werden Tonmergelsteine und weiße Kalkmergelsteine abgelagert, an der Turon-Basis Kreidekalke in Rotpläner-Fazies in der höheren Oberkreide auch als weiße Schreibkreide (Bachmann & Schwab, 2008).

### **Kretazische Beckeninversion und Entwicklung bis heute**

In der Oberkreide werden Sedimentbecken tektonisch entlang von NW-SE streichenden Störungen invertiert, wodurch der Harz und der Flechtinger Höhenzug gehoben werden. Als Ursache wird Kompression während der frühen Orogenese im Pyrenäen-Raum gesehen (Ziegler, 1990; Voigt et al., 2004; Kley & Voigt, 2008). (U-Th)/He Alter an Zirkonen belegen Hebungsalter von  $92 \pm 12$  Mio. a (Fischer et al., 2012). In der Altmark bilden sich inversionszeitlich (dextral gescherte) NW-SE-streichende (herzynische) Aufschiebungen aus. Den größten Versatz weist der Gardelegener Abbruch auf (nördlich des Flechtinger Höhenzugs). Daneben treten Störungen bei Haldensleben-Wittenberg, Gardelegen, Genthin, Salzwedel und an der Untereibe auf. Daraus resultieren eine Teilschollengliederung und ein treppenartiger Anstieg von NE nach SW. Maximale Versatzbeträge liegen zwischen 3 und 3,5 km (Calvörde-Scholle relativ zur Südaltdmark-Scholle; Benox et al., 1997; Kossow, 2001; Bachmann & Schwab, 2008). Gemeinsam mit der Störungsaktivität bilden sich Salzdurchbrüche im Zentrum von Aufschiebungen aus, beispielsweise in der Zone Lüge-Liesten-Meißdorf (Arbeitsgebiet dieser Arbeit; Benox et al., 1997). Das erneute Einsetzen der Sedimentation im Paläozän wird weiterhin durch Störungs- und Salzaktivität in Fazies und Mächtigkeit beeinflusst (Bachmann & Schwab, 2008). Sedimente sind zunächst grobklastisch, später als siltige Sandsteine und Kohlen in brackisch-mariner Fazies ausgebildet. Im frühen Eozän kommen marine Sand- und Tonsteine, im mittleren Teil auch Glaukonitsande sowie, graugrüne Siltsteine und

Kalkmergelsteine zur Ablagerung. Das darauffolgende Oligozän ist durch Ablagerung karbonatisch-glaukonitischer Sande sowie durch tonig-mergelig-siltige Sedimentation der Rupel-Tone (bis >250 m Mächtigkeit) zur Zeit des Meeresspiegelhöchststand des Nordwesteuropäischen Tertiärmeers gekennzeichnet. Ablagerungen des Chatts sind marine Glaukonitsande, Mergel und Glimmersande. Im Raum Salzwedel treten zusätzlich Brauneisen- und Phosphoritgerölle auf. Schließlich endet die beckenweite Sedimentation im Miozän mit glimmer- und glaukonitführenden Sanden und wenig Braunkohle. Das Pleistozän ist nur geringmächtig ausgebildet (Bachmann & Schwab, 2008).

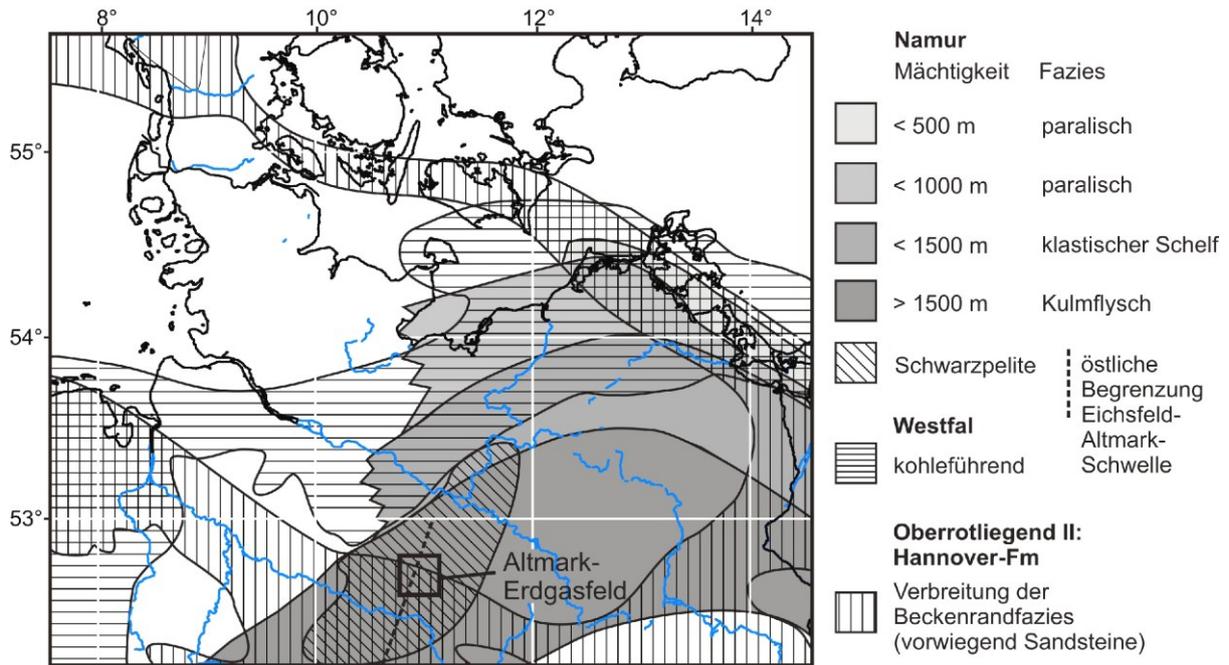
### 7.1.2 Verbreitung von Muttergesteinen und thermische Vorgeschichte

#### Ausbildung und Verbreitung der Prä-Rotliegend-Muttergesteine

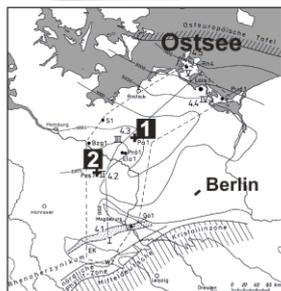
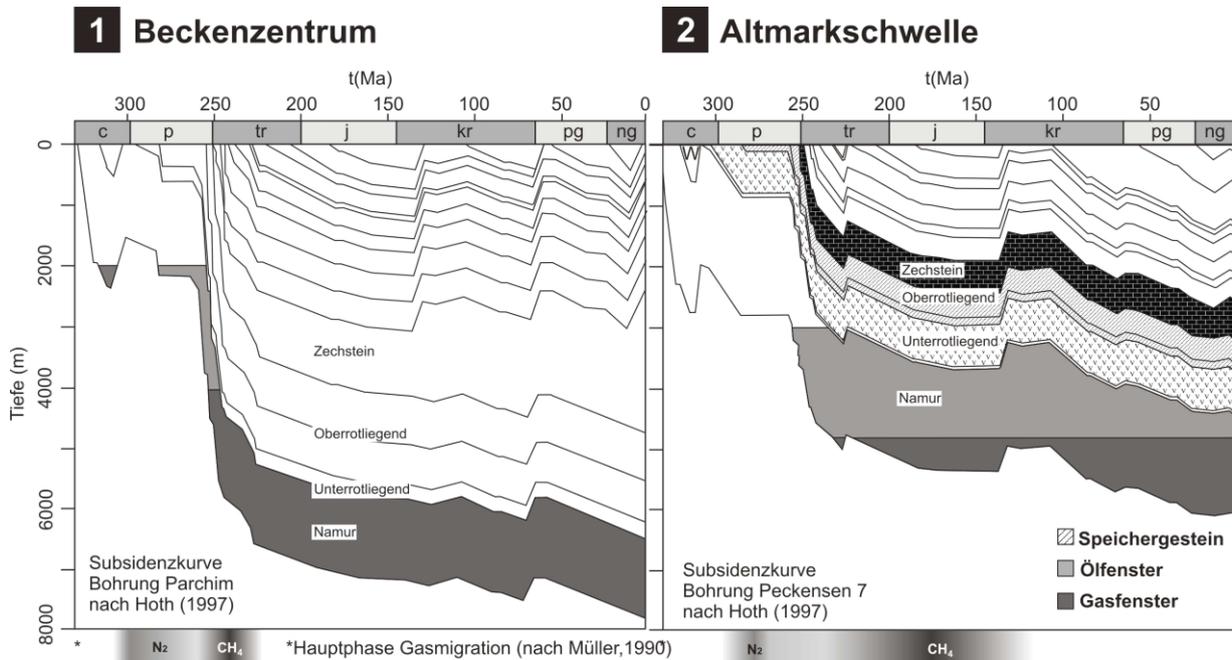
Die chemischen Zusammensetzungen der Altmark-Erdgase weisen auf die Beteiligung zweier Muttergesteine hin: terrestrische Kohlen sind als Quellen für Kohlenwasserstoffe anzunehmen und überreife marine Tonsteine für die beobachteten N<sub>2</sub>-Gehalte (Lokhurst, 1998). Sprunghaft zunehmende N<sub>2</sub>-Gehalte und gleichermaßen abnehmende CH<sub>4</sub>-Gehalte der Erdgase vom Raum Wustrow (40-80% CH<sub>4</sub>) zur Altmarkschwelle (durchschnittlich 32% CH<sub>4</sub>; Bandlowa, 1998; Lokhurst, 1998), weisen auf eine Veränderung des Muttergesteins hin. Dies wird gestützt durch die Verbreitung, Mächtigkeit, Kohleführung und thermische Geschichte der Oberkarbon-Schichtfolge, die sich in diesem Gebiet deutlich verändert: den Prä-Rotliegend-Untergrund der Altmark bilden gefaltete Metasedimente (Ordoviz-Karbon) von bis zu 6 km Mächtigkeit (Müller et al., 1993).

Die Oberdevon-Abfolge wird analog zum Münsterland (mit bekannten Bohrungsdaten) als marine pelitische bis karbonatische Flachschiefer-Fazies angenommen. Der Anteil der Feinklastika und Kiesel- und Kieselsedimente nimmt zum Beckensüdrand zu (Ziegler, 1978; Hoth, 1997). Ab der Frasn/Famen-Grenze treten Schwarzpelite auf (Hoth, 1997). Die im Hangenden folgenden Gesteine des Dinant sind im Raum Flechtingen-Altmark bis Südmecklenburg als regional einheitliche feinklastische bis konglomeratische Kulmflyschfazies (TOC von 1,1-1,5%) ausgebildet (Müller et al., 1993; Hoth, 1997; Franke, 2003; Schwab & Ehling, 2008). Die darauffolgende Schichtfolge des Namur zeichnet sich durch eine (SE-NW-gerichtete) Mächtigkeitsabnahme von der Altmark (1500-1700 m) nach Westmecklenburg aus (Abb. 65; 1000 m, lokal auch mächtiger). Gleichzeitig wechselt die Fazies von tiefmarinem Flysch zu klastischen Schelfsedimenten (Hoth, 1997; Franke, 2003). Die TOC-Gehalte betragen heute im Durchschnitt 1,3-1,4% (Müller et al., 1993). In ihrem primären Zustand sind die Muttergesteine als öl- und gasgenerativ anzusehen und die Kerogen-Typen 1 und 2 überwiegen (Hedemann et al., 1984; Lokhurst, 1998).

Muttergesteine des Westfal im Nordostdeutschen Becken bilden Kohlen, welche als wichtigste Quelle der Erdgase im Norddeutschen Becken angesehen werden (Neunert et al., 1996). Das Auftreten und die Verbreitung der Kohlen, die in der Altmark und Westbrandenburg fehlen (Abb. 65; nach Karten von Ziegler, 1990 und Franke, 2003) ist überwiegend auf Erosion der Folgezeit zurückzuführen: tiefgreifende (Westfal-C/D-zeitliche) Erosion in die Westfal-Schichtenfolge und sekundäre Rötung (Inertinit <20%; Hoth, 1997) entlang der Erosionsdiskordanzen auch auf der Altmarkschwelle lassen auf eine ursprünglich weiter nach Süden reichende Kohleverbreitung schließen (Katzung & Krull, 1984; Paul, 1993; Hoth, 1997; Lokhurst, 1998). Dies wird gestützt durch Überlieferung zunehmend jüngerer Teile der Westfal-Abfolge entlang eines Profils von der Altmark (jüngstes Westfal: A) bis ins westliche



**Abb. 65:** Muttergesteine und Speichergesteine für Erdgase im Ostteil des Norddeutschen Beckens: Verbreitung von marinen (Namur) und terrestrischen (Westfal) Erdgas-Muttergesteinen des Oberkarbons sowie die Verbreitung der grobklastisch ausgebildeten Beckenrandfazies der Hannover-Formation (Speichergesteine); umgezeichnet und grafisch überlagert nach Kartenmaterial von Ziegler (1990), Gast et al. (1998), Lokhorst (1998), Franke (2003) und Schöner (2006).



**Abb. 66:** Versenkungskurven für zwei Bohrungslokalitionen im Nordostdeutschen Becken: **L:** Bohrung Parchim nahe Schwerin im zentralen Teil der Havel-Müritz-Senke mit sehr hoher initialer Subsidenz und sehr großen Sedimentmächtigkeiten in Perm und Trias. Das Öl- und Gasfenster wird bereits im ausgehenden Perm erreicht und lassen eine frühe Gasmigration aus dem Beckenzentrum zum Beckenrand erwarten. **R:** geringere initiale Subsidenz am Beckensüdrand (Altmarkschwelle): Muttergesteine geraten im späten Perm in das Ölfenster, können jedoch durch ihre Vorreifungsgeschichte (nicht gezeit) kein Öl mehr abgeben (Diagramme verändert nach Hoth, 1997).

Mecklenburg (Boizenburg: Westfal C; Hoth, 1997). Die südöstliche maximale Verbreitung von Westfal-Kohlen verläuft nach Kartenmaterial von Gast et al. (1998) etwa 30 km westlich der Altmark entlang der Linie Hannover-Rostock (NE-SW; Abb. 65). Somit sind im Untergrund der Altmark keine Kohlen (Westfal) als Erdgas-Muttergesteine vorhanden. Das CH<sub>4</sub>-Potenzial ist daher herabgesetzt (Schumacher & May, 1990). Außerdem sind keine oberkarbonischen Kännel- und Boghead-Kohlen vorhanden, die als Erdöl-Muttergesteine im Südlichen Permbekken gelten (Killops & Killops, 1997; Gaupp & Okkerman, 2011).

Dennoch belegen eine gute Speicherqualität und die Erdgasführung in der Altmark, dass kohleführendes Karbon allein nicht die Ursache für die Verbesserung der Speicherqualität durch bleichende Fluide sein kann. Geographische Verbreitungskarten der Kohleführung (vgl. Schöner, 2006) sind in diesem Fall allein nicht zielführend. Vielmehr müssen auch pelitische Gesteine geringer Muttergesteinsqualität und deren Reifungsgeschichte berücksichtigt werden (Abb. 65).

### Vorreifungsgeschichte der Muttergesteine

Numerische Modellierungen der thermischen Geschichte von Hoth (1997) an mehreren Lokationen im NEDB weisen auf eine intensive Subsidenz und eine tiefe Versenkung bereits vor der Ablagerung der Sedimente des Rotliegenden hin (Abb. 66). Die Basis des Namur erreicht zur Zeit des Westfals bereits 2300 m (Raum Parchim) oder 2700 m (Altmark) und damit bereits Temperaturen des Öfensters. Große stefan- bis unterrotliegendzeitliche Vulkanitmächtigkeiten, Intrusivkörper (wie der Südaltsmark-Pluton) und Belege für Kontaktmetamorphose lassen auf einen drastisch erhöhten Wärmefluss zu dieser Zeit schließen (Hoth, 1997). Beide Prozesse sorgen gemeinsam für eine hohe thermische Vorbelastung der Muttergesteine und weisen auf eine Abgabe von Fluiden vor der zechsteinzeitlichen Fallenbildung hin. Inwiefern sich dies auf die Diagenese und die Kohlenwasserstoff-Migration auswirkt, wird in Kapitel 7.3 (S. 143 ff.) beschrieben.

### Phasen der Gasmigration im Nordostdeutschen Becken

Die im Oberkarbon angelegte Altmarkschwelle stellt eine regionale Paläohochlage am Beckensüdrand dar, die über lange Zeit (bis heute) von Senkungszone flankiert und von dort mit Erdgas befüllt wird (Müller, 1990; Bandlowa, 1998). Die frühzeitige Gasfüllung beruht auf einer regionalen Abdeckung (Zechstein-Salinar), gekoppelt an differenzielle Subsidenz, mit tief versenktem Beckenzentrum und flach versenktem Beckenrand. Diese hat eine frühzeitige, hohe Temperaturbelastung und Reife im Beckenzentrum zur Folge sowie gleichzeitig einen Druckgradienten für den dichtekontrollierten Gasanstieg als Phase (Müller, 1990; Bandlowa, 1998). Muttergesteine für die frühe Gasmigration sind oberkarbonische Tonsteine und, sofern vorhanden, Kohlen im Beckenzentrum (Müller, 1990; Müller et al., 1993). Die von Hoth (1997) modellierte thermische Beckenentwicklung belegt, dass in oberkarbonischen Tonsteinen des Beckenzentrums bereits zechsteinzeitlich Temperaturen des Öfensters und an der Grenze von Perm und Trias Temperaturen des Gasfenster erreicht werden (Abb. 66). Dieses reicht von 70-200°C (Hunt, 1979). Die maximale Methanbildung erfolgt bei 150°C, zeitlich etwa im Unterjura (Bandlowa, 1990, 1998). Neben Methan werden aus tief versenkten Tonsteinen bereits rotliegendzeitlich Stickstoff-Verbindungen abgegeben, die sogar unter Temperaturen der Metamorphose noch mobilisierbar sind (Müller, 1990; Lokhurst, 1998; Mingram et al.,

2005). Mit hoher Wahrscheinlichkeit gehen Teile des N<sub>2</sub> und der Kohlenwasserstoffe bereits vor der Fallenbildung durch Migration an die Oberfläche verloren (Benox et al., 1997; Lokhurst, 1998). Infolge von den geringeren Subsidenzraten erreichen Muttergesteine im tiefen Untergrund der Hochlage der Altmark erst in der ausgehenden Trias das Gasfenster (Bandlowa, 1990). Inwieweit das Methanbildungspotenzial durch die jungpaläozoische Versenkungs- und Vorreifungsgeschichte herabgesetzt wird, ist in bisherigen Simulationen kaum berücksichtigt. Häufig beschrieben ist jedoch, dass die bis zu 3 km mächtigen Vulkanite des Unterrotliegend eine Barrierewirkung auf die vertikale Gasmigration (vom Karbon ins Rotliegend) ausüben (z.B. Bandlowa, 1990; Hoth, 1997). Eine Konsequenz könnte die Kopplung von Gasmigration an tektonische Aktivität sein, beispielsweise überregionale Krustendehnung im Jura, die von verschiedenen Autoren mit der Illitbildung in Zusammenhang gebracht wird (z.B. Zwingmann et al., 1998, 1999). In der darauffolgenden Unterkreide (Alb) wird die Paläolagerstätte entsprechend dem Lagerstättenmodell von Müller (1990) umstrukturiert, zerblockt und in Teilfelder gegliedert. Während der Oberkreide und dem Paläogen findet schließlich eine CH<sub>4</sub>-Befüllung aus NW-vorgelagerten Gebieten statt (Müller, 1990; Schumacher & May, 1993), wie es auch für die Nachbarfelder Munster und Wustrow angenommen wird (Kettel et al., 1984).

### 7.2 Simulation der Temperatur und Subsidenzgeschichte

Zur Erklärung der Reifungsgeschichte oberkarbonischer Muttergesteine und deren Auswirkung auf die Fluidmigration und die Diagenese im Speichergestein wird die zeitliche Absenkungs- und Temperaturgeschichte an einem Punkt im Sedimentbecken (hier Bohrung A) simuliert. Im Folgenden werden das Konzept, die Eingabeparameter sowie die numerische Simulation als zeitliche Temperatur- und Reife-Entwicklung beschrieben. Weiterhin werden die Unterschiede zur Diageneseentwicklung und Erdgaszusammensetzung im Westteil des Norddeutschen Beckens erklärt.

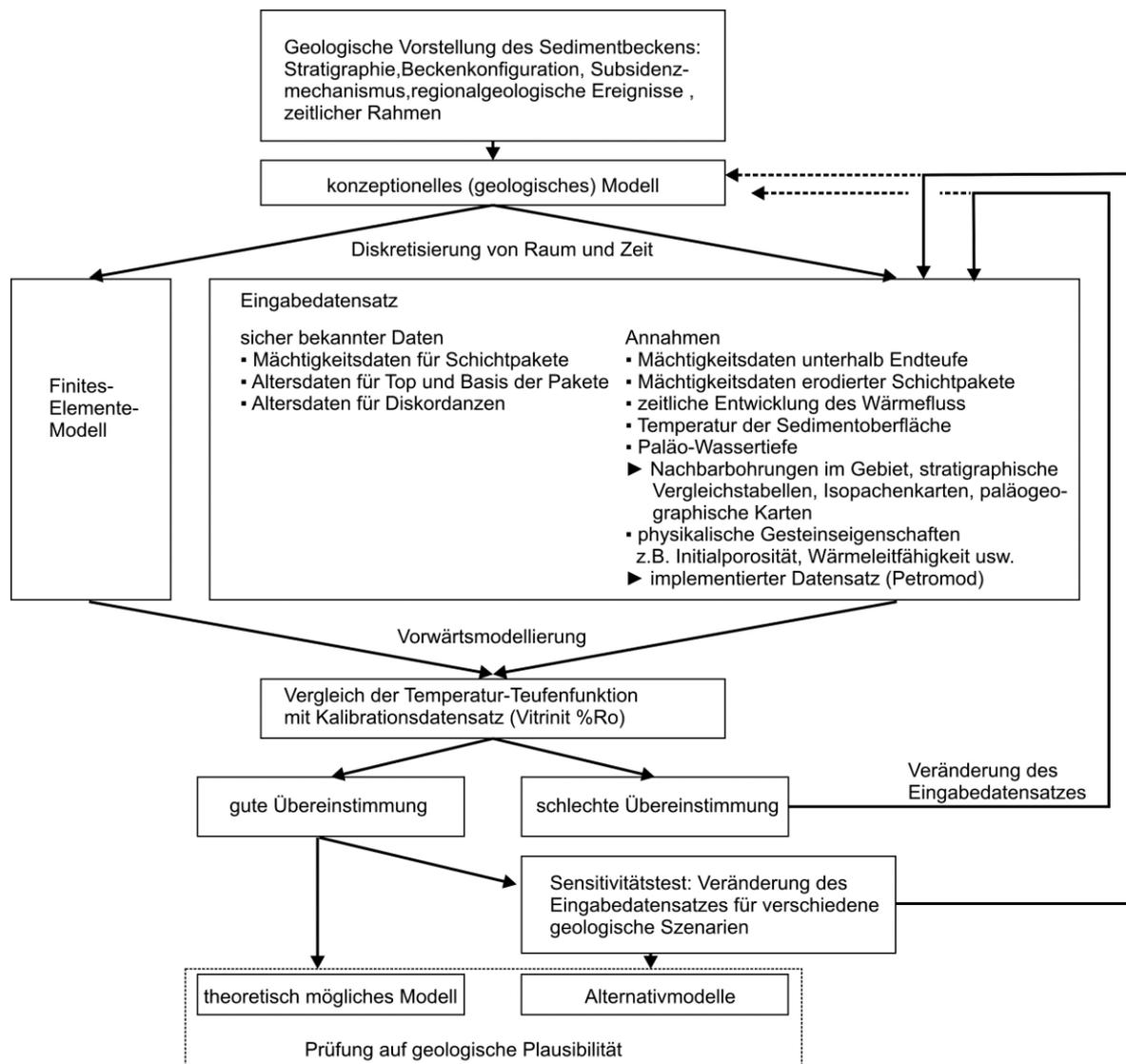
#### 7.2.1 Konzeptionelles Versenkungsmodell

Jede numerische Modellierung basiert auf einem konzeptionellen Modell, welches den Zusammenhang zwischen geologischen Größen und den Eingabeparametern beschreibt. Geologische Größen sind die Zeiträume von Ablagerung und Erosion, Mächtigkeiten, Gesteinstypen und Fazies (Wygrala, 1989; Senglaub et al., 2006). Mächtigkeits- und Altersdaten zählen zu den sicheren Eingabegrößen, während andere Parameter, wie beispielsweise Mächtigkeiten erodierter Schichtpakete auf Nachbarbohrungen, stratigraphischen Tabellen und paläogeographischen Rekonstruktionen (z.B. Isopachenkarten) beruhen (Abb. 67).

Das konzeptionelle Modell für die Versenkungskurve von Bohrung A orientiert sich neben Mächtigkeitsangaben des Schichtenverzeichnisses an den regionalen Entwicklungsphasen des Nordostdeutschen Beckens von Wolfgramm (2002). Sedimentationsbedingungen im Paläozoikum werden als marin (Devon bis Oberkarbon) und terrestrisch (höheres Westfal bis Oberrotliegend) angenommen. Marine Bedingungen (Zechstein) gehen anschließend in wechselnd marin und terrestrische (Trias) und schließlich wieder in marine Verhältnisse über (Jura, Kreide). Im Känozoikum wechseln sich erneut marine und terrestrische Bedingungen ab. Maximale Wassertiefen werden im Unterkarbon, Zechstein, Unterjura, der Unterkreide und zur Zeit der Rupel-Transgression erreicht.

Die geologischen Ereignisse werden in folgender Reihenfolge angenommen:

- Sedimentation von Devon bis höheres Westfal (C)
- Erosion im höchsten Westfal (D) bis hinab zum tiefen Westfal A
- Sedimentation im Stefan, dann Unterrotliegend-Vulkanismus, Saalische Diskordanz
- Einsetzen erneuter Sedimentation erst ab der Dethlingen-Fm. direkt auf vulkanischem Grundgebirge
- Sedimentation von Oberrotliegend bis Mitte Buntsandstein
- Erosion an der Hardeggen-Diskordanz auf der Altmarkschwelle
- Sedimentation bis in die mittlere Kreide (höheres Apt); keine Erosion infolge des Nordseeriff-Doms
- Erosion in der obersten Unterkreide bis hinab zum mittleren Hettangium (wrench-Tektonik: Druckrücken ?)
- Sedimentation bis zur Wende Kreide/Paläogen (in einem pull-apart-Becken ?)
- im frühen Paläogen Erosion bis Maastricht
- Sedimentation bis rezent



**Abb. 67:** Schema einer thermischen Beckenmodellierung: Durch Vorwärtsmodellierung werden zeitliche Veränderungen der Reife- und Temperaturveränderungen modelliert. Änderungen der Eingabeparameter ermöglichen eine iterative Anpassung gerechneter Daten an gemessene Kalibrationswerte (Reife-Teufe).

## 7.2.2 Definition von Events, Randbedingungen und Kalibration

### Definition von Events

Die Grundlage der Versenkungsmodellierung ist die Reifung von organischer Substanz, welche kinetisch kontrolliert und daher von der Zeit und der Temperatur abhängig ist (Tissot & Welte, 1984). Die Mächtigkeiten und petrophysikalischen Eigenschaften des Gesteins (z.B. Kompressibilität und Wärmeleitfähigkeit) kontrollieren bei gegebenen äußeren Randbedingungen über die Versenkungstiefe die Temperatur und Reife. Zur Diskretisierung von Raum und Zeit werden (lückenlos) Zeitabschnitte ähnlicher Länge definiert, in denen jeweils einer der drei geologischen Ereignisse Sedimentation, Nichtsedimentation (bypassing) oder Erosion stattfindet (Wygrala, 1989). Als Zeitabschnitte werden lithostratigraphische Einheiten auf Subgruppen- oder Gruppenniveau gewählt. Jedes Ereignis entspricht einem Iterationsschritt der Software (Wangen, 2010). Altersangaben der zeitlichen Grenzen sind der stratigraphischen Tabelle von Deutschland (Menning et al., 2002) entnommen.

Geologische Ereignisse, Mächtigkeiten, Gesteinstypen und die zeitliche Gliederung ergeben gemeinsam ein geologisches Modell (Senglaub et al., 2006, Schöner, 2006). Sicher dokumentierte Zeiträume der Sedimentation erschließen sich aus dem Schichtenverzeichnis von Bohrung A. Durch Angabe des Gesteinstyps werden die Dekompaktion und die thermischen Gesteinseigenschaften (Wärmeleitfähigkeit und -kapazität) durch Petromod-implementierte Programmroutinen errechnet. Die Kompaktion wird in diesem Zusammenhang als reine Porositätsreduktion verstanden und Initialporositäten aus dem lithologischen Typ errechnet. Versenkung reduziert die Porosität, Hebung erhöht sie nicht. Zementation und Porenüberdruck sind nicht simulierbar (Wangen, 2010). Dementsprechend führen gefügestützende frühe Zemente zu einer Überschätzung der initialen Mächtigkeiten.

Zur Ermittlung der physikalisch nicht mehr vorhandenen Zeiträume, wird anhand von paläogeographischen Karten und lokalgeologischer Literatur geprüft, ob eine Nichtsedimentation (z.B. über einem Salzstock) oder ob Erosion (durch Hebung) den Schichtausfall eines Zeitabschnitts verursacht hat (vgl. Wygrala, 1989). Erosionsphasen werden von der Software als Hebung (verbunden mit Abkühlung) simuliert (Senglaub et al., 2006). Die Rekonstruktion erodierter Mächtigkeiten erfolgte aus folgenden Daten:

- Vergleich mit Nachbarbohrungen mit vollständiger Sedimentüberlieferung:
  - für Namur A+B Abgleich mit Bohrung Eldena (Ostmecklenburg, S Schwerin; Hoth, 1997)
  - für Westfal Bohrung Boizenburg (Westmecklenburg, S Lübeck; Hoth, 1997)
  - für Jura Bohrungen Nettgau1 und Winkelstedt8 (Altmark; Franke, 2003)
- Isopachenkarten zur Mächtigkeitsabschätzung von Jura und Kreide (Hoth, 1997; Franke, 2003; Bachmann & Schwab, 2008)
- Vergleich der gemessenen Mächtigkeiten im Schichtenverzeichnis von Bohrung A mit dem Normalprofil der Altmarkscholle (Franke, 2003). Entsprechend der Bohrungsposition am Rand der Altmarkschwelle sind aus geologischen Überlegungen herabgesetzte Mächtigkeiten gegenüber dem Standardprofil (insbesondere für Jura und Kreide) anzusetzen.
- Vergleich mit paläogeographischen Karten und Rekonstruktionen (Ziegler, 1978, 1990; Paul, 1993; Stottmeister & Poblozki, 1999; Kleditzsch, 2004, Bachmann & Schwab, 2008)

Die Prä-Rotliegend-Rekonstruktion beginnt im höchsten Oberdevon (Famenium 400 m) als pelitische Beckenfazies mit Sandsteinbänken. Daten zu Gesteinen vergleichbarer Fazies und Mächtigkeit sind nur aus dem Südharz verfügbar (Ziegler, 1978; Franke, 2003). Tournais und Unter-Visé (220 m) sind als konglomeratisch-psammitisch, entsprechend der Zerst-Fm. des Flechtinger Höhenzugs, ausgebildet, Mittel- und Obervisé (400 m) in sandig-toniger Kulm-Fazies, analog zur Gommern-Fm. (Flechtinger Höhenzug; Ziegler, 1978; Hoth, 1997; Franke, 2003). Mächtigkeit und Fazies von Namur A und B+C (1500 m und 170 m, jeweils Tonsteine und Litharenite in Kulm-Fazies) werden aus Bohrung Peckensen 7 übernommen (Hoth, 1997). Als Richtwert für die Westfal-Mächtigkeiten dient dessen vollständig überlieferte Abfolge in Bohrung Boizenburg (Hoth, 1997). Der Anteil an Sandsteinen in der Schichtfolge und Mächtigkeiten werden um 25% erhöht, da das Arbeitsgebiet näher am Senkungszentrum gelegen ist. Die Mächtigkeiten betragen für das Westfal A, B, C und D: 350 m, 350 m, 250 m, 200 m (zunächst Tonstein-Sandstein, dann umgekehrt). Sedimente des Stefans (Tonstein, Sandstein) von 170 m Mächtigkeit werden wiederum aus Bohrung Peckensen 7 übernommen (Hoth, 1997; leicht erhöht). Als primäre Mächtigkeit der permokarbonen Vulkanite werden 1200 m angesetzt und damit etwas weniger als in der Ost-Altmarksenke (1500 m; Marx, 1995) und auf der Salzwedel-Plattform (1700 m; Hoth et al., 1993). Die Parchim-Fm. und Mirow-Fm. werden nicht, und die darauffolgende Dethlingen-Fm. und Hannover-Fm. in Normalfazies abgelagert.

Zechsteinmächtigkeiten wurden unverändert übernommen. Salze sind als Abdeckgestein noch im Zehnermeter-Bereich vorhanden. Eine um 230 m gegenüber dem Normalprofil der Region herabgesetzte Steinsalzmächtigkeit (Staßfurt-Fm.) legt jedoch eine beträchtliche Salzabwanderung nahe. Weiterhin ist das Leine-Sulfat 155 m gegenüber dem Normalprofil erhöht. Trias-Mächtigkeiten sind abgesehen von geringmächtigem Mittel- und Oberkeuper in normaler Mächtigkeit vorhanden. Die Volpriehausen-Fm. unterhalb der Hardeggen-Diskordanz fällt aus und wird mit 130 m (Sandstein-Siltstein) angesetzt. Jura und Unterkreide fallen ebenfalls durch Erosion aus. Mächtigkeiten von Unter-, Mittel- und Oberjura (350 m, 300 m, 310 m) werden aus den Bohrungen Winkelstedt 8 und Nettgau 1 (Franke, 2003), Jura-Faziesausbildungen aus Paläogeographischen Karten (Ziegler, 1990) übernommen. Im Unterjura werden marine Tonsteine, im Mitteljura vermehrt Sandsteine und schließlich im Oberjura mergelige Kalke eines Flachmeers angenommen. Für die verhältnismäßig geringen Jura-Mächtigkeiten wird eine überregionale thermische Krustenhebung infolge des Riffings am Nordseeriff-Dom (Bajoc und Bathon; Ziegler, 1990) verantwortlich gemacht. Weiterhin sind Unterkreide-Mächtigkeiten als 50% der Mächtigkeit von Kreide-Randsenken der Salzstöcke (680 m) angesetzt (vgl. Stottmeister & Poblozki, 1999; Bachmann & Schwab, 2008), da Salzabwanderung (s.o.) und Erosion nacheinander auftreten. Die Fazies der Unterkreide ist zunächst als brackische Wealden-Fazies mit Sand- und Tonsteinen ausgebildet. Ab Hauterive treten marine Kalkmergel und Tonsteine des Beckens auf, um schließlich im Barreme bis zum frühen Apt in flachmarine sandig-tonige Fazies überzugehen (Bachmann & Schwab, 2008). Die folgende sedimentär überlieferte Abfolge von höherer Unterkreide und tiefer bis mittlerer Oberkreide ist überwiegend mergelig und in geringer Mächtigkeit ausgebildet und wird als marine kondensierte Abfolge interpretiert. Coniac bis Maastricht fehlen erneut und können als weiße Kreidekalke mit ähnlicher Mächtigkeit wie im umliegenden Gebiet (500 m) angenommen werden (Bachmann & Schwab, 2008). Isopachenkarten des Nordostdeutschen Beckens für Jura und Kreide (zusammen 1500 m in der Ostaltmark; Hoth, 1997) sichern rekonstruierte Mächtigkeiten ab. Das darauffolgende Paläozän wird in stark reduzierter, das Eozän in schwach reduzierter Mächtigkeit und das Oligozän bereits wieder in Normalfazies des Gebiets abgelagert. Schließlich kommt Miozän in herabgesetzter Mächtigkeit zur Ablagerung. Pliozän

fällt aus und Pleistozän sowie Holozän sind nur geringmächtig ausgebildet. Eine Erosion für diesen Zeitraum wird nicht angenommen.

Zeiträume, in denen Erosion für den beschriebenen Ausfall von Schichtpaketen sorgt liegen im Oberkarbon und Perm, in der unteren Trias sowie in Unter- und Oberkreide: im höchsten Westfal (ab 307 Mio. a) wird über 5 Mio. a hinweg die Schichtenfolge von Westfal B bis D und Teile von Westfal A (insgesamt 1100 m) erodiert. Die Abtragung und Einebnung von Vulkan-schwellen kann aufgrund sehr verwitterungsresistenter Rhyolithe (400 m) für die Saalische Phase (ab 290 Mio. a) mit 15 Mio. a andauernder Erosion angesetzt werden. Die dritte Erosionsphase (von 130 m) fand an der Hardeggen-Diskordanz (247,8-256,5 Mio. a) statt, welche am Scheitel der Altmarkschwelle besonders ausgeprägt ist (Bachmann & Schwab, 2008). Kleinere Diskordanzen im Buntsandstein und Keuper werden im Hinblick auf den Darstellungsmaßstab vernachlässigt. Die vierte und stärkste Erosionsphase findet in der Unterkreide (höheres Apt ab 127 Mio. a) über 15 Mio. a hinweg statt. Insgesamt werden mehr als 1600 m der Schichtenfolge von Unterjura bis Unterkreide erodiert, wahrscheinlich hervorgerufen durch eine Kombination von Beckeninversion, Wrench-Tektonik und Salzdiapirismus. Letzterer setzt in der Ostaltmark mit Beginn der marinen Kreide ein (Benox et al., 1997). Tiefgreifende Erosion ist regional belegt (Stottmeister & Poblozki, 1999). Verhältnismäßig moderat fällt demgegenüber die fünfte Erosionsphase in der Oberkreide aus (ab 70 Mio. a), durch welche (über 4,5 Mio. a hinweg) Gesteine des Coniacs und des Maastrichts wahrscheinlich im Zusammenhang mit der Hebung des Flechtinger Höhenzugs (vgl. Kossow, 2001) erodiert werden.

### Definition von Randbedingungen

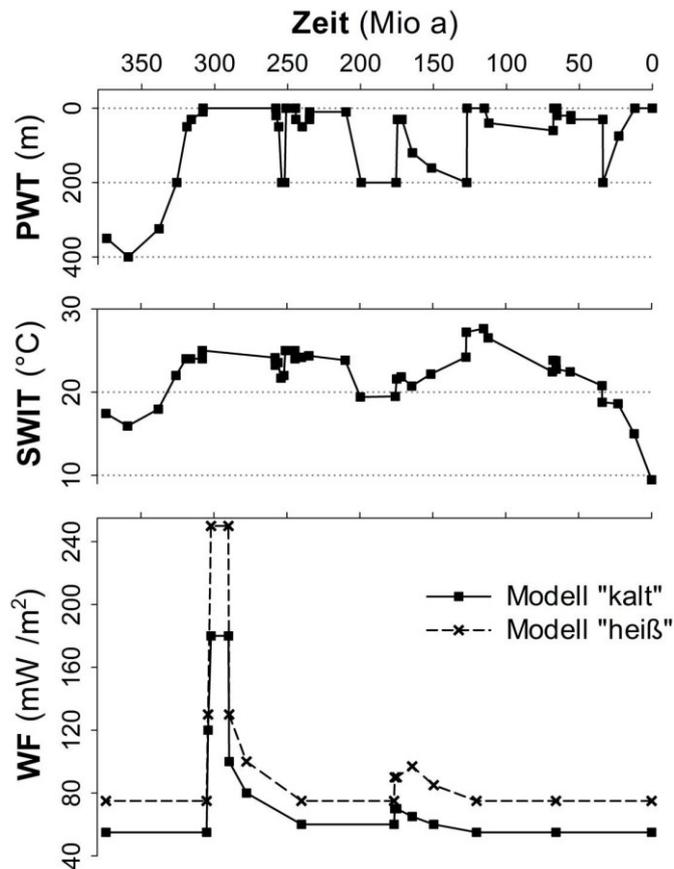
Zur Simulation der thermischen Geschichte sind Randbedingungen (und deren zeitliche Änderung) erforderlich. Die untere Randbedingung bildet der Wärmefluss ( $\text{mW/m}^2$ ) aus dem Erdmantel, während die obere Randbedingung den Wärmeverlust (als Temperatur) an der Sedimentoberfläche angibt. Weiterhin wird ein Kompaktionseffekt durch Angabe der Paläo-Wassertiefe berücksichtigt (Wygrala, 1989; Neunzert et al., 1996).

Unter dem Begriff des Wärmeflusses ist die Energie pro Zeit und Fläche definiert, die an die Erdoberfläche transportiert wird (Wangen, 2010). Für konstante Sedimentationsraten und Wärmeleitfähigkeiten nimmt die Temperatur linear mit der Zeit zu:

$$T(t) = T_{\text{Oberfläche}} + (qZ/\lambda) = T_{\text{Oberfläche}} + (q \cdot \omega \cdot t/\lambda) \quad (\text{Wangen, 2010})$$

mit: q; Wärmefluss;  $\lambda$ : Wärmeleitfähigkeit;  $\omega$ : Subsidenzrate; t: Zeit

Als ersten Anhaltspunkt für den rezenten Wärmefluss ist der geothermische Gradient zu sehen (Hoth, 1997), der bei 120-135°C Reservoirtemperatur in der Altmark (Pusch et al., 2010) zwischen 34 und 39°C/km liegt und damit einem normalen bis leicht erhöhten Wert für das Nordostdeutsche Becken entspricht (Hoth, 1997). Die Größe und der zeitliche Verlauf der Paläo-Wärmeflussdichte ergibt sich aktualistisch über den Vergleich des geodynamischen Regimes mit rezenten Messwerten des Wärmeflusses. Allen & Allen (1997) geben als globalen Durchschnittswärmefluss für kontinentale Kruste 60-70  $\text{mW/m}^2$ , für Riftbecken 80  $\text{mW/m}^2$  (min: 65, max: 110) und für aktive Vulkane 120  $\text{mW/m}^2$  (max: >200) an. Entsprechend dem Krustendehnungsmodell von McKenzie (1978) geht der Wärmefluss nach initialem Rifting innerhalb von 20 Mio. a logarithmisch auf den Ausgangswert zurück.



**Abb. 68:** Gewählte Randbedingungen für zwei Simulationen:

PWT: Paläo-Wassertiefe

SWIT: Temperatur an der Sediment-Wasser-Grenzfläche

WF: Wärmefluss aus dem Erdmantel

Wassertiefen und SWIT werden für beide Modelle als identisch angenommen. Der Wärmefluss variiert in der Basislinie und der Maximalbelastung und soll die Nähe zum Vulkangebiet simulieren.

Für die Simulation von Bohrung A wird daher ein Wärmefluss von überwiegend  $55 \text{ mW/m}^2$  angenommen (Abb. 68; beginnend im Devon bis zum Stefan). Der darauffolgende permokarbone Vulkanismus der Altmark in unmittelbarer Nähe zum Muttergestein (einige km bis Zehner-Kilometer) wird als abrupter Anstieg des Wärmefluss bis auf  $180 \text{ mW/m}^2$  für den Zeitraum des Vulkanismus (12 Mio. a; vgl. Bachmann & Schwab, 2008) mit anschließender Abnahme auf das Niveau eines Riftbeckens ( $110 \text{ mW/m}^2$ ), gefolgt von einem logarithmischen Rückgang bis auf  $65 \text{ mW/m}^2$  simuliert. Jurassisches Rifting im Nordseeraum wird als leichter Anstieg des Wärmefluss auf  $80 \text{ mW/m}^2$  mit erneutem logarithmischen Rückgang auf einen Ausgangswert von  $55 \text{ mW/m}^2$  angesetzt, welcher bis heute auf diesem Wert konstant bleibt (Abb. 68). Eine deutlich höhere Wärmeleitfähigkeit von Salzstöcken (relativ zu Sand- und Tonsteinen), welche zu geringeren Temperaturen unterhalb des Salzstocks führt, ist im Fall von Bohrung A nicht von Bedeutung, da die organische Reifung und die Hauptphase der Gasmigration (Jura) bereits vor dem Salzdiapirismus (Unterkreide) stattgefunden hat.

Die Temperatur an der Sediment-Wasser-Grenzfläche (SWIT) errechnet sich aus Paläo-Wassertiefe und der Paläo-Breitenlage (Wygrala, 1989; Senglaub et al., 2006). Diese Temperatur ist laut Wygrala (1989) nicht unerheblich: bereits geringe Änderungen können die Tiefe des Ölfensters um mehrere 100 Meter verschieben. Für eine heutige geographische Breite von  $50^\circ\text{N}$  ergibt sich eine SWIT von  $15\text{-}18^\circ\text{C}$  für das Devon und Unterkarbon, mit einem Anstieg auf  $20\text{-}25^\circ\text{C}$  vom späten Unterkarbon bis zur Oberkreide und mit Einbrüchen unter  $20^\circ\text{C}$  im späten Perm und in der Trias. Von Paläozän bis rezent nimmt die SWIT schließlich kontinuierlich bis auf etwa  $10^\circ\text{C}$  ab (Abb. 68).

Die Paläo-Wassertiefe wird aus dem beschriebenen Faziestyp und paläogeographischen Karten (z.B. Ziegler, 1990; Bachmann & Schwab, 2008) rekonstruiert. Vom Oberdevon bis in das höhere Unterkarbon (Visé) werden zu Zeiten der Flysch-Sedimentation Wassertiefen bis 400 m angenommen (Abb. 68). Vom Namur A bis C verflacht sich das Meer sukzessive von 200 auf 50 m und geht im Westfal zu paralischen Bedingungen mit 0-30 m Wassertiefe über. Die Zeit des Westfal D bis Rotliegend wird als kontinental angenommen. Im Zechstein werden maximal 200 m Wassertiefe erreicht. In der Trias wechseln sich kontinentale (Buntsandstein) und flachmarine (Muschelkalk, z.T. Keuper) Bedingungen mit maximal 50 m tiefem Wasser ab. Rät, Unter- und Mitteljura sind durch zunächst flach-, dann tiefmarine Bedingungen (bis 200 m Tiefe) gekennzeichnet. Infolge des Nordsee-Riftings verflacht sich das Meer auf 30 m und steigt bis zum Tithon auf 50 m, in der Kreide auf maximal 200 m an. Erosionsphasen finden als Auftauchphasen ohne Wasserbedeckung statt. Im Paläozän herrschen brackische (bis 20 m Wassertiefe), im Eozän flachmarine Bedingungen (bis 50 m). Der Meeresspiegel-Höchststand des Känozoikums (vgl. Haq, 1987) wird während der Rupel-Transgression erreicht (ca. 200 m Wassertiefe). Glaukonitsande im Miozän zeigen eine zunehmende Verflachung bis zum Auftauchen des Gebiets im Pliozän an.

### Kalibration

Zur Kalibration der Reife-Tiefen-Funktion werden Vitrinitreflexionsdaten aus dem höchsten Namur (Bohrung Peckensen 7 aus Müller, 1990) verwendet. Gemessene heutige Werte um  $R_0 = 2,43\%$  belegen eine hohe Reife im Trockengas-Bereich (Waples, 1985) oberhalb der Hauptbildungsphase von Erdgas. Die Umrechnung in Temperaturen erfolgte mit dem Easy%  $R_0$ -Algorithmus (Sweeny & Burnham, 1990), welcher im Gegensatz zu früheren empirischen Ansätzen (z.B. Lopatin, 1971 und Waples, 1980) vier Reaktionen der Reaktionskinetik von Vitrinit berücksichtigt: Wasserabgabe,  $CO_2$ -Abgabe, Abgabe höherer Kohlenwasserstoffe und Abgabe von  $CH_4$  (Neunzert et al., 1996). Gemessene Vitrinitwerte aus Tonsteinen (z.B. Namur) sind streng genommen nicht vergleichbar mit Vitrinitmessungen in Kohlen (z.B. Westfal), da Vitrinit per Definition aus Landpflanzenmaterial gebildet wird (Durand et al., 1986).

### 7.2.3 Numerische 1D-Simulation der Bohrung A

Die Simulation der Versenkungstiefe, der Temperatur und Reife arbeitet nach dem Prinzip der Vorwärtsmodellierung beginnend mit der ältesten Einheit in dekomprimiertem Zustand (Neunzert et al., 1996). Durch iterative Angleichung der simulierten Reife-Tiefen-Funktion wird die Simulation an gemessene Kalibrationspunkte angepasst (Wygrala, 1989). Verändert werden Mächtigkeiten erodierter Schichten zur Veränderung der Versenkungstiefe sowie der zeitliche Verlauf und die absolute Größe des Wärmeflusses. Generell beeinflussen Mächtigkeitsänderungen verstärkt die Reife in den Deckschichten, während Änderungen des Wärmeflusses hauptsächlich an der Basis der Schichtfolge wirksam sind. Unter den theoretisch möglichen Modellen wird eines mit hohem Basis-Wärmefluss und erhöhtem Maximal-Wärmefluss im frühen Perm (**Modell H**) vorgestellt, wie es für den Rand des Vulkangebiets typisch sein dürfte. Ein zweites **Modell (K)** arbeitet mit jeweils geringerem Wärmefluss. Hier sind größere Versenkungstiefen im Mesozoikum erforderlich um die heute beobachtete Reife zu erreichen (Abb. 69 und 71). Dieses Modell beschreibt möglicherweise Lokationen die weiter vom Zentrum des permokarbonen Magmatismus entfernt sind.

Allen Modellen gemeinsam ist eine mehrphasige Versenkungsgeschichte mit erstem (variszischen) Versenkungsmaximum im höheren Westfal und einem zweites Versenkungsmaximum in der untersten Kreide gefolgt von einem kleineren Maximum in der höheren Kreide (Abb. 70). Die Subsidenzrate vor dem ersten Maximum ist zunächst gering und nimmt ab dem Oberkarbon (Namur) rasch zu. Anschließend kommt es zur Hebung im höchsten Westfal. Die zweite Versenkungsphase beginnt mit einer sehr hohen oberrotliegend- und zechsteinzeitlichen Subsidenzrate, die sich relativ konstant auf diesem Wert bis in die Unterkreide fortsetzt. Es folgt eine Hebung in der Unterkreide, gefolgt von einer Phase geringer Subsidenz. Nach der Hebung in der Oberkreide setzt sich die geringe Subsidenzrate bis in das Neogen fort (Abb. 70).

Die Temperatur- und Reifeentwicklung zeigen in präpermischen Gesteinen ein völlig abweichendes Bild, da die Reife irreversibel ist. Die Gemeinsamkeit aller Modelle sind zwei Aufheizungsphasen noch vor der zechsteinzeitlichen Fallenbildung (Abb. 69). Die erste Temperaturbelastung erfolgt durch *variszische Versenkung (1)*, die zweite durch *magmatische Aktivität* im Perm (2), während der dritte Temperaturanstieg bis heute anhält und zur Zeit der kretazischen Versenkung ein Zwischenmaximum (3) erreichte. Für das Top der Namur-Abfolge und für die Mitte der Namur-A Tonsteine kommen folgende Reifegrade und Temperaturbelastungen für die Phasen (1), (2) und (3) zustande:

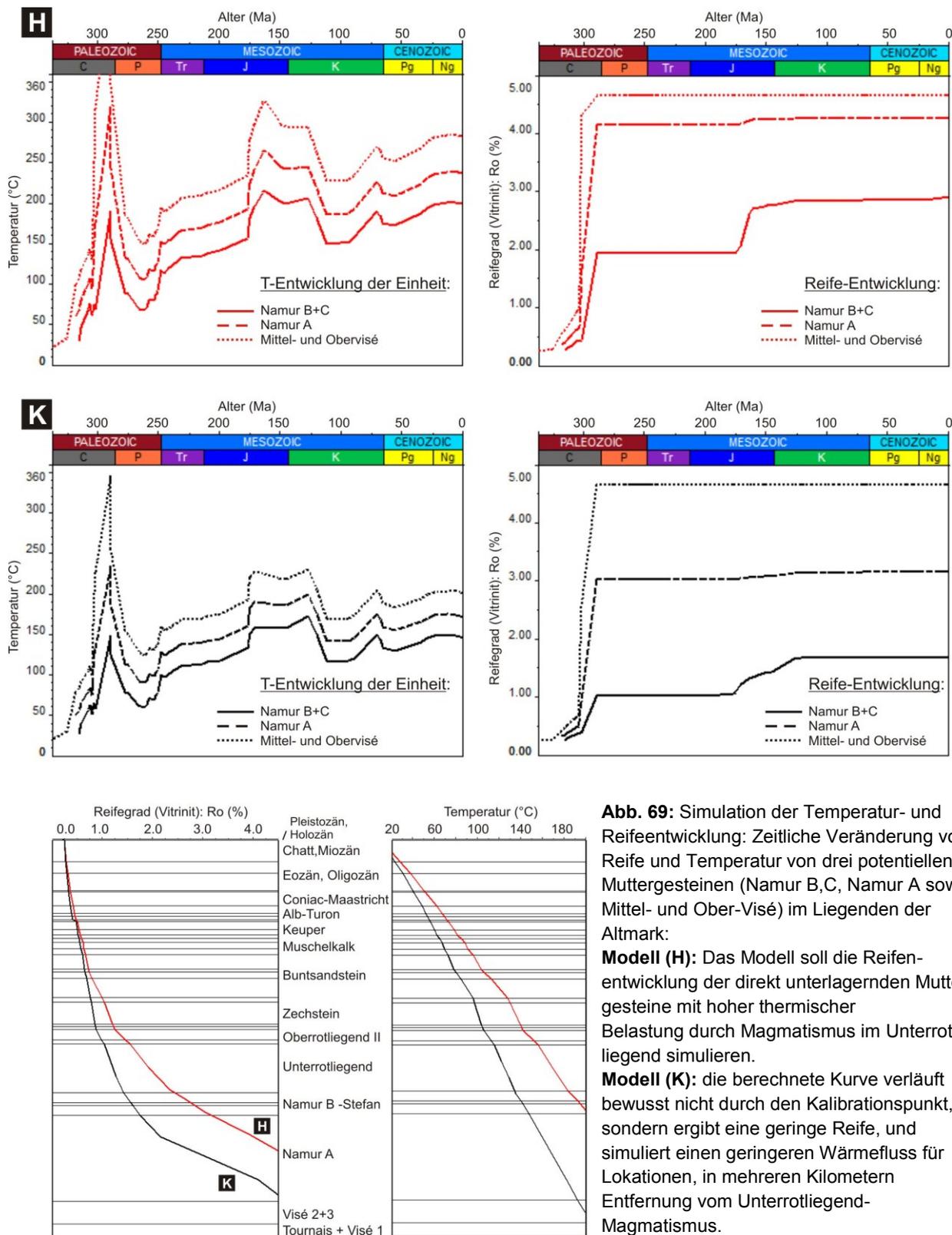
**Modell (K):** Basis-Wärmefluss 55 mW/m<sup>2</sup>  
Wärmefluss-Maximum (Perm) 180 mW/m<sup>2</sup>

**Modell (H):** Basis-Wärmefluss 75 mW/m<sup>2</sup>  
Wärmefluss-Max. im Perm 250 mW/m<sup>2</sup>

Top Namur	Mitte des Namur A	Top Namur	Mitte des Namur A
(1) 60°C und 0,4% R <sub>0</sub>	80°C und 0,45% R <sub>0</sub>	60°C und 0,4% R <sub>0</sub>	80°C und 0,45% R <sub>0</sub>
(2) 140°C und 0,9% R <sub>0</sub>	185°C und 2,7% R <sub>0</sub>	170°C und 1,5% R <sub>0</sub>	280°C und 4,3% R <sub>0</sub>
(3) 170°C und 1,6% R <sub>0</sub>	195°C und 2,7% R <sub>0</sub>	200°C und 2,6% R <sub>0</sub>	230°C und 4,3% R <sub>0</sub>

Im Vergleich beider Modelle zeigt sich, dass die variszische Versenkung in beiden Fällen eine Vorreifung nahezu bis zum Ölfenster führte (Abb. 69). Die Versenkungstiefe und Temperatur reichen nicht für eine intensive Öl- und Gasbildung aus. Selbst devonische Muttergesteine erreichen mit 1,1% R<sub>0</sub> nur den unteren Bereich des Ölfensters (vgl. Waples, 1985). Wesentlich stärker wird die Fähigkeit zur Ölbildung jedoch durch den unterrotliegendzeitlichen Vulkanismus herabgesetzt. Nahezu unabhängig vom angesetzten Wärmefluss zu dieser Zeit (sofern ein Wärmefluss von mindestens 110 mW/m<sup>2</sup> angesetzt wird) gerät tieferes Namur A und die darunterliegende Schichtenfolge bereits in den Trockengasbereich (>2,0% R<sub>0</sub>) und ist damit als überreif (vor der Fallenbildung) anzusehen. Die Frage nach der Minimaltiefe überreifer Muttergesteine ist allerdings mit dem vorliegenden Datensatz nicht zu klären und würde eine Bohrung bis in das Visé und Devon erfordern, die in der Altmark nicht existiert. Die zweite Versenkungsphase im Mesozoikum hat hauptsächlich Einfluss auf die Reifung der höheren Namur-Abfolge. Diese ist nur in dem Modell mit niedrigem Wärmefluss (K) bis heute in der Lage Nass- und Trockengas abzugeben (Abb. 69).

# 7 Beckensimulation und Paragenese

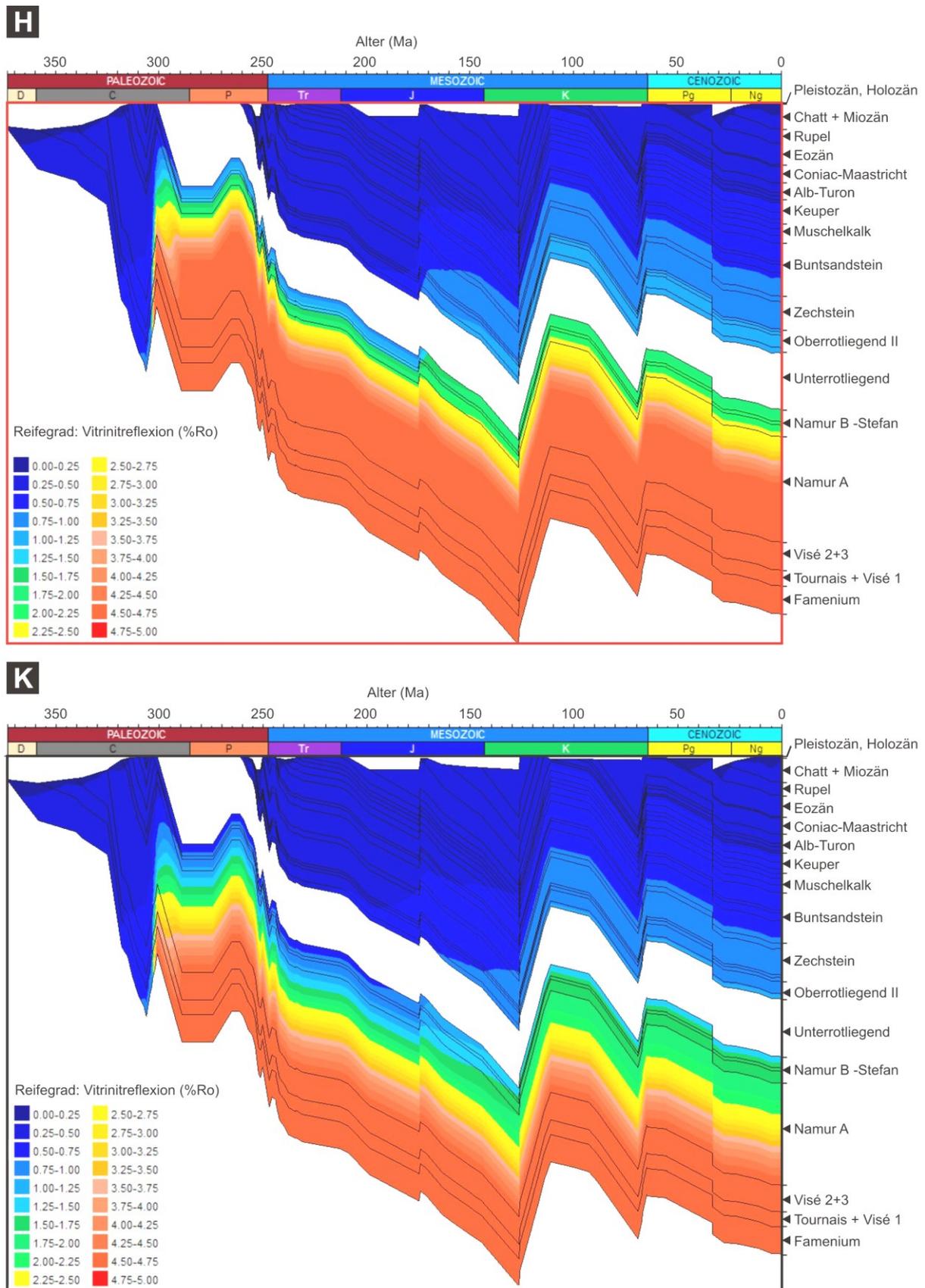


**Abb. 69:** Simulation der Temperatur- und Reifeentwicklung: Zeitliche Veränderung von Reife und Temperatur von drei potentiellen Muttergesteinen (Namur B,C, Namur A sowie Mittel- und Ober-Visé) im Liegenden der Altmark:

**Modell (H):** Das Modell soll die Reifeentwicklung der direkt unterlagernden Muttergesteine mit hoher thermischer Belastung durch Magmatismus im Unterrotliegend simulieren.

**Modell (K):** die berechnete Kurve verläuft bewusst nicht durch den Kalibrationspunkt, sondern ergibt eine geringe Reife, und simuliert einen geringeren Wärmefluss für Lokationen, in mehreren Kilometern Entfernung vom Unterrotliegend-Magmatismus.

(Teufenangaben und Versenkungstiefen aus Gründen der Vertraulichkeit nicht genannt).



**Abb. 70:** Versenkungsdiagramme: Simulation der Versenkung von Bohrung A; hinterlegt ist der Reifegrad organischer Substanz ausgedrückt als Vitrinit-Reflexion; **oben:** Modell heiß (H); **unten:** Modell kalt (K) Teufen werden nicht genannt.

### 7.3 Diskussion von Paragenese und Fluidmigration

#### Paragenetische Abfolge von Diageneseprozessen

Aus Gefügebeziehungen zwischen authigenen Mineralen und deren Verhältnis zum Korngefüge ergibt sich folgende relative Altersabfolge von Diageneseprozessen (Abb. 71):

- oberflächennah infiltrierte Tonkutane, teilweise aufgearbeitet und vererbt
- frühe Eisen- und Titanoxide
- frühe porenfüllende Calciumsulfat- und Karbonatzemente (Cc1) mit konkurrierendem Wachstum, Quarzanwachssäume (Qz1), Albit, wenig Sanidin
- Lösung eines porenfüllenden Frühzements, Bleichung
- Tonkutan-Rekristallisation, darin als weitere Phasen: Albit, Anatas, Apatit
- tangentielle und subtangentielle Fe-Mg-Chlorit-Kornüberzüge, später Mn-Calcit (Cc2)
- bevorzugt im Porenhals: authigener Illit, tafeliger Albit und Quarz (Qz2)
- Baryt, Anhydrit in Nestern und Leisten
- Fe-betonter Fächer- und Leistenchlorit (CF)
- späte Bitumen-Imprägnierung, Thermochemische Sulfatreduktion (TSR), dabei Verdrängung von Anhydrit durch Calcit, Feldspatlösung
- in Klastlösungsporen Quarz- (Qz3), Albit, Apatit, Anatas

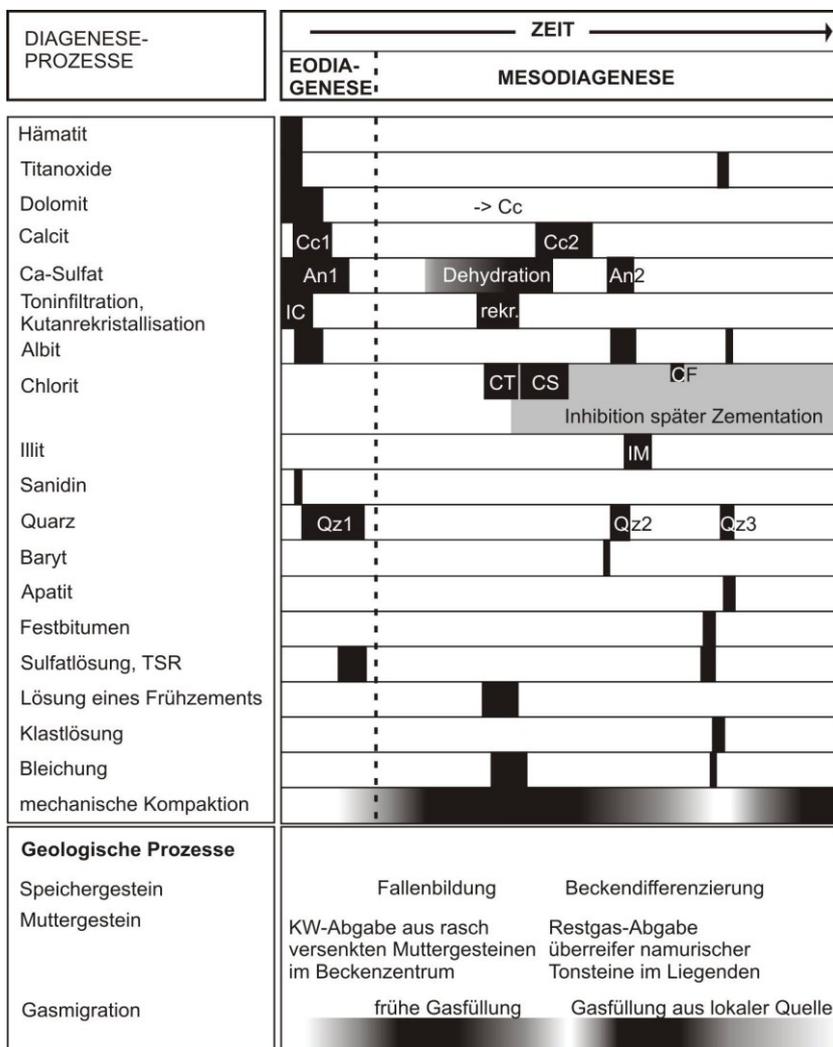


Abb. 71: Paragenetische Abfolge von Diageneseprozessen.

### **Eodiagenese**

Die Eodiagenese findet als typische Frühdiagenese vom Sebka/Playa-Typ des (semi)ariden Klimas statt. Porenwässer sind hoch salinar, alkalisch, oxidierend und reich an  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{HCO}_3^-$  (Eugster & Hardie, 1978; Worden & Morad, 2003). Typische frühe Bildungen sind porrenfüllende Frühzemente und Oberflächenkrusten, Toninfiltrate sowie die Neubildung von Eisenoxiden und Titanoxiden (Gaupp, 1996; Worden & Morad, 2003; Gaupp & Okkermann, 2011). Calciumsulfate und Albit belegen hohe Salinitäten, daneben auftretende Quarzzemente möglicherweise einen mehrfachen Wechsel der Alkalinität. Zwischengeschaltet sind feuchte Klimazyklen, die sich durch Klastalteration, Lithoklast- und Feldspatlösung, bereichsweise auch etwas Calciumsulfatlösung auszeichnen. Die Intensität der Prozesse ist von der Fazies und der Tiefe des Grundwassers abhängig. Die durchgängige Rötung aller Tonsiltsteine und der Sandsteine feuchter Faziestypen, die Hämatit-Pigmentierung von Klasten und Tonkutanen sowie das Fehlen von Fe(II) in frühen Calciten belegen ein tiefreichend oxidierendes Milieu. Hämatit und Tonkutane bilden sich im Schwankungsbereich des Grundwassers und SB-Typ-Zemente bereits in der phreatischen Zone (Walker, 1967; Turner, 1980; Pye & Krinsley, 1986; Gaupp, 1996). Wolfgramm (2002) belegt anhand von Flüssigkeitseinschlüssen, Bildungstemperaturen früher Anhydrit- und Dolomitmente  $<50^\circ\text{C}$  im Nordostdeutschen Becken. Frühzeitig migrierendes  $\text{CH}_4$ - und  $\text{N}_2$  entweicht an die Oberfläche.

### **Dezementation, überhydrostatische Drucke**

In einem ersten Fluidereignis während der Mesodiagenese werden gefügestützende frühe Halit- oder Karbonatzemente (vor Chloritbildung und Bleichung) gelöst (vgl. Pye & Krinsley, 1986). Eine Entwässerung durch Kompaktion aus rasch versenkten Tonsteinen im Beckenzentrum, stellt die dazu erforderlichen großen Fluidvolumina bereit. Die Versenkungstiefen des Beckenzentrums an der Perm-Trias-Grenze betragen 2000 m (Raum Parchim, Hoth, 1997) und überschreiten damit bereits die Tiefe der höchsten Subsidenzrate, die Worden & Burley (2003) mit 0,5 bis 1,5 km Tiefe angeben. Kompaktionswasserströme im Rotliegend sind aufgrund von Top- (Zechstein) und Basis-Abdeckung (Unterrotliegend) als stratiform anzunehmen. Poröse, weniger intensiv früh zementierte (äolische) Faziestypen werden bevorzugt durchflossen und durch Dezementation in ihrer Speicherqualität noch verbessert. Feldspäte und weitere Klasten werden nicht angelöst. Weder Ölmigration noch saure Fluide sind belegbar. Die Migration von  $\text{CO}_2$ -gesättigten Fluiden wie sie zur Karbonatlösung erforderlich wären sind unwahrscheinlich, da geeignete Muttergesteine (Kohlen) im Zentrum der Havel-Müritz-Senke weitgehend fehlen (vgl. Plummer et al., 1978; Giles & Marshall, 1986; Hoth, 1997). Eine frühe Gasfüllung ab der Fallenbildung wie von Müller et al. (1993) und Bandlowa (1998) beschrieben ist petrographisch nicht nachvollziehbar, da Zementlösung und kornumkleidende Chlorit- und Calcitauthigenesen aus wassergesättigten Poren abgeschieden werden. Zwingend erforderlich ist eine frühe Abstützung des Gefüges nach der Dezementation (noch vor dem Versenkungsmaximum) und wird hier durch einen Druckgradienten vom Beckenzentrum zum Beckenrand (Altmark) erklärt. Hierfür spricht insbesondere, dass maximale Subsidenzrate im Beckenzentrum zeitlich mit der Dezementation und der Chloritbildung in der Altmark zusammenfallen (Zechstein bis frühe Trias). Überdruck besteht nur im Bezug auf das Tiefenniveau und nicht regional, da weiterhin Fluide in den Überdruckbereich eindringen können.

### Bleichung und Chloritauthigenese

Bleichung und Wachstum von Chlorit, Albit und Calcit findet ohne Feldspatlösung unter neutralen bis schwach alkalischen Bedingungen statt. Bleichungsbezogene Mineralauthigenesen entsprechen der von [Platt \(1991\)](#) für den östlichen Teil des Norddeutschen Beckens beschriebenen Paragenese (authigener Ton, Albit, Quarz, Calcit, Anhydrit und Baryt). Sofern Bleichung und Chloritauthigenese im Zusammenhang stehen, müssen folgende Bedingungen zur Zeit der frühen Mesodiagenese geherrscht haben:

- schwach alkalische Bedingungen, Mangel an feldspatlösenden organischen Säuren dementsprechend: hohes  $\text{Fe}^{2+}/\text{H}^+$  und geringes  $\text{K}^+/\text{H}^+$ -Aktivitätsverhältnis ([Worden & Morad, 2000](#))
- reduzierende Bedingungen: Verfügbarkeit von Fe(II) zum Einbau in Chlorit
- eine geringe  $\text{CO}_2$ -Konzentration, so dass Fe(II) nicht in Fe-Karbonat eingebaut wird
- die Konkurrenz zwischen Chlorit und Karbonat um Mg-Ionen geht zugunsten von Chlorit aus
- gelöste Ionen: Si, Al, Mg, (Ca,  $\text{HCO}_3^-$  und Na) für Karbonat- und Albit-Neubildung

Fluide die diese Anforderungen teilweise erfüllen werden nach [Seemann \(1982\)](#), [Purvis \(1992\)](#), [Platt et al., 1993](#) und [Gaupp et al. \(1993\)](#) aus den Rotliegend-Tonsteinen des Beckenzentrums abgegeben. Ebenfalls wahrscheinlich sind Fluide aus oberkarbonischen Schwarzpeliten. Bleichung unter schwach alkalischen pH-Bedingungen erfolgt durch Reduktion. Mögliche bleichende Substanzen sind N-Phasen (wie  $\text{NH}_4^+$  vgl. [Hoth et al., 2002](#)) und S-Phasen ( $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{SO}_2$ ). Anhydrit wird in dieser Phase nicht angelöst, da Temperaturen noch deutlich unterhalb der Minimaltemperatur für TSR liegen ([Machel, 2001](#); [Bildstein et al., 2001](#)). Die Beteiligung  $\text{NH}_4$ -reicher Fluide an der frühen Bleichung ist zurzeit noch nicht geklärt.

Inwiefern diese Fluide durch die Basis-Abdeckung der Unterrotliegend-Vulkanite migrieren können ([Hancock, 1978](#); [Drong, 1979](#); [Bandlowa, 1998](#)) hängt in erster Linie von Störungen als Wegsamkeiten ab. Große Versenkungstiefen und hohe Temperaturen ( $>300^\circ\text{C}$ ) die zur Freisetzung von  $\text{NH}_4$  führen ([Plessen et al., 2006](#)), werden zu dieser Zeit sowohl im Beckenzentrum, als auch in der tieferen jungpaläozoischen Schichtenfolge der Altmark erreicht. Jungpaläozoisch tiefer versenkte und durch unmittelbaren Vulkanismus stärker aufgeheizte Muttergesteine der Altmark, sind eher dazu geeignet, neutrale Fluide abzugeben, als schwächer vorgereifte Muttergesteine des Beckenzentrums. Intensive Fluidzirkulation unter dem Salz (spätes Perm bis Keuper-Zeit) wird anhand von Flüssigkeitseinschlüssen belegt ([Schmidt Mumm & Wolfgramm, 2002](#)). Das  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  Verhältnis scheint darauf hinzuweisen, dass eine Re-Equilibration zwischen Fluiden und Gesteinen bereits vor der Trias stattfand ([Lüders et al., 2010](#)).

Konsequenzen für die Entwicklung von Erdgasspeichern sind:

- Bleichung und Dezementation sind weder an Kohlen des Oberkarbons, noch an direkte hydraulische Kontakte von Mutter- und Speichergestein gebunden
- pelitische Muttergesteine im Untergrund sind allerdings selbst dann die Voraussetzung für eine Dezementation und Bleichung, wenn sie aufgrund ihrer Vorreifung nicht mehr in der Lage sind selbst Kohlenwasserstoffe abzugeben, da vorhandene- oder konservierte Porenräume später aus anderer Quelle mit Methan gefüllt werden können
- eine intensive Chloritauthigenese und eine damit zusammenhängende Konservierung der Porosität, wird von der Reife des Muttergesteins vorgegeben
- die Konservierung lockerer Korngefüge sind an strukturelle Hochzonen im Sedimentbecken gebunden

### Zementation zur Zeit der Teilwassersättigung (Gasfüllung)

Auf die Bleichung und Neubildung von Chlorit und Calcit folgt Illit-, Albit, Quarzneubildung. Bevorzugtes Wachstum in Porenhälsen und Zwickeln hängt wahrscheinlich mit der Verteilung von Haftwasser in ansonsten gasgefüllten Sandsteinen zusammen. Zementationsprozesse finden im Haftwasserfilm aus kapillar- und elektrostatisch gebundenen Wasser statt. Prozesse innerhalb von Klüften und im Bereich wasserbenetzter (water wet) Oberflächen laufen weiter. Porenfüllende Zementation oberhalb des Gas-Wasserkontakts wird gebremst oder ganz verhindert (van Wijhe et al., 1980; Bloch et al., 2002; Worden & Morad, 2003; Worden & Burley, 2003). Advektiver Stoffan- und abtransport fällt weitgehend aus, Diffusion sinkt um mehrere Größenordnungen (Worden & Morad, 2003). Als minimale Restwassersättigung für Illitauthigenesen nennen Ehrenberg & Nadeau (1989) 20 bis 30%.

Die Hauptmigrationsphase von Erdgas findet keuper- bis kreidezeitlich statt (Müller 1990, Müller et al., 1993). Frühe Erdgase in der trias- bis kreidezeitlichen Paläo-Lagerstätte bestehen aus  $N_2$  und Kohlenwasserstoffen (Müller, 1990; Lokhurst, 1998).  $N_2$  wird ab der Buntsandstein-Zeit nachgefüllt (Bandlowa, 1998), während Flüssigkeitseinschlüsse auf eine Migration  $CH_4$  reicher Erdgase zur Zeit der maximalen Beckensubsidenz (Trias) hinweisen (Lüders et al., 2005). Dehnungsbezogene tektonische Aktivität und thermische Belastung durch Versenkung führen dazu, dass die Reifung von Kerogen und die Migration von Kohlenwasserstoffen aus dem Liegenden (lokale Quelle) im Verlauf von Jura und Kreide an Bedeutung gewinnen. Entsprechend der thermischen Modellierung nehmen Tonsteine des höheren Namur ab der späten Trias an Reife zu, während Gesteine tiefer in der Schichtfolge nur noch Trockengas produzieren oder adhäsiv gebundenes Gas abgeben können. Gleichzeitig verliert das Beckenzentrum infolge überreifer Muttergesteine an Bedeutung. So zeigen dort Flüssigkeitseinschlüsse in permischen Vulkaniten bereits jurazeitlich Temperaturen von  $350^\circ C$  an (Wolfgramm, 2002). Für eine Kopplung von einer Fluidmigration aus lokaler Quelle und tektonischen Ereignissen, sprechen sehr ähnliche jurazeitliche Illit- und Kalifeldspat-Alter im NDB (z.B. Zwingmann et al., 1998, 1999; Fischer et al., 2012). Flüssigkeitseinschlüsse belegen ebenfalls intensive hydrothermale Aktivität zu dieser Zeit (Rhät und Jura) (Wolfgramm, 2002). Die mit fasrigem Illit vergesellschafteten späten Quarzzemente (vgl. Platt, 1991) im Nordostdeutschen Becken werden auf den Temperaturbereich  $50-175^\circ C$  und den Salinitätsbereich von 20-35 Gew.-% eingegrenzt (Wolfgramm, 2002). Porenfüllende Zementation in der Gasfüllung wird mit zeitlichen Phasen der Verdrängung von Erdgas durch Formationswasser erklärt.

Als Antrieb des Fluidflusses wird der Prozess des „seismischen Pumpens“ im Zusammenhang mit tektonischer Aktivität (Burley & Flisch, 1989; Burley, 1993), water flushing nach dem artesischen Modell (Stewart et al., 2000) oder alternativ periodisch aufreißende Abdeckgesteine (Wilkinson et al., 1997) vorgeschlagen. Letzteres ist eher unwahrscheinlich, da die Gaszusammensetzung auf ein langfristig sicheres Abdeckgestein am Top hindeutet (Müller et al., 1993).

### **Bitumen-Niederschlag, Verdrängung, Feldspatlösung**

Eine späte Diagenese-phase zeichnet sich durch Verdrängung von Anhydrit durch Calcit, Imprägnierung von Mineraloberflächen mit Bitumen und durch Feldspatlösung aus. Zwei Zusammenhänge zwischen der Kohlenwasserstoffmigration und später Klastenlösung erklären die Beobachtungen:

- Thermochemische Sulfatreduktion (TSR) durch Reduktionsmittel im Erdgas; dieser Prozess würde den Bitumen-Niederschlag (Machel, 2001) und Verdrängung von Anhydrit durch Calcit erklären (Stasiuk, 1997), da Sulfatreduktion die Alkalinität erhöht (Morad, 1998)
- Oxidation von höheren KW-Homologen (hier: Festbitumen) zu Carbonsäuren und schließlich zu CO<sub>2</sub> (Shebl and Surdam, 1996; Seewald, 2001, 2003; Meier, 2011)

Da beide Prozesse an die Erdgasmigration gebunden sind, kommt möglicherweise die oberkretazische Hebung von Harz und dem Flechtinger Höhenzug (vgl. Kley & Voigt, 2008) hierfür in Frage, mit der eine CH<sub>4</sub>-Migrationsphase häufig in Verbindung gebracht wird (z.B. Schuhmacher & May, 1993; Schmidt Mumm & Wolfgramm, 2002; Lüders et al., 2005). Alternativ wäre auch eine zeitliche Einordnung in die unterkretazische Hebungs- und Fallen-Strukturierungsphase denkbar (Müller et al., 1993, Bandlowa, 1998). Diese Variante wird durch die Gaszusammensetzung in Flüssigkeitseinschlüssen gestützt, wonach CH<sub>4</sub> vor und N<sub>2</sub> während der Inversion eingewandert ist (z.B. Hoth et al., 2002; Lüders et al. 1999). Müller (1990) und Schumacher & May (1993) vermuten für diese Zeit eine CH<sub>4</sub>-Befüllung aus Nordwesten. Bitumen-Niederschläge treten erst spät in der Diageneseabfolge auf, was sich als Hinweis auf einen kinetisch kontrollierten Prozess, beispielsweise TSR, interpretieren lässt. Aufgrund der hohen Reife der Muttergesteine in der Kreide (Top Namur im Trockengasbereich), kann TSR die Bitumen-Niederschläge schlüssiger erklären, als die Migration flüssiger Kohlenwasserstoffe zu einem sehr späten Zeitpunkt. Erosion in der Kreide greift nicht tiefer als bis in unterjurassische Gesteine. Ein Einfluss meteorischer Wässer im Reservoir, wie für den äußersten Beckensüdrand vermutet (Wolfgramm, 2002), kann daher für den Altmark-Raum ausgeschlossen werden (z.B. Lüders et al., 2010).

## 7.4 Vergleich mit der Diagenese des nordwestdeutschen Rotliegenden

Die Eodiagenese kann im Norddeutschen Becken als einheitlich angesehen werden. Eine Zunahme früher Anhydritzemente von West nach Ost, wie sie [Platt \(1991\)](#) für den Raum Bremen-Hannover beschreibt, beruht auf der Nähe zum Salzsee. Unterschiede der Teilgebiete sind in der Mesodiagenese zu suchen. Besonderheiten der Altmark liegen in:

- einer intensiven Fe-Mg-Chlorit-Authigenese des Chl-Typs in Form von Kornüberzügen; Fe-Gehalte sind höher als Mg-reiche Chlorite der Küstengürtel-Sandsteine (C-Typ)
- ein geringer Anteil porenfüllender später Zemente welcher mit der inhibierenden Wirkung von Chlorit zusammenhängt
- Auftreten von mesodiagenetisch gebildetem Calcit anstelle von Dolomit, der in NW-Deutschland häufiger ist (vgl. [Platt, 1991](#))
- intensive Feldspatneubildung und wenig Feldspatlösung; außerdem die Paragenese Chlorit, Calcit, Albit, Anhydrit, Baryt, (Quarz)
- ein hoher Anteil an primärer Restporosität und Zementlösungsporosität sowie stark untergeordneter Feldspatlösung
- eine schwache, heterogene Illitauthigenese, welche nur Zwickel betrifft und nicht porenübergreifend wirkt
- vollständiges Fehlen von Kaolinmineralen
- sehr späte und nur geringfügige Imprägnierung von Kornoberflächen mit Bitumen, da eine frühe Ölmigrationsphase fehlt
- verglichen mit dem Flechtinger Höhenzug sind deutlich weniger Anwachsäume an Kalifeldspäten zu beobachten

### Interpretation:

Unterschiede zum Westteil des Beckens sind nach [Schuhmacher & May \(1990\)](#) auf abweichende Muttergesteine und eine andere Subsidenzgeschichte zurückzuführen. Als Gemeinsamkeit ist eine zweiphasige Gasbildung mit frühen Erdgasen aus weiter entfernter Quelle und späten Erdgasen aus lokalen, direkt unterlagernden Muttergesteinen anzusehen (vgl. Niederlande: [Gaupp & Okkerman, 2011](#)). Die unterschiedliche Verfügbarkeit von Metallionen durch Unterschiede der Häufigkeit von Vulkanitklasten ([Plein, 1978](#)) können in geringem Maße zur Chloritbildung beigetragen haben. Kohleführende Muttergesteine des Westfals mit Kännel- und Bogheadkohlen, die im westdeutschen Teilbecken die Quelle für saure Fluide und Öl darstellen, fehlen in der Altmark eroditionsbedingt vollständig. Als hauptsächlichster Unterschied zu Westdeutschland scheint jedoch die tiefere variszische Versenkung unmittelbar am Gebirgsrand gelegener Gebiete (Altmark) und die hohe thermische Belastung durch die unmittelbare Lage in einem großräumigen Vulkangebiet zu sein. Beide Faktoren haben überreife Muttergesteine zur Folge, die im zweiten Versenkungszyklus (Mesozoikum) nur noch wenig CH<sub>4</sub> ([Schuhmacher & May, 1990](#)) und organische Säuren abgeben konnten (vgl. [Surdam et al., 1984](#)). Die erhöhte Abgabe von N<sub>2</sub> und NH<sub>4</sub> in der mesozoischen Versenkungsphase könnte mit einer erhöhten Temperaturbelastung der tieferen Devon- und Karbonabfolge zusammenhängen. Somit kann von einem ausgeglichenen Alkalinitäts- zu Aciditätsverhältnis während der frühen und mittleren Mesodiagenese ausgegangen werden, welches die beobachtete Paragenese und das Fehlen von Kaolinit erklärt. Geringe Anteile von Illit und Sanidin zement sind auf K<sup>+</sup>-Mangel im Formationswasser zurückzuführen. Neubildung von Albit, Quarz und Illit deutet auf eine hohe Kieselsäureverfügbarkeit aus felsischen Vulkanitklasten hin.

## 8 Poren- und Oberflächencharakterisierung

Porenräume werden im Hinblick auf  $\Phi$ - und  $k$ -Zusammenhänge untersucht. Ziel war eine Charakterisierung der Porenvernetzung, der Porengrößenverteilung und die quantitative Ermittlung der Anteile der Mineralphasen an der Poren-Mineral-Grenzfläche.

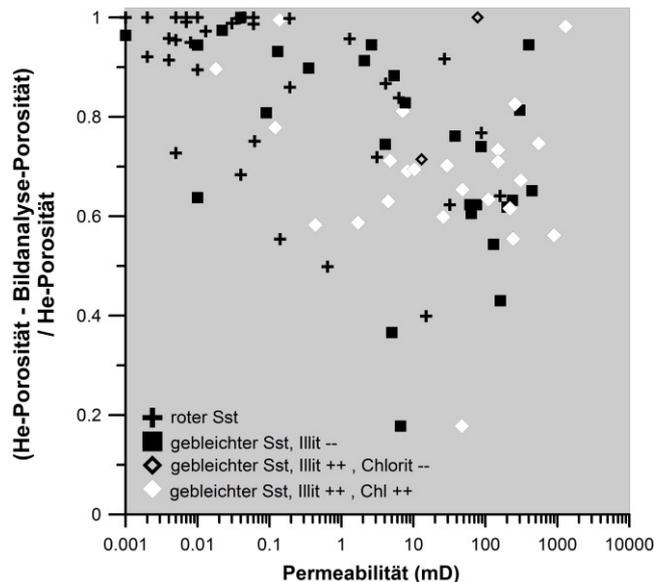
### 8.1 Charakterisierung des Porensystems

#### 8.1.1 Porositätstypen

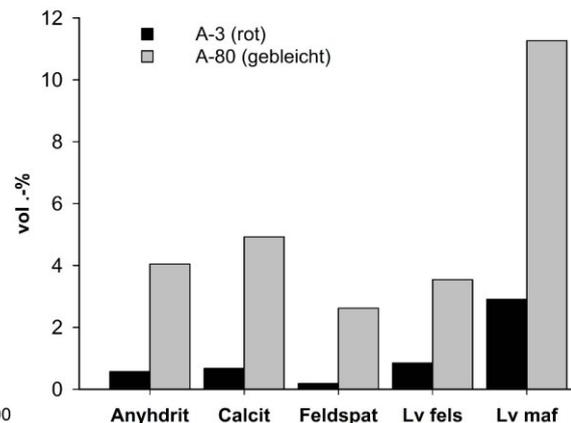
Porosität ( $\Phi$ ) ist definiert als Porenvolumen relativ zum Gesamtvolumen und stellt eine skalare Größe ohne geometrische Information dar (Trautwein, 2005):  $\Phi = (V_b - V_{gr})/V_b = V_p/V_b$  mit: b: bulk, gr: grain, p: porosity (Tiab & Donaldson, 2004). Diese Definition beschreibt die absolute Porosität, während die effektive Porosität ( $P_E$ ) als  $P_E = P_G - P_R$  (mit  $P_G$ : Gesamtporosität;  $P_R$ : Residualporosität) definiert wird. Petrographische Klassifikationen unterscheiden Porentypen nach ihrer Größe (Makro- und Mikroporosität; Grenze 10  $\mu\text{m}$ ; Fischer & Gaupp, 2004), nach ihrer Entstehung (primär, sekundär) und nach dem Verhältnis zum Korngefüge (inter- und intragranular). In dieser Arbeit wird eine praxistaugliche Einteilung in inter- und intragranulare sowie übergroße Poren verwendet. Intergranularporen stellen die primäre Restporosität oder Zementlösungsporosität dar, während intragranulare Porosität durch Klastlösung entsteht.

Nach petrographischer Beobachtung tritt Intragranularporosität in illitisierten Klasten (ILK), mikroporösen tonarmen Klasten mit Quarz und Albit sowie in felsischen und mafischen Vulkanitklasten und nur selten in detritischen Feldspäten auf. Ein hoher Anteil der Mikroporosität befindet sich in Tonmineral-Kornüberzügen. Die bildanalytische Auswertung von BSE-Bildern verschiedener Klast- und Zementtypen zeigt, dass mafische Vulkanitklasten die höchsten Porositäten enthalten, gefolgt von Calcit- und Anhydritzement, felsischen Vulkanitklasten und Feldspatklasten. Porositäten in Klasten und Zementen grauer Sandsteine sind etwa um den Faktor vier höher als in roten Sandsteinen (Abb. 73). Das Ergebnis belegt intensivere Alterations- und Lösungsprozesse in den grauen Sandsteinen. Einen Beitrag zur effektiven Porosität durch diesen Porentyp ist aufgrund von geringer Porengröße und Porenvernetztheit allerdings kaum zu erwarten.

Mikroporosität wird von Pittman (1971) als die Porengrößenklasse definiert, die in mindestens einer Richtung die Größe von 1  $\mu\text{m}$  unterschreitet. Bildanalytisch sind an 50-fach vergrößerten Fotos aufgrund von Farbkontrast und Pixelgröße (1,37  $\mu\text{m}/\text{Pixel}$ ) Poren etwa ab einer Größe von 5\*5 Pixeln (etwa 47  $\mu\text{m}^2$ ) erfassbar. Im vorliegenden Fall werden jedoch kaum Makroporen <80  $\mu\text{m}^2$  beobachtet. Die Differenz aus He-Porosität und bildanalytisch bestimmter Porosität ( $\Phi_{\text{Plog}} - \Phi_{\text{IA}}$ ) kann somit als Näherungswert für den Anteil der Mikroporosität oder der Poren <47  $\mu\text{m}^2$  angesehen werden (Abb. 72; vgl. Weger, 2006). Höchste absolute Mikroporositäten werden in grauen, stark alterierten Sandsteinen mit viel authigenem Illit erreicht. Relative Mikroporositäten (bezogen auf die He-Porosität) treten dagegen in Sandsteinen mit wenig Makroporosität und meist in roten Sandsteinen auf. Poröse rote Sandsteine, wie sie in Kern C auftreten, zeigen gegenüber grauen Sandsteinen vergleichbarer Porosität eine geringere Mikroporosität. Die Verteilung erklärt sich durch die starke positive Korrelation von Makro- und Mikroporosität (vgl. Gaupp, 2006) und durch authigenen Illit, der deutlich zur Mikroporosität beiträgt, in roten Sandsteinen aber ausgesprochen selten auftritt (Abb. 72).



**Abb. 72:** Einfluss der relativen Mikroporosität auf die Permeabilität: höchste Anteile an Mikroporosität (bezogen auf die Gesamtporosität) in roten Sandsteinen; Inverskorrelation von Mikroporosität und  $k$  in gebleichten Sandsteinen; hohe Illitgehalte bedingen hohe Mikroporositätsanteile.



**Abb. 73:** Intragranularporosität in roten und grauen Sandsteinen bildanalytisch ermittelt an jeweils ca. 50 BSE-Bildern pro Probe und Mineral (je 600x Vergrößerung); höhere Intra-Porositäten von gebleichten Sandsteinen werden interpretiert als intensivere Alteration und Anlösung durch Fluide.

### 8.1.2 Bildanalyse: Stand der Forschung und Fehlerbetrachtung

#### Stand der Forschung

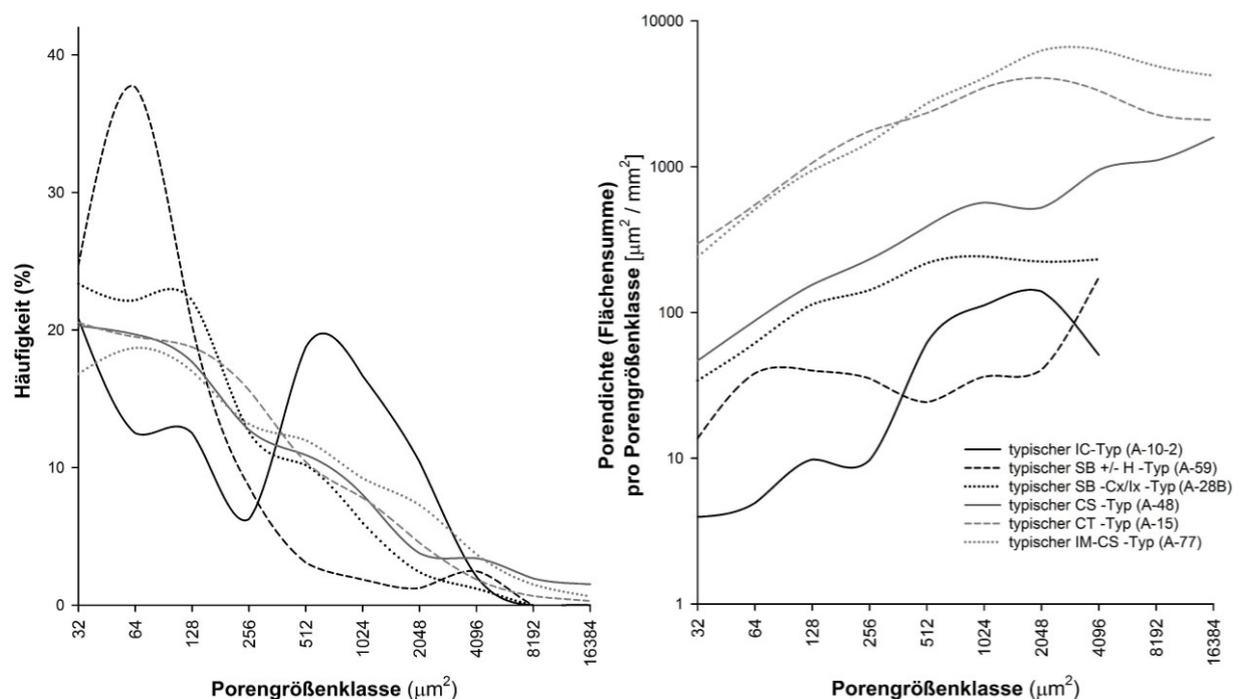
Digitale Bildanalyse ist in den Geowissenschaften weit verbreitet und wird eingesetzt um quantitative petrographische Informationen zu erhalten (Trautwein, 2005). Theoretische Grundlagen zur Bildanalyse an Dünnschliffen sind in Ehrlich et al. (1991) und van den Berg (2003) nachzulesen. Vorangegangene Arbeiten zur Bildanalyse charakterisieren das Porensystem über die Porosität, die Porengröße und über geometrische Größen (z.B. Kayser, 2006; Abram, 2007). Räumliche Verteilungen von geometrischen Eigenschaften der Porosität, Klastogeometrie und Textur im Dünnschliffmaßstab beschreiben Coskun & Wardlaw (1996) und van den Berg et al. (2003). Häufig werden auch die Porengröße und die Porengeometrie sowie Porositätstypen mit geophysikalischen Messgrößen in Verbindung gebracht (z.B. Schön, 1998; Cerepi et al., 2002). Von weitaus größerem praktischem Nutzen sind jedoch Näherungsverfahren, welche die Porenhalsweite und den Vernetzungsgrad von Poren charakterisieren. Beispielsweise wird der kleine Feretdurchmesser von Poren unter Beachtung des zweidimensionalen Anschnitteffekts als Schätzwert für den Porenhalsdurchmesser verwendet. Der kleine Feretdurchmesser korreliert stark mit der Permeabilität (Abram, 2007).

#### Fehlerbetrachtung

Die Auswahl der Vergrößerung zur fotografischen Dokumentation des Porenraums muss einem Kompromiss zwischen hoher Auflösung und einer statistisch ausreichenden Anzahl an Einzelporen genügen. Die physikalische Auflösungsgrenze bildet die Pixelgröße (1,374  $\mu\text{m}/\text{Pixel}$  bei 50x Vergrößerung) und wird durch die Kamera und das Bildaufnahme-

programm vorgegeben. Objekte <4-5 Pixel beruhen erfahrungsgemäß zum Teil auf Farbfehlern (Kayser, 2006). Als optimale Pixelgröße wird 1% der durchschnittlichen Porengröße angegeben (Berryman & Blair; 1987). Kleinporen unterhalb einer bestimmter Größe (hier angenommen:  $32 \mu\text{m}^2$ ) bestehen zum Teil aus Artefakten und weisen meist unrealistische (kreisrunde) Formen auf. Diese Porenklasse wird in der Ergebnistabelle deselektiert um eine Verfälschung der Porengeometrie zu vermeiden. Das häufig in der Literatur beschriebene Phänomen der Kompartimentierung von Poren durch porenüberspannende Tonmineralfasern (z.B. Gaupp et al., 2006; Abram, 2007) wird in den Proben dieser Arbeit nicht beobachtet, da Illitfasern sehr dünn sind und die blaue Kunstharz-Einfärbung sehr kräftig ausfällt. In der Praxis empfiehlt es sich mit zugeschalteter Amici-Bertrand'scher Zusatzlinse und halb geöffneter Aperturblende zu arbeiten, um eine geringe Tiefenschärfe zu erzielen. Sollte sich präparationsbedingt Schleimmittel im Porenraum befinden, muss eine Kombination aus Weichzeichnung und Kantenverbesserung angewendet werden. Porengrenzen sind durch Kornüberzüge und schräg angeschnittene Klasten nicht immer sauber erfassbar. Das Durchscheinen von blauem Porenraum an der Porengrenze kann zur Überschätzung der Porosität führen (vgl. Trautwein, 2005).

Ein generelles Problem der Bildanalyse ist der Anschnittseffekt durch ein dreidimensionales Porennetzwerk: zufällige Schnittlagen sind kleiner als die maximale Porenschnittfläche. Aus diesem Grund sind mittlere Porengrößen systematisch zu klein. Kleine Schnittflächen („Porengrößen“) sind im Vergleich zu großen überproportional häufig, was sich in einer schiefen Häufigkeitsverteilung widerspiegelt. Daher sind auch die Häufigkeitskurven breiter als diejenigen von physikalischen Messverfahren (vgl. Trautwein, 2005). Errechnete Porositäten, Porengrößen und Porendichten steigen mit der gewählten Vergrößerung. Unter hohen Vergrößerungen wird die Rauigkeit der Porengrenze besser erfasst. Die maximale Porengröße ist dagegen bei niedrigen Vergrößerungen besser erfassbar, da übergroße Poren hier sichtbar werden.



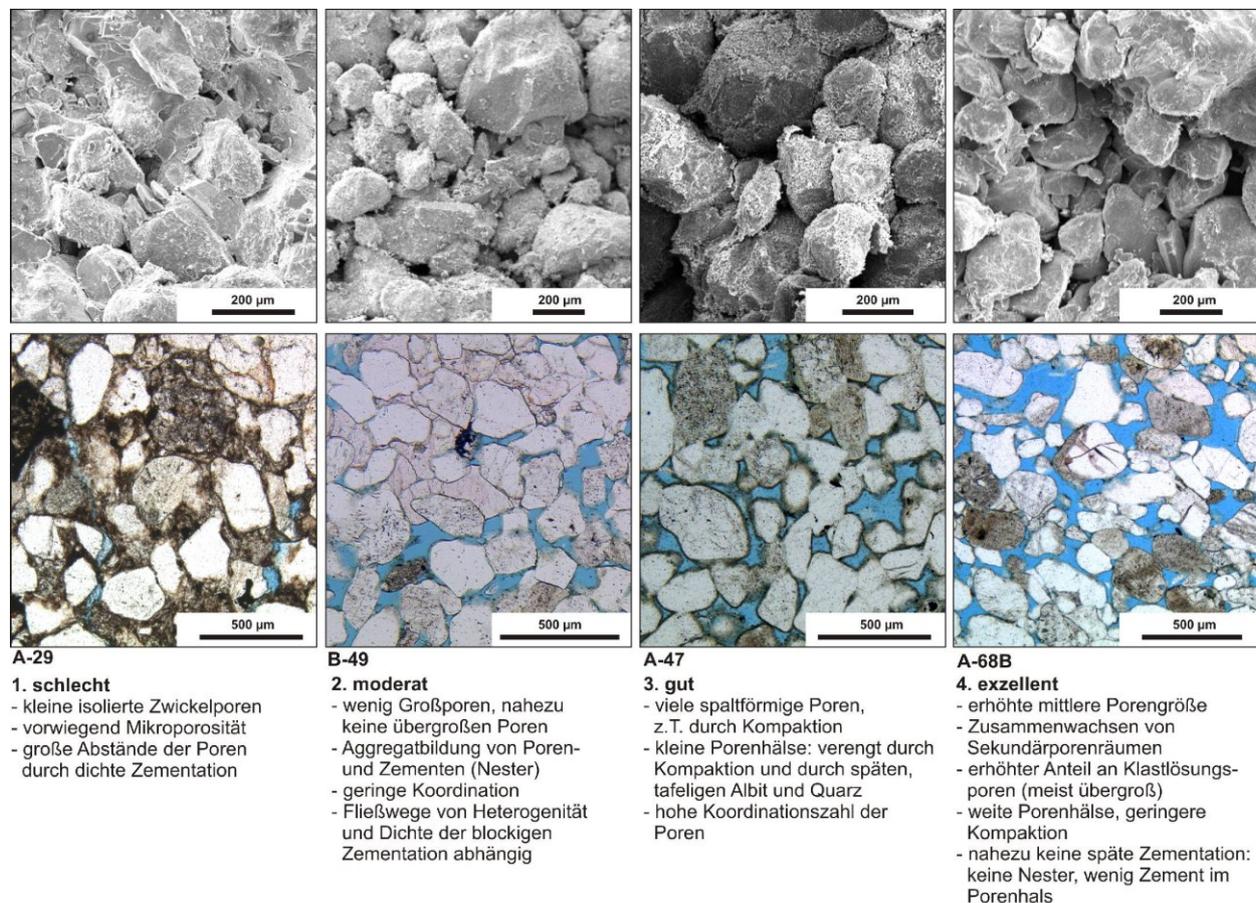
**Abb. 74:** Häufigkeitsverteilung der Porengrößen (L) und die Porendichte in den Porengrößenklassen (R): Dargestellt sind typische Vertreter jedes Diagenesetyps. Größere Häufigkeiten der kleinen Poren sind bedingt durch überproportional häufige Schnitte nah am Porenhals.

### 8.1.3 Porengrößenverteilung und Porenqualitätsklassen

#### Porengrößen und Häufigkeitsverteilungen

Mittlere Porengrößen der Proben reichen von 103 bis 3177  $\mu\text{m}^2$  (Mittelwert: 796  $\mu\text{m}^2$ ), mittlere Porendichten von 0 bis 95 Poren/ $\text{mm}^2$  (Mittelwert: 21 Poren/ $\text{mm}^2$ ). Graue Sandsteine zeigen größere durchschnittliche Porengrößen und Porendichten (852  $\mu\text{m}^2$ ; 29,3 Poren / $\text{mm}^2$ ) als rote Sandsteine (698  $\mu\text{m}^2$ ; 9,6 Poren / $\text{mm}^2$ ). Die häufigste Porengrößenklasse liegt, abgesehen von den sehr gering porösen IC-Typ-Sandsteinen, immer im Kleinporenbereich und ist als Systematik zweidimensionaler Schnitte zu verstehen (Abb. 74; vgl. Fehlerbetrachtung). Die Modalwerte der Porengröße sind in C- und I-Diagenesetypen ähnlich. Sie schwanken jedoch stark in gering porösen SB- und IC-Typen. Die Gesamt-Porendichten (pro  $\text{mm}^2$ ) steigen generell in der Reihenfolge der Diagenesetypen SB, CS, CT, IM-CS an (Abb. 74). Der Modalwert verschiebt sich in dieser Abfolge geringfügig zu höheren Werten. Die größte Porendichte wird in der Porengrößenklasse um 2500  $\mu\text{m}^2$  erreicht. Erhöhte Groß- oder Kleinporendichten sind im Vergleich der Diagenesetypen ansonsten nicht zu verzeichnen und die Porendichtekurven sind annähernd parallel (Abb. 74).

Die Porosität korreliert stark mit der Gesamtporendichte und der Porendichte der Großporen (>1024  $\mu\text{m}^2$ ), aber nur schwach mit der Porengröße (Porenfläche). Dies lässt sich möglicherweise dahingehend interpretieren, dass in den Sandsteinen annähernd Kugelpackungen mit ähnlich großen Intergranularräumen vorliegen und Zementlösung die dazwischen liegenden



— Makroporosität, Porenvernetzung, Koordinationszahl, Porendichte, Anteil Großporen, kleiner Feretdurchmesser, mittlere Porengröße

— Poren-Schwerpunktstand, Anteil Kleinporen, relative Mikroporosität, relative Intragranularporosität

**Abb. 75:** Veranschaulichung der Porenqualitätsklassen.

porenfüllenden Zemente entfernt. Das Zusammenwachsen von Einzelporen zu Netzwerken wird durch die Kugelpackung limitiert und ist im zweidimensionalen Schnitt nicht nachvollziehbar. Die Porosität korreliert nicht mit dem Anteil an Lithoklasten und Feldspäten des Sandsteins. Standardabweichungen der Porengrößen nach [Folk & Ward \(1957\)](#) sind von der Korngröße abhängig: je gröberkörnig der Sandstein, desto poröser ist der Sandstein bei vergleichbarer Standardabweichung der Porengröße.

### Porenqualitätsklassen

Zum Vergleich von der gemessenen Permeabilität mit der Porengrößenverteilung und der petrographischen Charakteristik des Porensystems werden vier Qualitätsklassen gebildet ([Abb. 75](#)). Klasse 1 steht für eine sehr geringe, Klasse 4 für eine sehr hohe Permeabilität. Von Klasse 1 zu Klasse 4 steigt die Vernetzung der Porenräume durch den geringeren Anteil an blockigem Zement, einer geringeren Dichte der Zementnester und einem geringeren Abstand der Porenschwerpunkte. In schlechten und moderaten Porensystemen (Kl. 1 und 2) kontrolliert die Blockierung von Fließwegen durch Anhydrit- und Calcit-Zementnester die Permeabilität. Typen mittlerer Qualität (Kl. 2 und 3) sind stark von der heterogenen Verteilung und Dichte der Zementation abhängig. Sind offene Fließwege um Zementnester vorhanden, kann die Permeabilität auch bei geringer Porosität hoch ausfallen. Da in laminierten Sandsteinen (z.B. pin-stripe-Lamination) Groblaminen bevorzugt zementiert sind, ist von ausschließlicher Fluidbewegung in der Feinlamine auszugehen. Gute Typen unterscheiden sich von sehr guten (Kl. 3 und 4) durch späte tafelige Albit- und Quarzzemente im Porenhals, durch etwas kleinere Porenhäule bedingt durch stärkere Kompaktion (häufig zusammenhängend mit bimodaler Korngrößenverteilung), während die besten Typen (Kl.4) große offene Porennetzwerke durch Zusammenwachsen von Zement- und Klastlösungsporen zeigen. Mittlere Porengrößen und Porenform-Parameter (Porenindex, Feret-Verhältnis) bleiben von Klasse 2 bis 4 annähernd konstant, nur die Porendichte steigt deutlich und der Anteil übergroßer Poren steigt geringfügig ([Abb. 75](#)).

#### 8.1.4 Petrographische Charakterisierung der Porenkonnektivität

Eine physikalische Größe zur Beschreibung der Porenvernetzung ist die Turtuosität  $T$  (Verwundenheit der Fließpfade):  $T = l/L$  (mit  $l$ : verwundener Fließweg,  $L$ : direkter Weg; [Schön, 1998](#)). Da in zweidimensionalen Dünnschliffen nur Teile eines Porensystems angeschnitten sind ([Basan et al., 1997](#)), wird der Vernetzungsgrad durch die Charakterisierung von Durchmesser, Länge und Form der Kanalporen und Porenhäule abgeschätzt ([Bernabe, 1991](#); [Trautwein, 2005](#)). Die Bedeutung der Porenvernetzung wurde vielfach in vorangegangenen Studien beschrieben, welche Durchlässigkeitsunterschiede in Sandsteinen ähnlicher Porosität und Tonauthigenese mit der Porengröße und -geometrie begründen (z.B. [Abram, 2007](#)). Gute Zusammenhänge zwischen der Porengeometrie und der Permeabilität sind in tonarmen Sandsteinen zu erwarten ([Doyen, 1988](#); [Schön, 1998](#)).

### Porengeometrische Parameter

Im bearbeiteten Probensatz liegt das Feret-Verhältnis zwischen 0,17 bis 0,84 (M: 0,58). Damit sind Poren im Schnitt  $1 \frac{2}{3}$  mal so lang wie breit und damit weniger ausgelängt als typische Werte von Sandsteinen (F: 0,3 bis 0,4; Zhang & Knackstedt, 1995). Der Quotient aus Porenumfang zu Porenfläche beträgt zwischen 0,06 und 0,76 (M: 0,22). Ein positiver Zusammenhang zwischen diesem Quotienten und der Oberflächenrauigkeit gilt nur dann, wenn der Porenrand räumlich auflösbar ist (REM, Vergrößerung  $>1000 \times$ ). Für die gegebenen niedrigen Vergrößerungen (lichtoptisch, 50-100  $\times$ ) spiegelt der Quotient eher die Porenform und auch die Porengröße wider, da die Fläche mit dem Quadrat des Umfangs zunimmt: je größer der Quotient, desto kleiner die Pore. Porenrundungen liegen zwischen 0,13 und 1,00 (M: 0,65). Kreisförmige Schnitte besitzen eine Rundung von 1 (Trautwein, 2005). Je geringer die Rundung, desto intensiver sind konkave Einbuchtungen des Porenumfangs ausgebildet. Ränder und spitzwinklige Ausbuchtungen von Porenschnitten stellen angeschnittene Porenhälse dar. Als vergleichbarer Formfaktor korreliert der Porenindex nur schwach positiv mit der Porenrundung einer Probe, was auf eine Mischung unterschiedlicher Porenformen zurückzuführen ist. Die bearbeiteten Sandsteine weisen einen Porenindex von 6,31 bis 61,31 (M: 20,45) auf. Die Abstände der Porenschwerpunkte betragen zwischen 38,98 und 537,15  $\mu\text{m}$  (M: 138,48  $\mu\text{m}$ ). Je kleiner der Abstand im 2D-Schnitt, desto größer die Wahrscheinlichkeit der Vernetzung. Proben mit geringeren Abständen als von einem Korndurchmesser (ca. 200  $\mu\text{m}$ ) können als gut vernetzt gelten. Als Näherungswert für die Porenhalsweite (vgl. Trautwein, 2005; Abram, 2007) beträgt die durchschnittliche Größe des kleinen Feretdurchmessers 5,19 bis 53,90  $\mu\text{m}$  (M: 20,73  $\mu\text{m}$ ).

Graue Sandsteine unterscheiden sich von roten, insbesondere durch ihre He-Porosität (erhöht um den Faktor:  $\times 2,3$ ), die Permeabilität (Faktor:  $\times 4,4$ ), die bildanalytisch bestimmte Makroporosität ( $\times 3,0$ ) und ihre Porendichte ( $\times 2,9$ ). Intragranularporositäten in grauen Sandsteinen betragen das 1,9-fache und die relative Mikroporosität nur das 0,8-fache von roten Sandsteinen. Mittlere Porengrößen und mittlere kleine Feretdurchmesser und der Porenindex grauer Sandsteine sind um den Faktor 1,2 gegenüber roten Sandsteinen erhöht, während der Quotient von Umfang zu Fläche um den Faktor 0,8 geringer und der Abstand der Porenschwerpunkte um den Faktor 0,7 geringer ist als in roten Sandsteinen (Abb. 76).

Im Durchschnitt sind graue Sandsteine daher deutlich poröser und durchlässiger als rote, besonders im Hinblick auf die Makroporosität. Eine erhöhte Intragranularporosität weist auf stärkere Klastlösung hin. Poren grauer Sandsteine sind schwächer gerundet und etwas stärker elongiert. Größere Porenindizes bei gleichzeitig herabgesetztem Quotienten aus Umfang zu Fläche weisen auf eingebuchtete, etwas komplexere Porenformen bei grauen Sandsteinen hin. Ein gewisser Anteil dieser Variation könnte auch mit der quadratisch zum Umfang steigenden Porengröße zusammenhängen. Einen größeren Einfluss auf die Durchlässigkeit scheint aber die erhöhte Porendichte, die leicht erhöhte kleine Feretdurchmesser und ein reduzierter Abstand der Poren zu sein. Eine größere Standardabweichung der Porengrößen in grauen Sandsteinen auf variable Porenformen und einen höheren Anteil Großporen hin (Abb. 76).

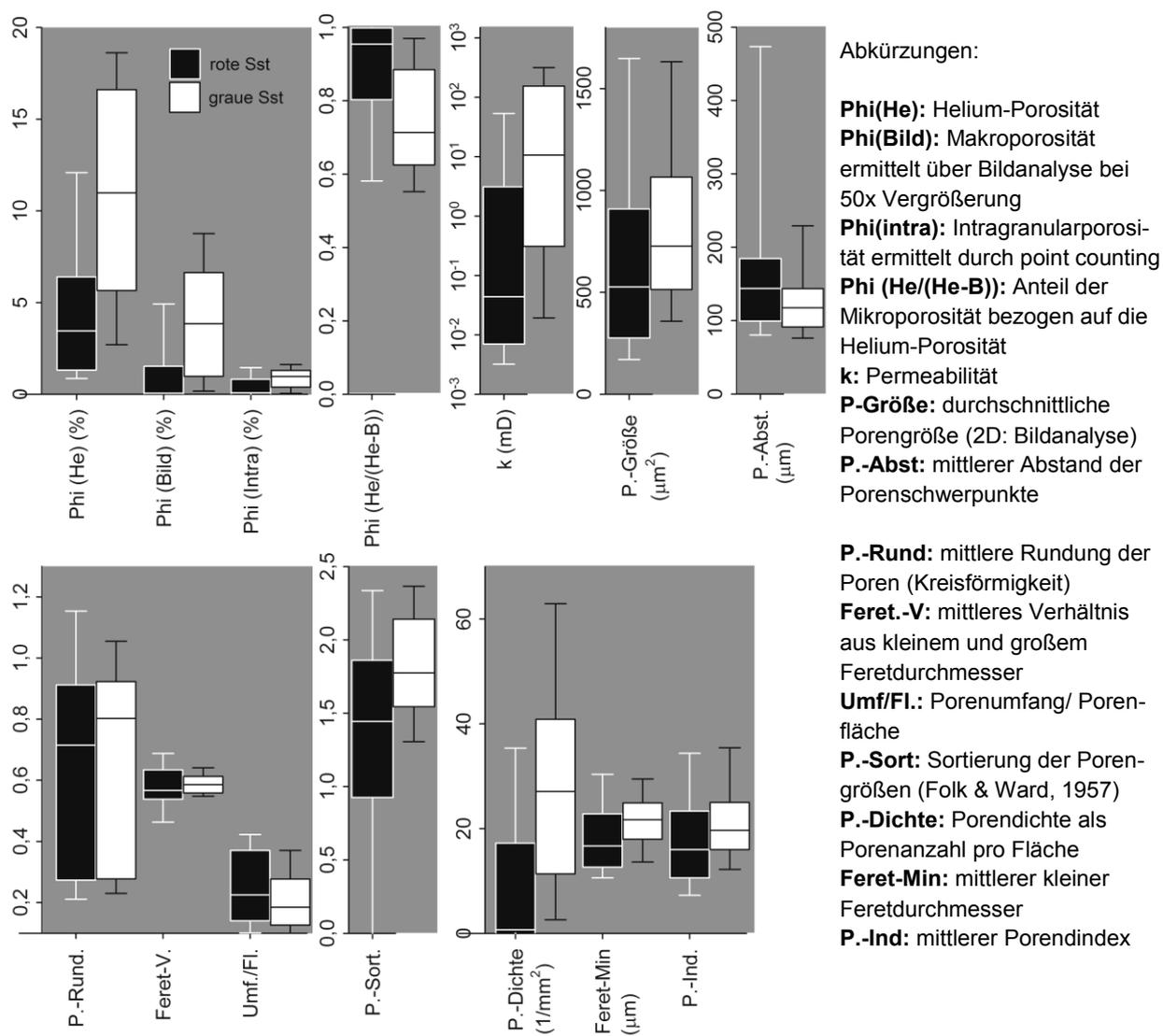


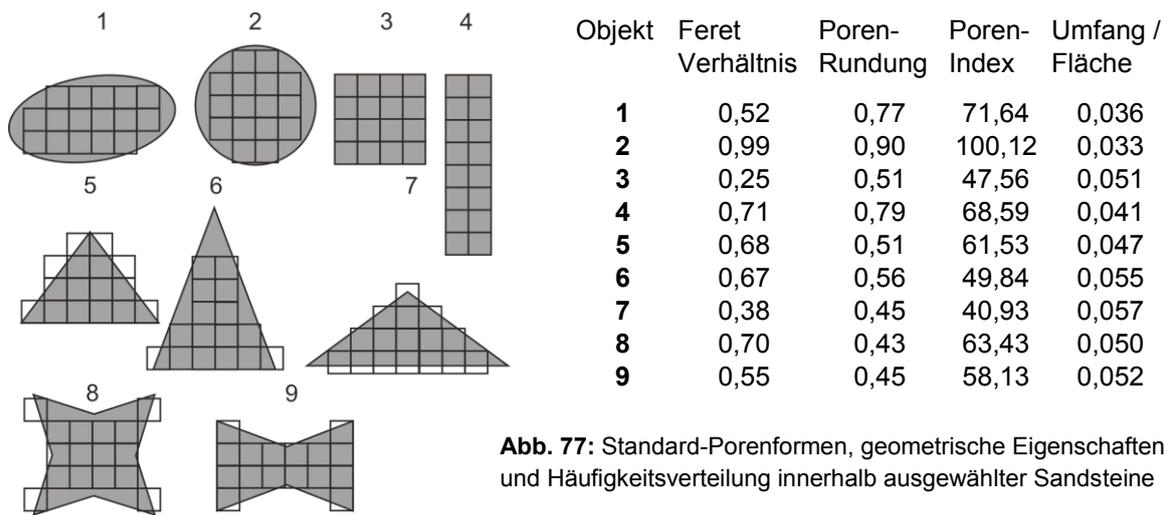
Abb. 76: Unterschiede des Porensystems roter und grauer Sandsteine.

### Porenform-Klassen

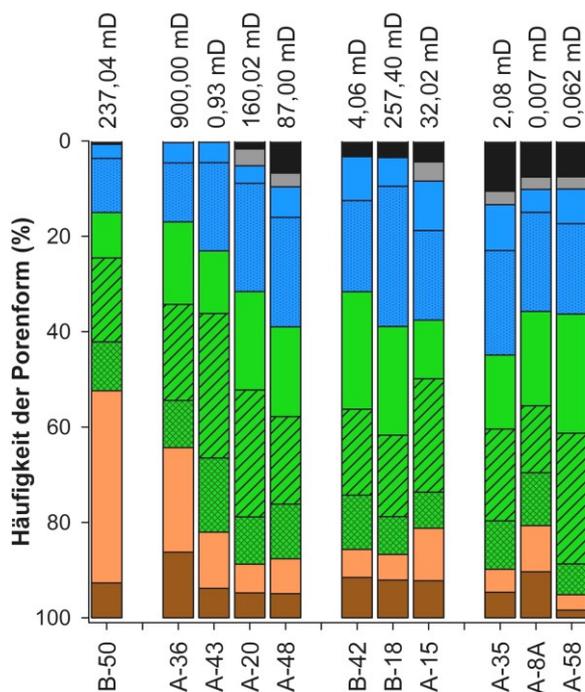
Zur Erweiterung der Interpretation quantitativer porengeometrischer Parameter werden Porenformen in neun häufig beobachtete Formklassen unterteilt und für jede Standardform vier wichtige geometrische Parameter bestimmt (Abb. 77). Das Feretverhältnis ist bei isometrischen kreisförmigen Poren maximal, bei rechteckigen, (gleichseitig) dreieckigen und isometrischen sternförmigen Poren noch hoch und sinkt mit der Streckung oder Stauchung der Formen. Die Porenrundung nimmt von der Kreisform über das Oval, Rechteck und Dreieck bis zu sternförmigen Poren mit großen Umfängen ab. Einen ähnlichen Trend zeigt der Porenindex mit dem Unterschied, dass spitz- und stumpfwinklige sowie dreieckige Poren minimale Porenindizes zeigen. Genau entgegengesetzt zum Porenindex ist der Quotient aus Umfang zu Fläche bei kreisförmigen Poren minimal und bei Dreiecken maximal (Abb. 77).

Im Umkehrschluss lassen sich porengeometrische Parameter wie folgt interpretieren:

- ein großes Feretverhältnis deutet auf isometrische Poren, möglicherweise auf ein locker gepacktes Gefüge mit geringer kompaktionsbedingter vertikaler Einengung hin
- hohe Rundungsgrade der Poren sind als Hinweis auf kreisförmige und rechteckige Poren mit einfachen Umrissen zu verstehen; abnehmende Rundung führt verstärkt zu Ein- und Ausbuchtungen der Poren
- ein großer Porenindex deutet auf breite, isometrische Poren hin; die Abnahme des Porenindex ist als Zunahme des Anteils schmaler dreieckiger Poren zu verstehen



**Abb. 77:** Standard-Porenformen, geometrische Eigenschaften und Häufigkeitsverteilung innerhalb ausgewählter Sandsteine



**LO:** typische Porenformen, die nach petrographischen Beobachtungen in den untersuchten Sandsteinen häufig auftreten.

**O:** geometrische Eigenschaften der Porenformen zur Veranschaulichung von porengeometrischen Parametern, gemessen an Objekten gleicher Fläche (ca. 200  $\mu\text{m}^2$ ).

**LU:** gestapelte Häufigkeiten von Porenformen in 11 Sandsteinen; von links nach rechts diskontinuierliche Abnahme der Permeabilität.

Ein Vergleich der Häufigkeit der enthaltenen Porenformen in Sandsteinen unterschiedlicher Permeabilität zeigt, dass alle Formtypen in allen Sandsteinen enthalten sind. Ovale und kreisförmige Poren sind auf gering und moderat durchlässige Proben beschränkt. Quadratische und rechteckige Poren treten bei geringer und hoher Permeabilität auf und sind selten in Proben mit höchster Permeabilität. Dreieckige Poren treten in den meisten Sandsteinen in ähnlicher Häufigkeit auf, abgesehen von höchstpermeablen Proben. Gering poröse rote Sandsteine (A-58) und spät kompaktierte graue Sandsteine enthalten erhöhte Anteile dreieckiger, insbesondere spitzwinkliger Poren. Sternförmige und eingeschnürte Poren sind nur in Sandsteinen sehr hoher Permeabilität häufig. Abgesehen von diesem generellen Trend können sehr hohe Permeabilitäten auch mit einem hohen Anteil dreieckiger (A-20) oder rechteckiger Poren (B18) zusammenhängen, da auch andere Faktoren die Permeabilität beeinflussen.

### Interpretation:

Petrographische Beobachtungen zeigen, dass quadratische und rechteckige Poren besonders häufig in Verbindung mit blockigen Zementen auftreten. Fehlen blockige Zemente weitgehend, sind sie als Hinweis auf eine lockere Partikelpackung zu verstehen. Dreieckige Poren entstehen in stärker kompaktiertem Gefüge mit wenig blockigem Zement oder alternativ als spaltenförmige Poren von Porenzwickeln. Erhöhte Anteile an dreieckigen Poren sind im mittleren Porositätsbereich, mehr sternförmige Poren im oberen Porositätsbereich als Anzeiger für gute Porenvernetzung zu werten. Je komplexer, eingeschnürter und größer die Poren sind, desto wahrscheinlicher ist eine sekundäre Bildung durch Klast- und Zementlösung anzunehmen die zum Zusammenwachsen mehrerer Einzelporen führt. Somit erreichen, allgemein ausgedrückt, Sandsteine mit dreieckigen und komplex-sternförmigen oder eingebuchteten Poren mit großer Längserstreckung, geringer Rundung und geringem Schwerpunktabstand die höchsten Permeabilitäten.

## 8.2 Spezifische Oberflächen

### 8.2.1 Definitionen

Die spezifische Oberfläche  $S$  (innere Oberfläche) ist definiert als Summe aller von außen zugänglichen Grenzflächen bezogen auf die Masse des Gesteins. Es handelt sich um eine skalare Größe ohne geometrische Information und gleichzeitig um eine fraktale Größe, die vom Auflösungsvermögen des Messverfahrens abhängt (Riepe, 1984; Trautwein, 2005). Da authigene Tonminerale und Eisenoxide sehr große Oberflächen besitzen, haben bereits geringe Anteile dieser Phasen große Auswirkungen auf die Gesamtoberfläche eines Sandsteins. In Reinform werden für diese Minerale folgende spezifische Oberflächen angegeben (<sup>1</sup> Tissot & Welte, 1984; <sup>2</sup> Scheffer & Schachtschabel, 2009):

- gut kristallisierter Hämatit 50-150 m<sup>2</sup>/g      2
- Chlorit: 10-50 m<sup>2</sup>/g      1
- Illit: 50-120 m<sup>2</sup>/g      1
- bzw. 50-200 m<sup>2</sup>/g      2
- Smektit 600-800 m<sup>2</sup>/g      2

Von der spezifischen Oberfläche ist die Rauigkeit der Poren-Mineralgrenzfläche abhängig sowie auch die nichtreduzierbare Wassersättigung (irreducible bound water), die sich aus kapillar- und elektrisch gebundenem Wasser zusammensetzt. Letzteres steigt mit der

Kationenaustauschkapazität und sinkt mit der Schichtladung des Minerals (Eslinger & Pevear, 1988; Deutrich, 1993).

Unter der reaktiven Oberfläche wird jener Anteil der spezifischen Oberfläche verstanden, der imstande ist mit einem Fluid zu reagieren. Häufig wird beschrieben, dass reaktive und spezifische Oberflächen direkt proportional sind (z.B. Ganor et al., 1999), was sich in einer positiven Korrelation von Lösungsrate und spezifischer Oberfläche widerspiegeln kann (z.B. May et al., 1995). Zahlreiche Arbeiten zeigen jedoch, dass ein solcher linearer Zusammenhang nicht besteht (z.B. Brantley & Chen, 1995; Brantley & Mellot, 2000; Brandt et al., 2003). So weist Brandt et al. (2003) experimentell nach, dass allein die Kantenflächen der Schichtsilikate Hectorit, Nontronit und Phlogopit die reaktiven Flächen sind, während die großen Basisflächen scheinbar inert sind (vgl. Rufe & Hochella, 1999). Kristallographisch beginnt die Lösung von Chlorit im Bereich struktureller Defekte auf den (001)–Flächen, während Nontronit und Hectorit an chemisch-kompositionellen Unregelmäßigkeiten bevorzugt angelöst werden (Brandt et al., 2003). Die von Brandt et al. (2003) aus Lösungsexperimenten berechnete reaktive Oberfläche von Chlorit ist mit  $2,4 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{g}$ , um drei Größenordnungen kleiner als deren spezifische Oberfläche von  $1,6 \text{ m}^2/\text{g}$ . Dies verdeutlicht die Schwierigkeit, die Größe der tatsächlich reaktiven Oberfläche abzuschätzen, selbst wenn die Oberflächenzusammensetzung bekannt ist.

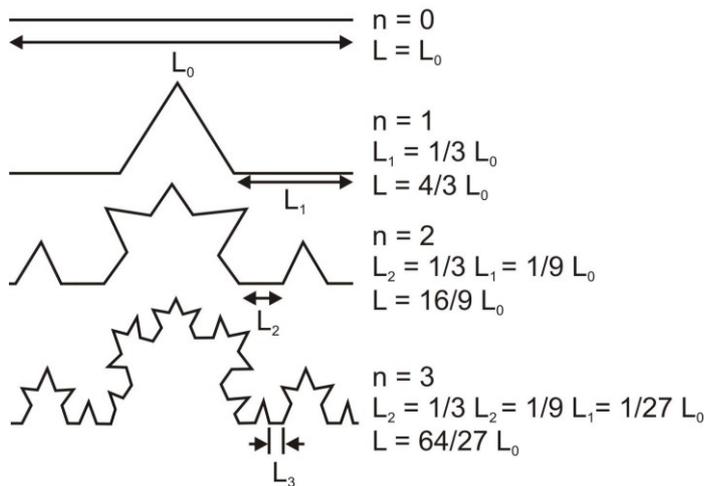
Neben den genannten mineralogischen Kriterien spielt auch die Oberflächenbenetzung eine Rolle: In wasserbenetzten Gasspeichern sind reaktive Oberflächen und Lösungsraten identisch zu denen im water leg anzunehmen, während die Benetzung durch Öl oder Festbitumen die reaktive Oberfläche herabsetzt (Worden & Morad, 2003). Die Benetzung durch Asphaltene oder durch polare organische Komponenten tritt bevorzugt auf eisenreichen Chloriten auf (Cuiec, 1987; Worden & Morad, 2003), während Illit selbst nach der Ölmigration noch wasserbenetzt vorliegt. Benetzbarkeit und Oberflächenladung sind vom pH-Wert abhängig. Unter typischen Bedingungen im Reservoir (pH 4-7; Hanor, 1994) zeigt Calcit ein ölbenetzendes und Quarz ein wasserbenetzendes Verhalten (Worden & Morad, 2003).

### 8.2.2. Mineraloberflächen via BET

Spezifische Oberflächen der Sandsteine, die mit dem BET-Verfahren bestimmt wurden, schwanken zwischen  $0,66$  und  $1,50 \text{ m}^2/\text{g}$ . Oberflächen roter Sandsteine sind mit durchschnittlich  $0,87 \text{ m}^2/\text{g}$  etwas kleiner als jene gebleichter Sandsteine ( $0,97 \text{ m}^2/\text{g}$ ). Werden gebleichte Sandsteine nach der Porosität gegliedert, so zeigen Proben mit  $<4\%$  Makroporosität mit  $1,19 \text{ m}^2/\text{g}$  größere Oberflächen als solche mit  $>4\%$  Makroporosität ( $0,82 \text{ m}^2/\text{g}$ ). Verglichen mit Oberflächen der reinen Minerale Chlorit, Illit und Hämatit (s.o., Tissot & Welte, 1984; Scheffer & Schachtschabel, 2009) sind die gemessenen Oberflächengrößen um den Faktor 10 (für Chlorit) bis 200 (für Illit) kleiner. Die große Differenz zeigt jedoch auch, dass Oberflächen der Reinsubstanzen und Porenoberflächen in Sandsteinen nicht direkt vergleichbar sind.

### 8.2.3 Geometrische Oberflächen

Geometrische Oberflächen werden durch Längenmessungen der Einzelminerale im Mikroskop bestimmt (Turpault & Trotignon, 1994). Streckenverhältnisse der Porengrenzen



**Abb. 78:** Koch-Kurve: Einfaches Beispiel zur Veranschaulichung der Skaleninvarianz fraktaler Geometrie: Die erkennbare Rauigkeit  $L/L_0$  steigt mit jeder Vergrößerungsstufe (Iterationen  $n$ ) analog zur Steigerung der sichtbaren Rauigkeit mit zunehmender Vergrößerung im Mikroskop.

im Dünnschliffbild ermöglichen eine erste Abschätzung der mineralspezifischen Anteile zur Pore exponierten Oberflächen. Wird die Oberflächenrauigkeit vernachlässigt, etwa wenn nur sehr glatte Quarzklasten und Quarzanwachssäume vorhanden sind, so lässt sich durch Kenntnis der Korngröße die Kugeloberfläche der Klasten und, darauf bezogen, auch die mineralspezifischen Anteile an den Poren-Mineralgrenzflächen berechnen. Die Kugeloberfläche errechnet sich wie folgt:  $S = 4 L_p/\Pi * A_p$ ; mit  $L_p$ : Porendurchmesser  $A_p$ : Porenschnittfläche (Tiab & Donaldson, 2004). Eine komplexe Diagenese erfordert jedoch ein fortgeschrittenes geometrisches Modell, welches die Mineralgeometrie, die Mineralanordnung und Porenstruktur gleichermaßen berücksichtigt. Ein solches Modell, wie im Methodenteil vorgestellt, kommt in dieser Arbeit zur Anwendung (vgl. Abb. 12, 13 und 13, S.15 ff).

Grundsätzlich anders würde eine summarische Oberflächenbeschreibung mit fraktaler Geometrie arbeiten (Poon et al., 1992). Jedes Fraktal besitzt ein zentrales Objekt, das bei jeder Iteration in verkleinerter Form wiederkehrt. Kennzeichnend für diese Methode ist die gebrochene Dimensionalität, da ein Objekt aus mehreren Kopien seiner selbst besteht. Charakteristisch ist auch die Skaleninvarianz, gleichbedeutend mit einer Zunahme der Details mit steigender Vergrößerungsstufe, was auf die Rauigkeit von Mineraloberflächen übertragen werden kann. Anschaulich zeigen sich beide charakteristische Merkmale am Beispiel der Koch-Kurve (Abb. 78). Ein fraktales Modell zur Oberflächenbeschreibung wird von Pape et al. (1999, 2000) und Clauser & Pape (2003) vorgestellt.

### Fehlerbetrachtung

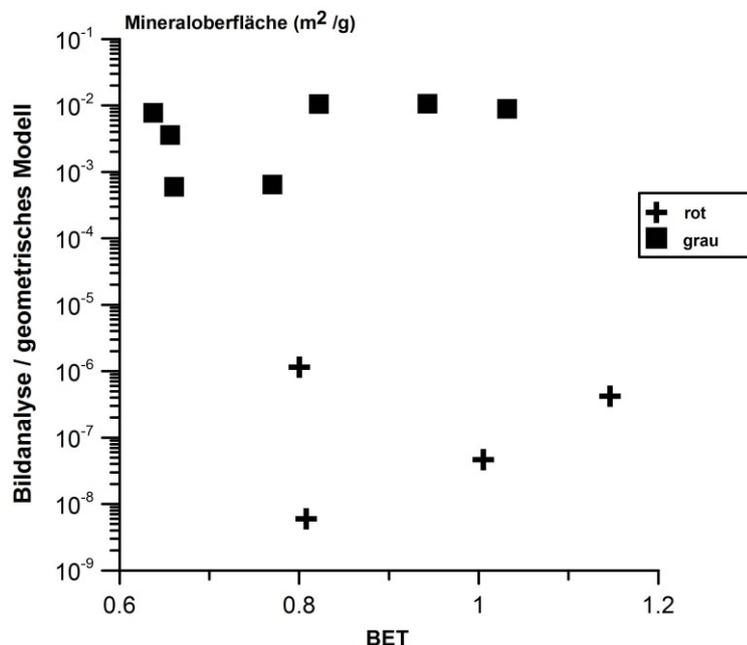
Im Porenmodell werden ausschließlich Makroporositäten und Makroporendichten verrechnet. Kleinere Poren, etwa zwischen Tonmineral-Schichtpaketen (vgl. Fischer & Gaupp, 2004) sind diesem Ansatz nicht mehr fassbar. Die Streckenmessung der Porenränder arbeitet mit geringen Fehlern. Die Mineralbestimmung im Dünnschliffphoto (PPL + XPL) ist als zuverlässig anzunehmen, wobei Relationen innerhalb feiner Vermengungen aus Chlorit und Illit weder im Lichtmikroskop noch im REM auflösbar sind. Die Verhältnisse müssen daher abgeschätzt werden. Die Basisflächen von Tonmineralen sind mit großer Genauigkeit zu vermessen und die Engständigkeit der Platten ist gut berechenbar. Ungenauigkeiten in der Dickenmessung sind für die Oberflächengröße vernachlässigbar, selbst eine höhere räumliche Auflösung (als 15000-fach) bringt hier keinen Vorteil. Problematisch sind die Größenannahmen von Illiten, die sich zwischen und auf den Chloritplatten befinden und selbst in dreidimensionalen Auf-

nahmen nicht sicher auffindbar sind. So können Maße und räumliche Anordnung nicht berücksichtigt werden kann. Ebenfalls müssen mehrlagige tangential Chlorite unberücksichtigt bleiben, wie auch die tieferen Schichten von Tonkutanen. In beiden Fällen ist nicht geklärt, ob nur die oberste oder auch darunterliegenden Platten (oder Fasern) mit einem Fluid reagieren können. In dieser Arbeit wird die Häufigkeit von Illitfasern pro Faserbündel als einheitlich angenommen sowie auch die räumliche Plattendichte innerhalb eines Chlorit-Morphotyps. Heterogenitäten hängen wahrscheinlich stark von der Diageneseentwicklung der Sandstein-Typen ab und müssen im Einzelfall geklärt werden. Geometrisch nicht fassbar sind extrem feinkristalline authigene Minerale wie Aggregate von Hämatit, Mischungen aus Hämatit und Illit in Tonkutanen sowie illitisierte und andere mikroporöse Klasten. Rauigkeitsfaktoren die im geometrischen Modell errechnet werden, erscheinen als sehr klein. Realistische Rauigkeitsfaktoren müssten auch innere Oberflächen zwischen Tonmineralschichten und feinste Mikroporositäten innerhalb von Tonkutanen und Klasten erfassen.

### Vergleich der bildanalytisch bestimmten Oberflächen mit BET-Oberflächen

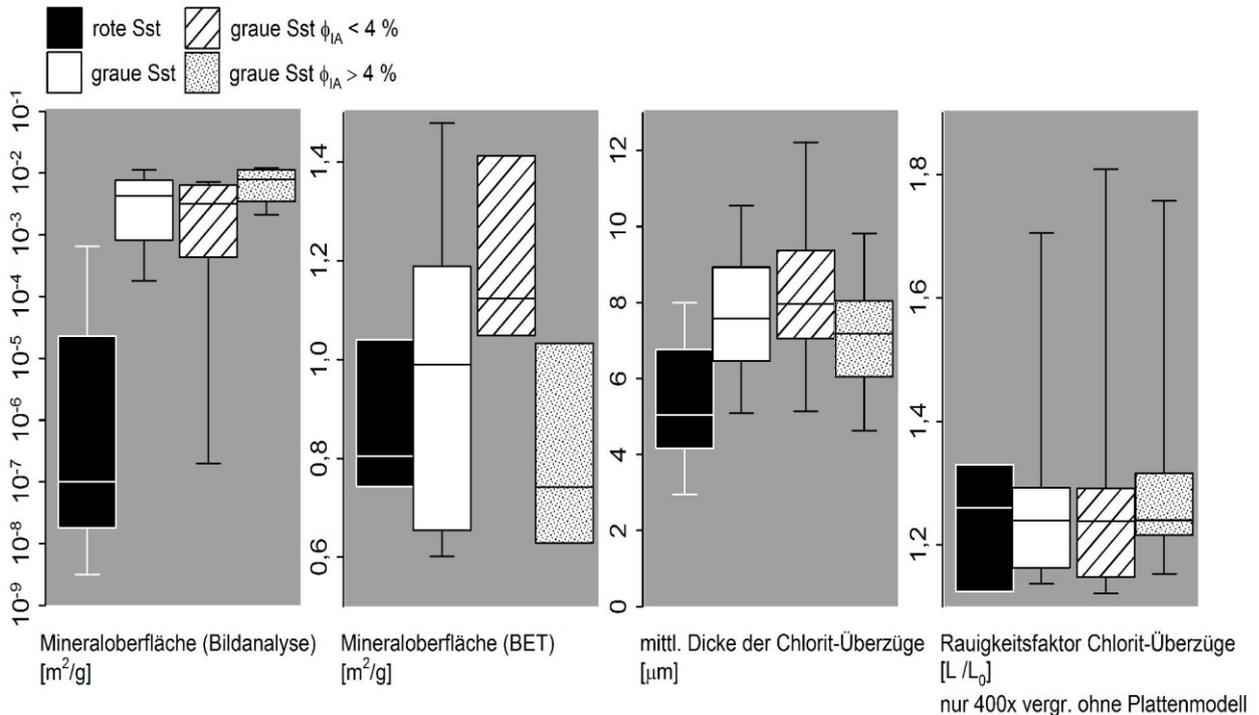
Mit Hilfe der Bildanalyse und mit einem geometrischen Modell errechnete, summarische Gesamtoberflächen sind in roten Sandsteinen im Durchschnitt wesentlich kleiner ( $2,10 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{g}$ ) als in grauen Sandsteinen ( $4,62 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{g}$ ). Innerhalb der grauen Typen steigt die Oberflächengröße mit der Porosität. Durch BET bestimmte Oberflächengrößen schwanken nur geringfügig zwischen roten (durchschnittlich  $0,87 \text{ m}^2/\text{g}$ ) und grauen Sandsteinen ( $0,97 \text{ m}^2/\text{g}$ ). Der Wertebereich roter Proben überlappt sich vollständig mit dem der grauen. Graue Sandsteine geringer Makroporosität (<4%) besitzen mit  $1,19 \text{ m}^2/\text{g}$  größere Oberflächen und dickere Chlorit-Kornüberzüge ( $8,14 \mu\text{m}$ ) als Sandsteine mit großer (>4%) Makroporosität ( $0,82 \text{ m}^2/\text{g}$  und  $6,95 \mu\text{m}$ ; Abb. 80).

Bildanalytisch ermittelte absolute Mineraloberflächen der grauen Proben sind um 3-4 Zehnerpotenzen kleiner als die jeweiligen BET-Oberflächen, diejenigen der roten Sandsteine sogar um 6-8 Zehnerpotenzen kleiner. Rote und graue Sandsteine sind über bildanalytisch ermittelte Oberflächen klar zu trennen, während sich ihre BET-Oberflächen beträchtlich überlappen.



**Abb. 79:** Vergleich summarischer absoluter Oberflächengrößen: Geometrische Oberfläche berechnet über Bildanalyse und geometrisches Modell aufgetragen gegen spezifische Oberfläche gemessen per BET-Verfahren; Unterscheidung roter und grauer Sandsteine. (BET-Daten: D.Pudlo)

Eine Korrelation der Oberflächengröße beider Verfahren besteht nicht (Abb. 79). Tabelle 6 stellt Oberflächengrößen von Proben innerhalb dreier Permeabilitätsklassen (0-0,75 mD, 0,75-11 mD und 11-1500 mD) den Mineralphasen mit großen Oberflächen gegenüber. Für geringe Permeabilitäten (hier: meist rote Sandsteine) steigt die Oberfläche mit dem Gehalt an Tonmatrix und Tonkutanen. Proben mit etwas Makroporosität (A-58) haben größere Oberflächen als komplett zementierte. In Proben mittlerer Permeabilität nimmt die Oberfläche nicht mit steigendem Gehalt an Chlorit und Illit zu. Die Gesamtoberfläche und der zur Pore exponierte Illit und Chlorit sind in mäßig permeablen Sandsteinen höher als in hoch permeablen Sandsteinen.



**Abb. 80:** Oberflächeneigenschaften roter und grauer Sandsteine: Streuung innerhalb der roten und grauen Sandsteine, sowie graue Sandsteine unterschieden nach Makroporosität; Dicke und Rauigkeit der Chlorit-Kornüberzüge ermittelt an 400x vergrößerten PPL-Bildern per Bildanalyse; BET-Daten: D.Pudlo).

**Tab. 6: Ausgewählte Proben sortiert nach Permeabilitäts (k) –Klasse**

in Gegenüberstellung mit volumetrischen und effektiven Häufigkeiten von Mineralen, \*: Daten nicht vorhanden

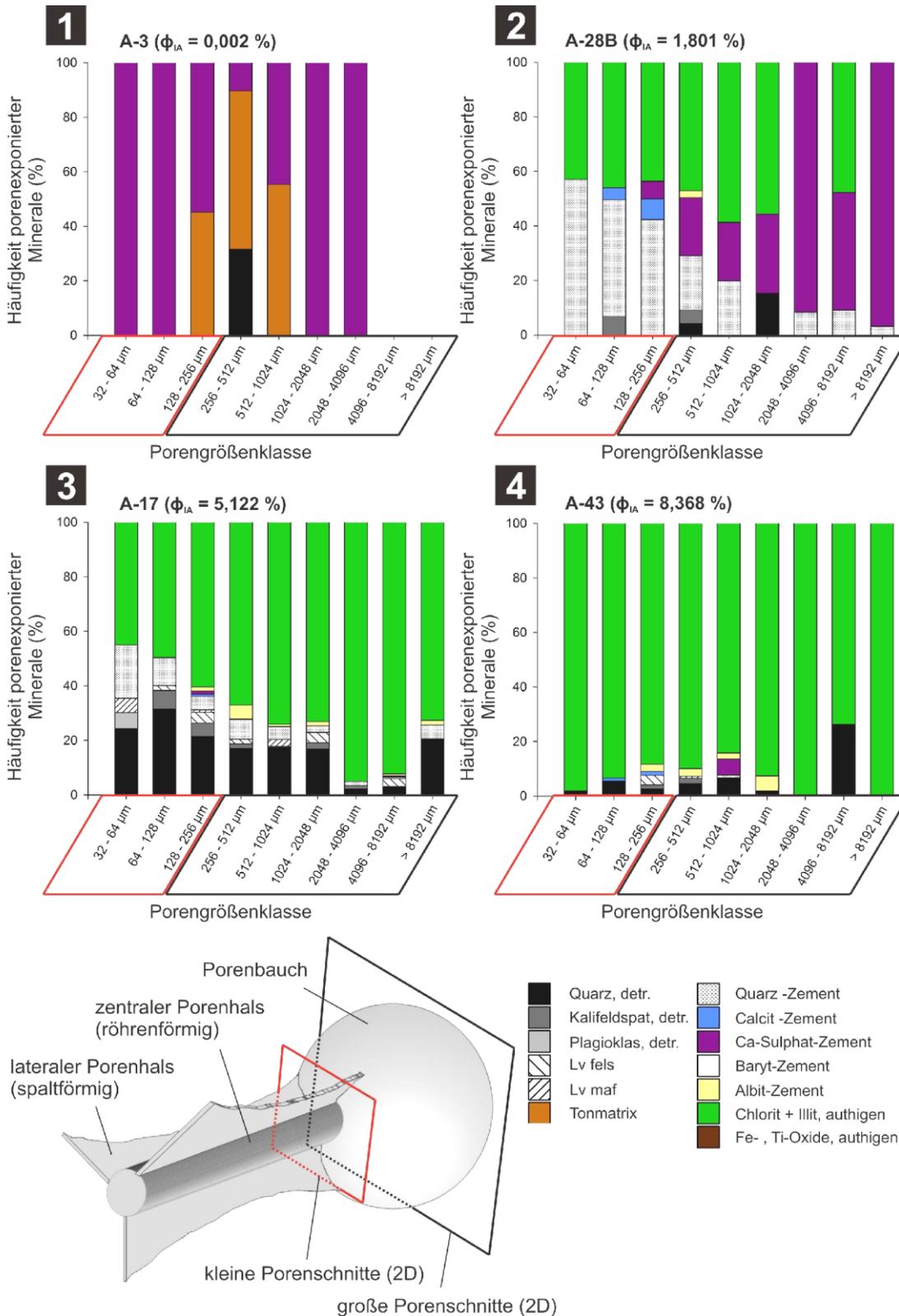
k-Kl.	Probe	k [mD]	S (m <sup>2</sup> /g)	phi (%)	Mineralphasen großer Oberfläche										
						% Matrix		% Hm		% IC		% Chl		% Illit	
						vol	eff	vol	eff	vol	eff	vol	eff	vol	eff
3	A-9	0,03	0,66	3,45	rot	-	-	-	-	0,6	46,7	-	-	-	-
	A-59-1	0,04	1,01	1,93	rot	4,4	20,9	7,6	1,2	1,6	-	0,2	-	-	-
	A-72	0,06	0,81	4,44	rot	1,2	-	1,6	5,8	0,4	-	0,2	-	-	-
	A-58	0,06	1,15	2,53	rot	-	-	1,2	-	0,4	-	-	-	-	-
2	A-35	2,08	1,50	10,70	grau	3,8	-	-	-	2,6	6,9	1,3	46,1	0,7	33,9
	A-17	6,63	0,66	8,04	grau	-	-	-	-	1,0	3,5	2,4	50,5	0,8	31,2
	C-124	7,70	1,15	12,20	rot	-	*	1,4	*	1,2	*	0,2	*	-	*
1	A-15	32,02	0,77	12,07	grau	-	-	-	0,2	1,6	8,1	0,5	18,0	0,1	15,3
	A-47	150,00	0,82	20,60	grau	-	-	-	-	0,8	2,6	6,0	76,9	1,1	16,1

**Interpretation:**

Auffällig (um mehrere Zehnerpotenzen) unterschiedliche Oberflächengrößen beruhen darauf, dass die Bildanalyse und das Porenmodell nur Makroporositäten erfassen. Graue Sandsteine sind makroskopisch porös. Der Unterschied zur BET-Oberfläche fällt dementsprechend kleiner aus als bei den makroskopisch dichten, roten Proben. Die große Variation der (bildanalytischen) Oberfläche grauer Sandsteine hängt damit zusammen, dass mit steigender Makroporosität auch der Chlorit- und Illitgehalt und daher auch die Oberflächengröße ansteigt. Durch BET bestimmte Oberflächen roter Sandsteine (mit wenig Makroporosität) sind unerwartet groß. Dies lässt sich dadurch erklären, dass bereits kleine Anteile von Hämatit oder Illit (als Reinphasen bis  $>100 \text{ m}^2/\text{g}$ ), ausreichen um Oberflächen im Bereich  $1 \text{ m}^2/\text{g}$  zu erreichen. Da Hämatit nur in geringem Maße porenraumexponiert vorliegt, erscheinen Oberflächen dieser Größenordnung realistisch. Da die Oberfläche gemeinsam mit dem Anteil an Tonmatrix und Tonkutanen ansteigt, die nach petrographischer Beobachtung immer unter Zement gepanzert vorliegen, liegt die Vermutung nahe, dass Tonlaminen und Tonkutane bei der Probenaufbereitung für die BET-Analyse Sollbruchstellen bilden. Auf diesem Wege werden Tonminerale und pigmentierender Hämatit an die Oberfläche gebracht. Weiterhin denkbar sind durch Entlastung bedingte Mikrorisse, die in Dünnschliffen roter Sandsteine ausgesprochen häufig entlang von Tonlaminen zu beobachten sind und entlang derer  $\text{N}_2$  (beim BET-Messverfahren) eindringen kann.

Vergleicht man die (BET-) Oberflächengröße von porösen, grauen Sandsteinen mit reinen Tonmineraloberflächen (S. 157 unten) sind die Oberflächen sehr klein. Auch variieren die Oberflächengrößen kaum, obwohl graue Sandsteine Illit in unterschiedlichen Anteilen (effektiv: 15,3 bis 33,9%) enthalten. Die Ursache ist wahrscheinlich das Verkleben der Illitfasern zu Faserbündeln (vgl. Fischer & Gaupp, 2004), da die Proben nicht am kritischen Punkt getrocknet wurden. Auch an Chloritplatten haftende fasrige Illite zeigen, in der jetzigen Morphologie, nicht mehr ihre tatsächliche Oberfläche. Einen gewissen Beitrag zur geringen Oberflächengröße könnte auch die Größe der Chloritplatten leisten, die mit 5-7  $\mu\text{m}$  Plattenbreite deutlich größer werden als Mg-Chlorite des Norddeutschen Beckens (2-4  $\mu\text{m}$ ; Gaupp et al., 2005).

Zusammenfassend beschreiben bildanalytisch ermittelte Oberflächen die Unterschiede zwischen den Proben zwar sehr gut und petrographisch nachvollziehbar, jedoch sind sie in ihren Absolutwerten bei weitem zu gering. Oberflächen von Makroporen eignen sich allerdings zur Bewertung von kurzfristigen Fluid-Mineralreaktionen, da sie Fluiden gegenüber gut zugänglich sind und durch raschen Fluidfluss höchste Austauschraten zu erwarten sind. BET-Oberflächen beschreiben dagegen auch schlecht vernetzte Mikroporen, die für langfristige Mineralreaktionen an Bedeutung gewinnen. Oberflächengrößen des BET-Verfahrens sind für rote Sandsteine trotz der genannten Präparationseffekte realistisch, die der grauen Sandsteine sind jedoch kleiner als es durch die hohen effektiven Illit- und Chloritgehalte zu erwarten ist. Realistische (BET) Oberflächengrößen erfordern eine Trocknung am kritischen Punkt direkt nach der Kernentnahme.



**Abb. 81:** Vergleich der effektiven Mineralzusammensetzung in Abhängigkeit von der Porengröße: Unter Berücksichtigung eines Porenmodells (unten links, nach Trautwein, 2005 und Bernabe, 1991) können große zweidimensionale Porenschnitte im Dünnschliff als Porenbauch-Schnitte (schwarz) und kleine Porenschnittgrößen als Schnitte durch den Porenhals (rot) verstanden werden (gleiche Farbcodierung der Porenklassen oben). Separat für verschiedene Porengrößenklassen ausgewertete effektive Mineralzusammensetzungen zeigen, diesem Modell folgend an, welche Minerale im Porenhauch und im Porenbauch häufig sind. Beispielhaft wurden vier Proben von sehr geringer (1) bis hoher Makroporosität (4) im Hinblick auf porenraumexponierte Mineralphasen in Abhängigkeit von der Porengröße ausgewertet.

### Effektive Mineralzusammensetzung in Abhängigkeit von der Porenschnittgröße

Zum Verständnis zweidimensionaler Schnitte durch Poren wird ein Porenmodell nach Bernabe (1991) verwendet (Abb. 81 unten). Demzufolge bestehen Poren aus einem Porenbauch, röhrenförmigen Porenhälsen (als kürzeste Verbindung zwischen zwei Bäuchen) und spaltförmigen Porenhälsen zwischen zwei Kornoberflächen. Große runde oder quadratische Porenschnitte repräsentieren den zentralen Porenbauch, während kleine, meist dreieckige Schnitte nah am Porenhals verlaufen. Sind die Poren in gut sortierten Sandsteinen (wie in dieser Arbeit) ähnlich groß, so repräsentieren große Porenschnittflächen den Porenbauch, kleine den Porenhals.

Zur Nutzung dieser Modellvorstellung wurden effektive (zur Pore exponierte) Mineralzusammensetzungen in Abhängigkeit von der Porengrößenklasse an vier Beispielen unterschiedlicher Porosität ausgewertet (Abb. 81): **1.** Sandsteine mit minimaler Makroporosität (A3) enthalten fast ausschließlich Poren die durch Anhydrit und Tonmatrix begrenzt werden. Petrographisch handelt es sich hierbei um Zementlösungsporen. **2.** Liegen die Makroporositäten im Bereich weniger Prozent (A28B) und sind blockige Zemente volumetrisch bedeutend, so sind neben Anhydrit und Calcit auch Quarzzement und Chlorit (+Illit), jedoch keine Klasten an der effektiven Mineralzusammensetzung beteiligt. Der Anteil an Quarzzement steigt mit abnehmender Porengröße. Chlorit (+Illit) und Anhydrit nehmen mit steigender Porengröße zu. Die kleinsten Poren enthalten Chlorit (+Illit) und Quarzzement zu gleichen Anteilen, die größten Poren grenzen überwiegend an Anhydrit. **3.** Sandsteine mit mittlerer Porosität (A-17) und geringem volumetrischen Anteil blockiger Zemente enthalten effektiv vorwiegend Chlorit, daneben Klasten, Quarz- und Albitzement. Der Anteil an Chlorit (+Illit) steigt, der Anteil an Quarzzement und Klasten sinkt mit der Porengröße. Großporen enthalten fast 100% Chlorit (+Illit), Kleinporen auch Quarz- und Albitzement. **4.** Hochporöse Sandsteine (A-43) mit hohen volumetrischen Anteilen an Chlorit, enthalten effektiv fast nur Chlorit (+Illit), selbst in kleinen Poren und nur untergeordnet andere Mineralphasen (Abb. 81).

#### Interpretation:

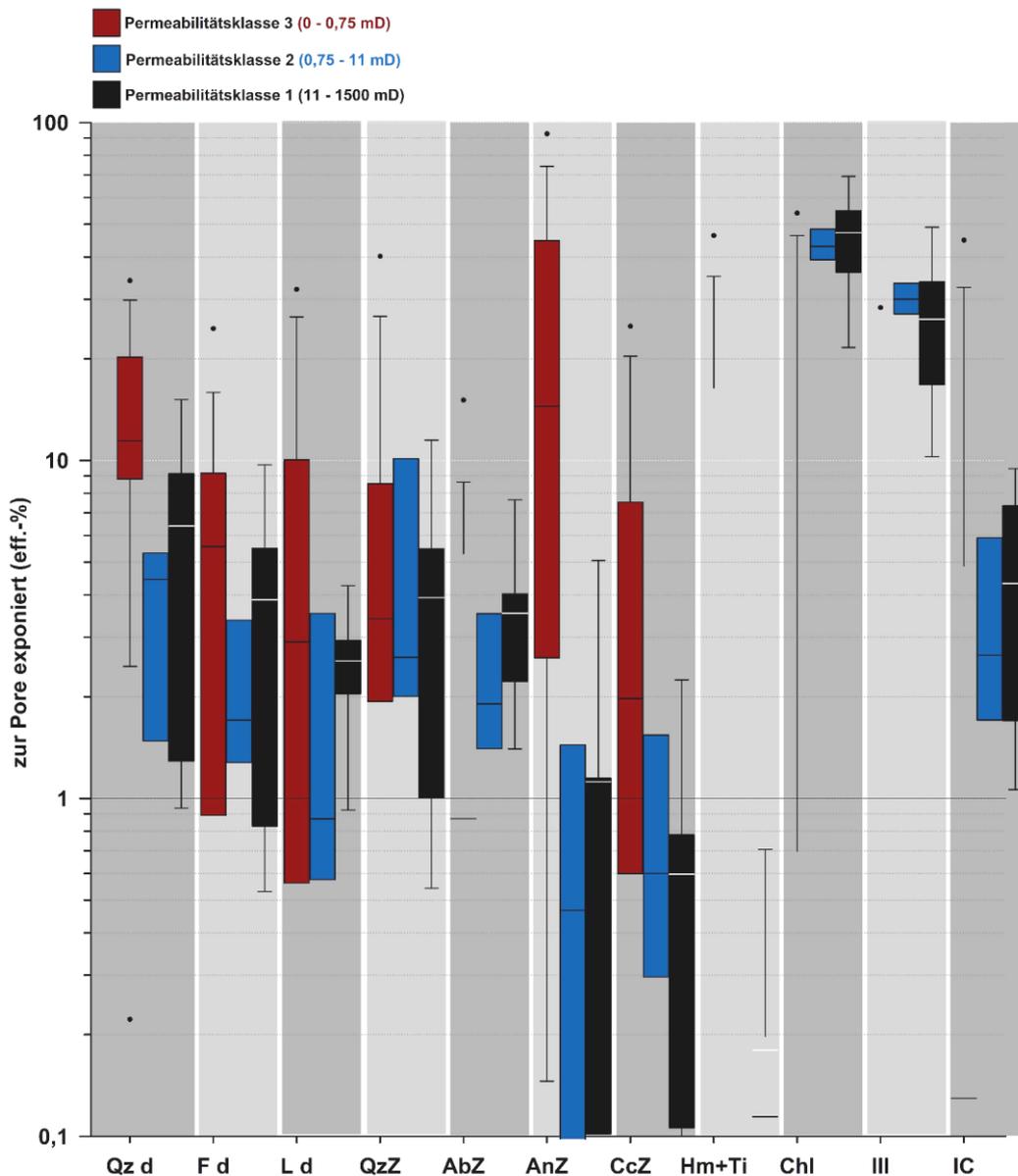
Die Zunahme von blockigem spätem Quarz und Albit mit abnehmender Porengröße, hängt mit dem bevorzugten Auftreten im Porenhals zusammen. Je nachdem wie stark die Chlorit-, Albit- und Quarzauthigenese ausgebildet ist, können im Porenhals die Klasten selbst an die Pore angrenzen oder im Falle dichter Chlorit-Kornüberzüge die wabenförmigen Chloritplatten. Je höher die Porosität desto weniger blockige Zemente und desto mehr Chlorit tritt in kleinen und mittelgroßen Poren auf. Ein besonders dichtes Auftreten von Illit im Porenhals wird vielfach an Gesteinsbruchstücken (REM) bestätigt. Dort sind die zu überbrückende Abstände zwischen den Klasten geringer. Außerdem ist ein porenüberbrückendes Wachstum nur noch in Zwickeln und Porenhälsen möglich, wo sich bei hoher Gassättigung im Reservoir noch Haftwasser halten konnte.

### Effektive Mineralzusammensetzung relativ und absolut

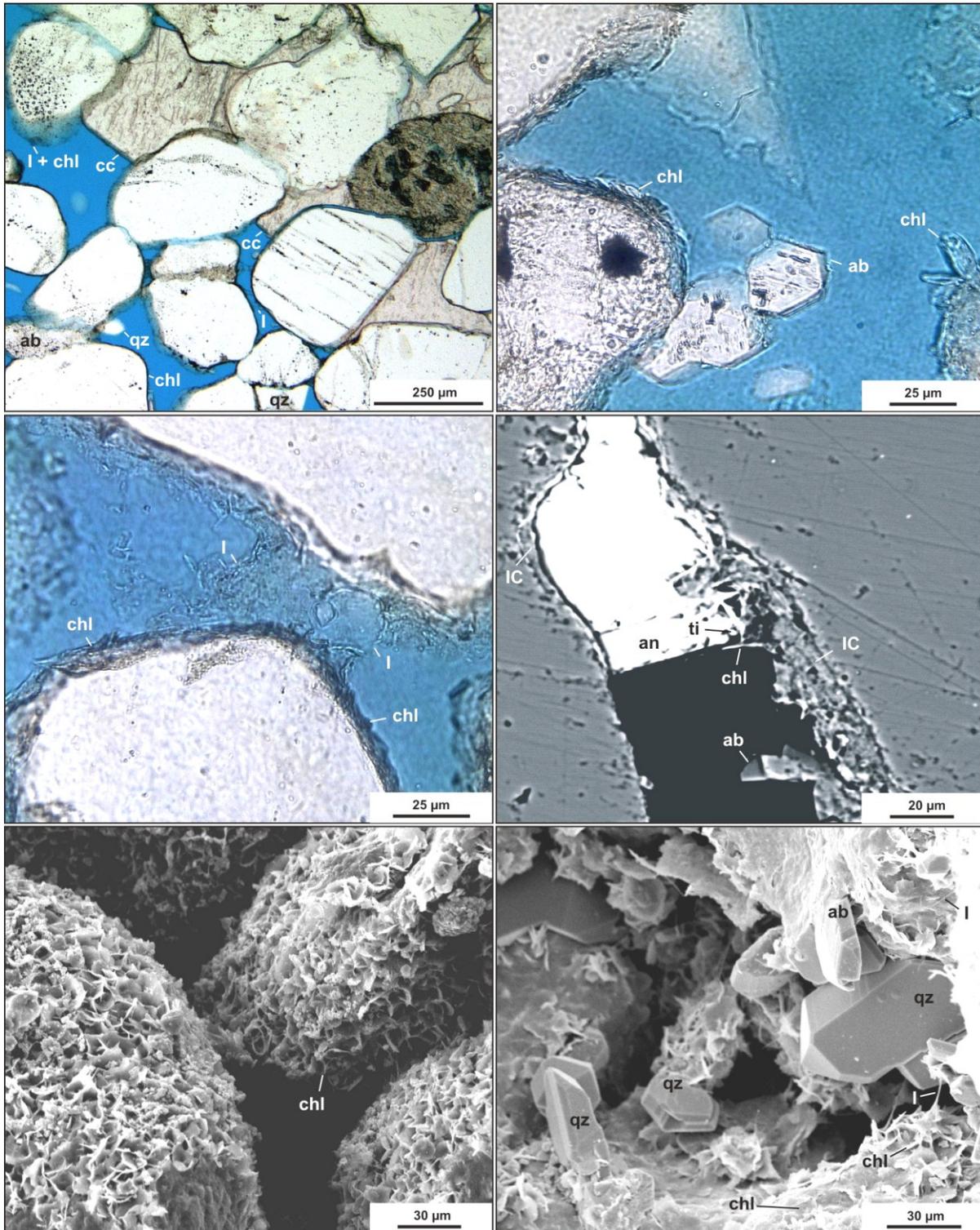
Die relativen Zusammensetzungen porenraumexponierter Mineralphasen sind in **Abbildung 82 (oben)** für Sandsteine geringer, moderater und hoher Permeabilität dargestellt (orientiert an der  $\Phi, k$ -Parametrisierung **Kap. 11 S. 185 ff**). Gering durchlässige Sandsteine enthalten zur Pore exponiert überwiegend Calciumsulfatzement, Fe- und Titanoxide und Quarzklasten,

untergeordnet auch andere blockige Zemente (Calcit, Quarz, Albit). Proben mittlerer Permeabilität zeigen dagegen hohe Anteile an Chlorit-Kornüberzügen und das Maximum an authigenem Illit. Quarzzement in Zwickeln und Porenhälsen kann geringfügig höher als in anderen Proben ausfallen. Alle weiteren Mineralphasen treten nur in geringem Maße auf. Effektive Zusammensetzungen hoch permeabler Sandsteine werden dominiert von Chlorit und Illit (im Schnitt etwas weniger als in Klasse 2) und leicht erhöhte Anteile der Klasten, bedingt durch sehr wenig blockigen Zement. **Abbildung 83** stellt beispielhaft Dünnschliff-Fotos der Poren-Mineral-Grenzflächen in Sandsteinen hoher Porosität dar.

Die absoluten mineralspezifischen Oberflächengrößen steigen systematisch von gering zu hoch permeablen Proben an. Abweichend von diesem Schema sind Oberflächen von Quarzzement und Karbonatzement in der mittleren Permeabilitätsklasse gegenüber dem Erwartungswert erhöht. In abgeschwächter Form gilt dies auch für den Albitzement. Sowohl bei Quarz, Calcit und Albit handelt es sich in gebleichten Sandsteinen, um vorwiegend späte Mineralphasen.



**Abb. 82:** Häufigkeit porenexponierter Minerale: Vergleich der Verhältnisse von Oberflächen gegliedert nach Permeabilitätsklasse.

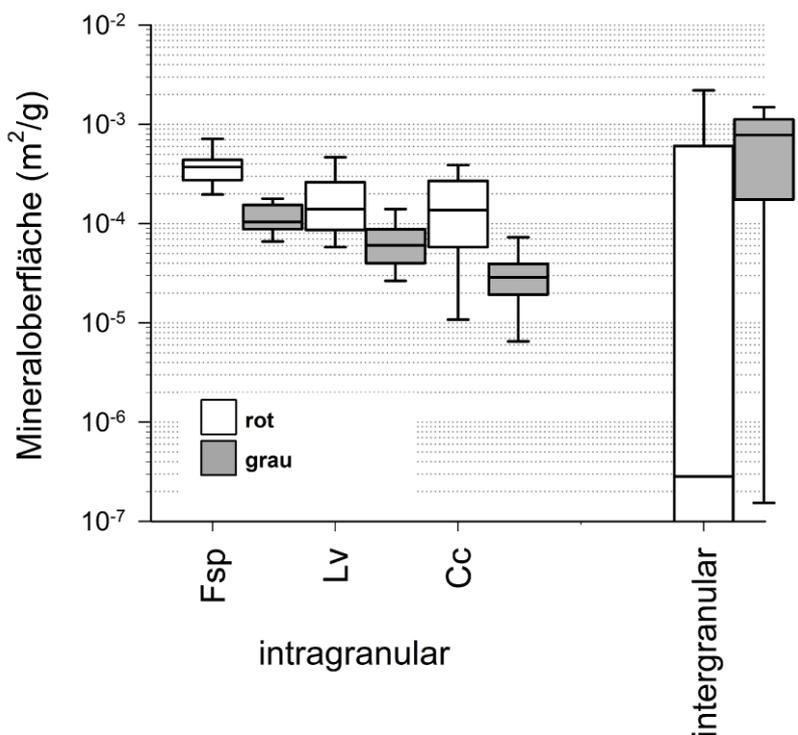


**Abb. 83:** Beispiele für unterschiedliche Typen von Poren-Mineralgrenzflächen in Sandsteinen mittlerer und hoher Porosität:

- OL: tangentielle Chlorit-Überzüge um Klaster, Begrenzungsflächen eines synkompaktionell gebildeten Calcit-zements; kleine Quarzprismen, die nach Chlorit gewachsen sind; vereinzelt porenüberspannend Illitfasern (A-64)
- OR: tafeliger Albitzement, nach Chlorit im offenen Porenraum gewachsen; daneben subtangentialer Chlorit (C-21)
- ML: Illit-Maschenwerk an den Poren-Engstellen, gut ausgebildeter subtangentialer Chlorit um alle Klaster (C-83)
- MR: späte Generation Anhydrit und Albit auf Tonkutanen wachsend; einzelne Chloritplatten und Titanoxide (A-9)
- UL: sehr dichte subtangential bis nahezu radiale Chloritrasen inhibieren späte Zemente und werden damit selbst zur dominierenden porenraumexponierten Mineralphase (A46)
- UR: Quarzprismen, Chlorit, Illit und Albit als typische zur Pore exponierte Minerale (A-41)

### Oberflächen in Klasten und Zementen

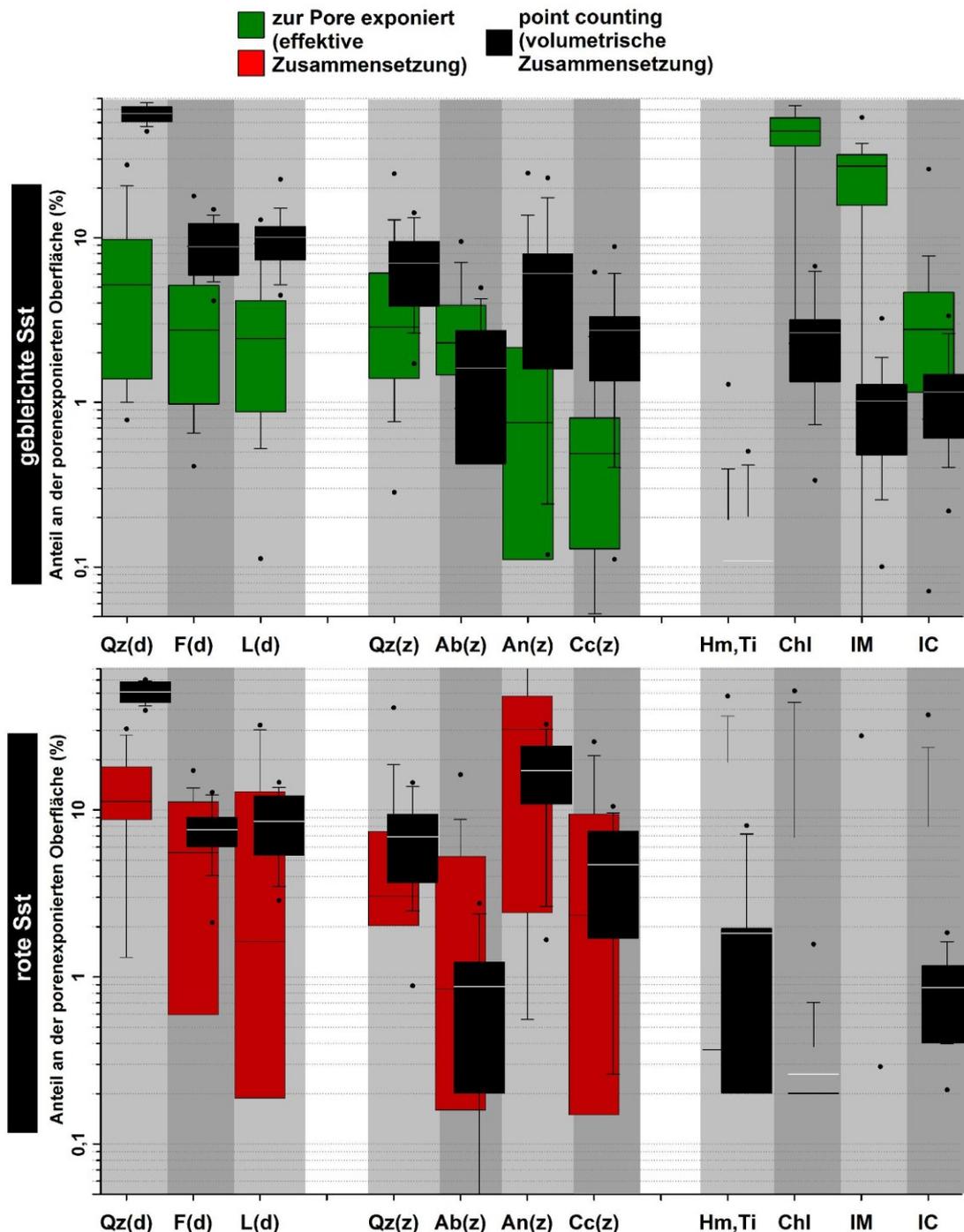
Berechnete Oberflächen innerhalb von Feldspäten, Vulkanitklasten und Calcit sind in **Abbildung 83** getrennt nach roten und grauen Sandsteinen aufgeführt. Oberflächengrößen liegen im Bereich  $5 \cdot 10^{-5}$  bis  $5 \cdot 10^{-4}$  m<sup>2</sup>/g. Wie in Kapitel 8.1.1 (auf S. 149) dargestellt, sind Klasten und Zemente der grauen Sandsteine etwas stärker angelöst. Dennoch sind die Oberflächen roter Sandsteine innerhalb von Feldspäten, Vulkanitklasten und Calcitzement in der Summe größer als in grauen. Eine Ursache für diese scheinbar widersprüchliche Verteilung ist, dass Calcitzement in roten Sandsteinen volumetrisch wesentlich häufiger ist. Lösungsporen in grauen Sandsteinen sind größer dimensioniert, ihr Verhältnis von Oberfläche zu Volumen daher kleiner. Außerdem sind Vulkanitklasten und Feldspäte in grauen Sandsteinen entweder völlig intakt oder vollkommen aufgelöst und stellen nur noch Kornüberzugsränder dar. Auch in diesem Fall liegt ein sehr viel geringeres Verhältnis von Oberfläche zu Volumen vor als im Fall zahlreicher kleiner Lösungsporen. Verglichen mit der intergranularen Oberfläche in roten Sandsteinen, sind Oberflächen innerhalb von Klasten und Zementen dort um drei Größenordnungen größer, während in grauen Sandsteinen intergranulare Oberflächen deutlich überwiegen. Da diese intergranulare Oberflächen mit größerer Wahrscheinlichkeit mit einem vernetzten Porensystem zusammenhängen und Poren innerhalb der Klasten möglicherweise isoliert vorliegen und aufgrund ihrer geringen Größe nur über immobiles Wasser verfügen, dürften die Oberflächen grauer Sandsteine, trotz ähnlicher Gesamtgröße von höherer Speicherqualität als die der roten Sandsteine sein. Intragranulare Oberflächen gehen nicht in das Modell der porenraumexponierten Phasen ein.



**Abb. 84:** Intra- und intergranulare Poren-Grenzflächen: Größen innerer Oberflächen von Feldspäten, vulkanischen Lithoklasten und Karbonatzementen; Mittelwerte und Streuung berechnet für alle roten und grauen Proben; Vergleich mit Intergranularporositäten (Ergebnisse des geometrischen Modells).

## 8.2.4 Vergleich volumetrischer- und effektiver Mineralzusammensetzung

Im Vergleich der Häufigkeiten volumetrischer und effektiver Zusammensetzungen zeigt sich generell, dass Klaster kaum porenraumexponiert vorliegen. Effektive Häufigkeiten von Quarzklaster machen nur ein Viertel ihrer volumetrischen Häufigkeit aus, Feldspäte und Lithoklaster nur die Hälfte (Abb. 85). Dominierende, zur Pore exponierte Minerale in grauen Sandsteinen sind die authigenen Tonminerale Illit und Chlorit, deren effektive Häufigkeit etwa das Zehnfache der volumetrischen beträgt. In abgeschwächter Form gilt dies auch für Tonkutane (IC). Spät gebildete Albitzemente sind effektiv häufiger als volumetrisch. Für die anderen



**Abb. 85:** Effektive und volumetrische Mineralzusammensetzung: Häufigkeiten für graue (oben) rote (unten) Sandsteine; Abkürzungen: Qz(d): Quarzklaster, F(d): Feldspatklaster, L(d): Lithoklaster, Qz(z): Quarzzement, Ab(z): Albitzement, An(z): Anhydritzement, Cc(z): Karbonatzement, Hm, Ti: authigener Fe- und Ti-Oxide, Chl: authigener Chlorit, IM: authigener Illit, IC: Tonkutane.

Typen der blockigen Zemente (insbesondere für Calciumsulfat) gilt der umgekehrte Fall. Unerwartet niedrig ist der porenraumexponierte Anteil von Quarzzementen, die in Dünnschliffen und Gesteinsbruchstücken (REM) häufig in Poren beobachtet werden, allerdings sehr glatte (und damit kleine) Oberflächen besitzen (Abb. 81): die vorherrschende zur Pore exponierte Mineralphase in roten Sandsteinen ist vorwiegend Anhydrit. Hämatit spielt lokal eine gewisse Rolle sofern Makroporen vorhanden sind, liegt aber ansonsten gepanzert unter Zement oder innerhalb von Klasten vor. Albit kann in einigen Proben zur Pore exponiert häufiger als volumetrisch auftreten. Calcit und Quarz sind zur Pore exponiert deutlich seltener. Effektive Zusammensetzungen der roten Sandsteine streuen stärker als die der grauen, was wahrscheinlich auf ihre geringere Porosität zurückzuführen ist (Abb. 81).

**Interpretation:**

In roten Sandsteinen verhindert die Frühzement-Panzerung (meist Anhydrit), dass Klasten und Hämatit mit der Pore in Kontakt kommen. In grauen Sandsteinen treten die jüngsten authigenen Phasen bevorzugt an der Pore auf. So grenzen mesodiagenetisch gebildete Zemente, wie tafeliger Albit und teilweise auch Quarz bevorzugt an Poren an. Frühe Quarzanwachssäume können zur Pore exponiert vorliegen, da sie nukleationsbedingt, nicht von Chlorit überwachsen werden. Ihre geringe Rauigkeit limitiert allerdings ihre die Oberflächengröße und damit auch den Anteil an der effektiven Zusammensetzung. Frühe Calciumsulfatzemente sowie frühe und späte Karbonatzemente treten selten zur Pore exponiert auf, da sie nestartig wachsen und eine glatte Oberflächen besitzen. Mit der Größe der Zemente und Zementaggregate sinkt das Verhältnis von Oberfläche zu Volumen in der Reihenfolge Albit, Baryt, Quarz, Calcit, Anhydrit. Bei gleicher volumetrischer Häufigkeit zeigen Albitzemente daher eine größere Oberfläche als Anhydrit. Chlorit-Kornüberzüge und porenüberbrückende Illite verdanken ihren hohen Anteil an der effektiven Zusammensetzung (trotz relativ früher Bildung) ihrer großflächigen Verteilung und hohen Rauigkeit und einem dementsprechend großen Oberflächen- zu Volumen-Verhältnis. Indem Chlorite das Wachstum später Zemente inhibieren sorgen sie sogar selbst für ihre hohen porenraumexponierten Anteile, so lange die Porenräume nicht durch mechanische Kompaktion geschlossen werden.

**Tab. 7: Quantitative Zusammenhänge zwischen volumetrischer und effektiver Mineralzusammensetzung** ausgedrückt als Rangkorrelationskoeffizient ( $r^2$ ): insgesamt und innerhalb der drei Haupt-Diagenesetypen der untersuchten Proben

	gesamt	IM (-CS)	CS (-CT)	SB
Lithoklasten / Detritus				-0,40
Quarzzement / IGV	0,30	0,56		
Feldspatzement / IGV	0,41	0,47	0,30	0,39
∑ Ca -Sulphatzement / IGV	0,75	0,85	0,52	0,37
∑ Karbonatzement / IGV	0,42		0,45	
Chlorit / IGV	0,69	0,58	0,53	
(CT+CS1) / IGV	0,63	0,61	0,33	
(CS2 + CF) / IGV	0,56	0,83	0,61	
Illit / IGV	0,33	0,37	0,33	
IM1 / IGV	0,25	0,74		
IM2 / IGV	0,35	0,68	0,42	
Tonkutane (IC) / IGV	0,41	0,56	0,64	

Spearman ( $r^2$ )

	0,7 bis 1,0 und -0,7 bis -1,0
	0,4 bis 0,7 und -0,4 bis -0,7
	0,0 bis 0,4 und 0,0 bis -0,4

---

## Zusammenhänge zwischen volumetrischer und effektiver Zusammensetzung

Korrelationen zwischen volumetrischer (auf IGV normiert) und effektiver Mineralzusammensetzung auf der Grundlage von 50 Proben wurde in Form einer Korrelationsmatrix ausgewertet (Tab. 7; grafische Korrelation siehe Anhang auf S. A76 ff.). Rangkorrelationskoeffizienten ( $r^2$ ) sind nach Spearman (1904) angegeben. Für die Gesamtheit der Proben werden starke Korrelationen für Calciumsulfat, Chlorit, die Chlorit-Typen CT+CS, jedoch keine für Illit erreicht. Werden die Proben nach Diagenesetyp gegliedert, so ergeben sich innerhalb der Proben des IM-Diagenesetyps eine verbesserte Korrelation bei den Illit-Typen IM1 und IM2, allerdings nicht für Illit insgesamt. Verbesserte  $r^2$ -Werte werden auch für den Chlorit-Typ CS2, Quarz, IC und Anhydrit erreicht. Die Betrachtung des CS-Diagenesetyps zeigt durchweg schlechtere Korrelationen verglichen mit dem IM-Diagenesetyp. Ausnahme bildet der Karbonatzement. Innerhalb des SB-Diagenesetyps bestehen keine Korrelationen (Tab. 7).

Aus den Ergebnissen lassen sich erste Schlüsse ableiten: je höher die Porosität und je häufiger das untersuchte Mineral in den Proben auftritt, desto besser die Korrelation. Bei geringer Porosität besteht keinerlei Zusammenhang zwischen volumetrischer und effektiver Zusammensetzung. Je homogener das Mineral verteilt ist (beispielsweise Kornüberzüge), desto besser die Korrelation. Eine unregelmäßige Verteilung erschwert die Vorhersage, selbst wenn die Zemente relativ häufig sind, wie etwa Karbonatzement, Quarzzement, Albitzement. Aus dem gleichen Grund sind auch Tonkutane, die nur punktuell auftreten wesentlich schlechter korreliert als vollständig kornüberziehende Minerale. Aus der Häufigkeit und der Homogenität folgt auch: je dichter die Anordnung von Tonmineralplatten, desto besser die Korrelation, wobei petrographische Beobachtungen zeigen, dass mit der Engständigkeit der Tonmineralrasen auch die Homogenität zunimmt. Keine Korrelation ist für Klasten zu beobachten.

## 9 Räumliche Unterschiede der Diagenese

### Stockwerksgliederung: Zementation und Porensystem

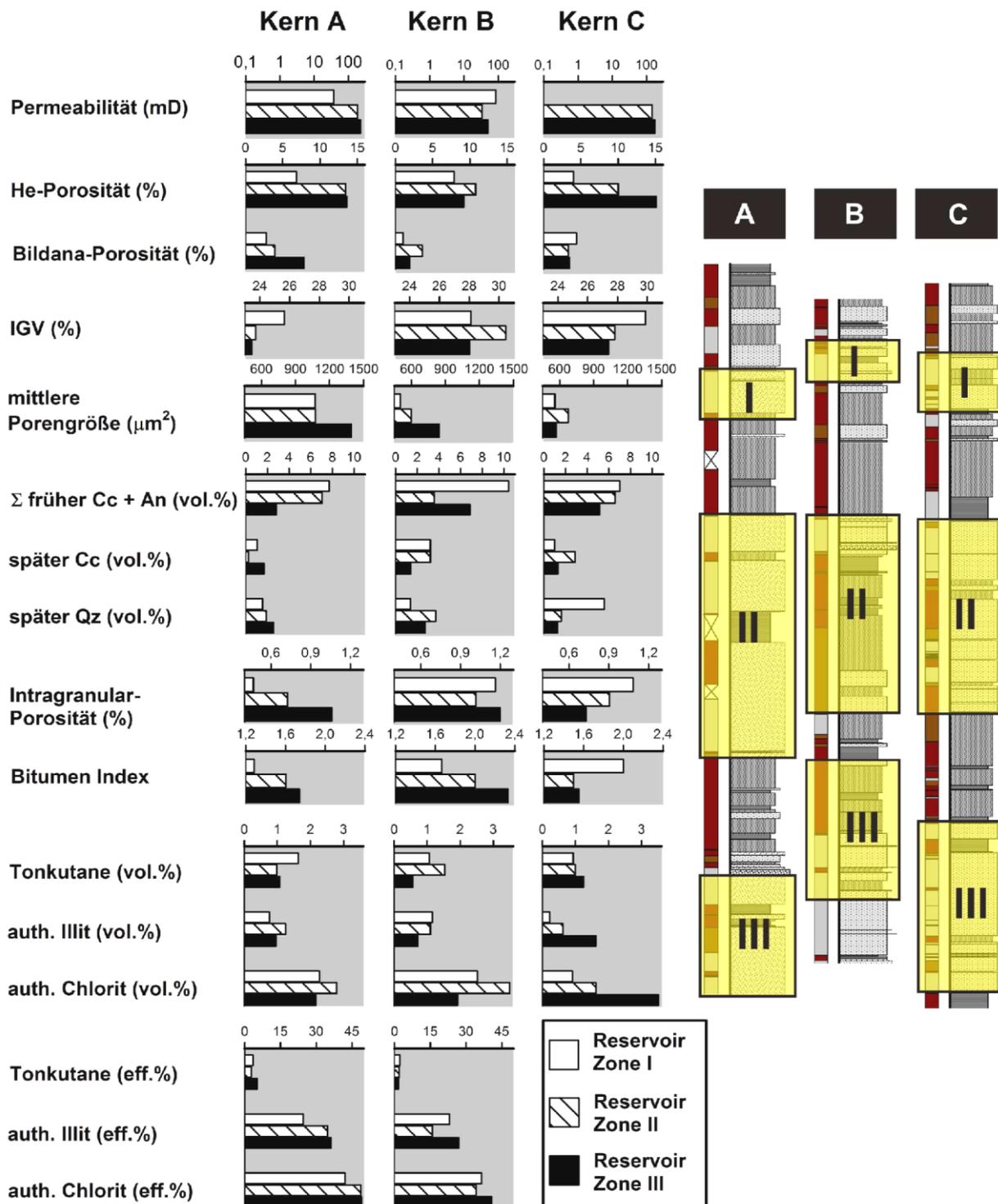
Das Stapelungsmuster von Speicher- und Barrieregesteinen der drei bearbeiteten Kerne (A-C) lässt eine Gliederung in drei (Speicher-) Stockwerke (I–III) zu (Abb. 86). Auch Stockwerk III liegt noch über dem heutigen Gas-Wasserkontakt (GWC). Zum Vergleich der drei Stockwerke in den Kernen wurden Mittelwerte von Parametern zum Porensystem und der Zementation der grauen Sandsteine gebildet.

Permeabilitäten (Ausnahme Kern C) und He-Porositäten nehmen, im Gegensatz zu anderen Rotliegend-Gasspeichern des Norddeutschen Beckens, vom oberen zum unteren Stockwerk zu, in Kern A zusätzlich auch die Makroporosität und die Intragranularporosität sowie in Kern A und B auch die mittlere Porengröße. Aufgrund des Porensystems weist Stockwerk III somit die höchste Speicherqualität auf. Speichersandsteine direkt unter dem Abdeckgestein besitzen die geringste Qualität.

Das Intergranularvolumen und die damit zusammenhängende frühe Zementation nimmt, abgesehen von Kern B, von Stockwerk I bis III ab. Maximale IGV und minimale Anteile an Frühzement treten in Stockwerk II von Kern B auf. Späte Zemente, authigener Illit und Chlorit sind über die Stockwerke etwa gleich verteilt. Eine Ausnahme bildet hier Kern C mit zum Liegenden ansteigenden Quarz-, Chlorit- und Illitgehalten, analog zur steigenden He-Porosität in diesem Kern. Der Bitumenindex und die effektive Häufigkeit von porenraumexponiertem Illit und Chlorit nehmen hingegen nur in Kern A und B nach unten hin zu, während sich die

## 9 Räumliche Unterschiede der Diagenese

volume-trischen Zusammensetzungen nur wenig ändern. Petrographische Beobachtungen, besonders dichter, engständiger Chloritüberzüge in Stockwerk II (z.B. Probe A-43 bis A-50), spiegeln sich nur undeutlich in den Häufigkeitsdaten von Kern A und B wider (Abb. 86).



**Abb. 86:** Durchschnittliche Häufigkeiten von Zementen und weiteren Parametern in den drei Speicherzonen: Vergleich der gebleichten Sandsteine von drei Kernen.

Die Diagenesetypen-Logs mit vierstufiger Gewichtung eines Merkmals (**Anhang auf S. A22 ff.**) zeigen, dass typische Vergesellschaftungen von Merkmalen an diskrete Sandsteinpakete (unabhängig von Schicht- und Faziesgrenzen) gekoppelt sind. Typische Vergesellschaftungen in den beschriebenen Sandsteinen sind:

- SB, H, (IC)
- CS2, An, D, Qz
- H, D, SB, CT (unterhalb C-58)
- B, CS2+1, IM2
- IM1+2, FL, CS1

Pakete von SB-H und B-CS2 können sich getrennt durch Tonbarrieren mehrfach abwechseln, ebenso B-CS2 mit IM, CS2, An, D oder mit Paketen mit schwacher Chloritauthigenese (z.B. CT). Gut ausgebildete Chlorite und intensive späte Zementation (Q, D, An) schließen sich aus. Für mächtige Sandsteinpakete gilt, dass Bitumen umso dicker auftritt, je stärker die Chloritauthigenese ist. Geringmächtige Sandsteine können viel Chlorit und nahezu kein Bitumen enthalten. B-CS2-IM2 Vergesellschaftungen sind an Mittelsandsteine moderater bis großer Mächtigkeit gebunden, treten in allen drei Kernen im Stockwerk II und III auf und können möglicherweise von Kern zu Kern korreliert werden. Die Intervalle sind: A-33 bis A-42, A-47 bis A-50, B-29 bis B-32, C-60 bis C-66, C-84 bis C-91. Unterhalb des Tiefenniveaus von C-106 treten Chlorit- und Illitauthigenesen stark zurück.

SB-H-Typen treten bevorzugt in geringmächtigen Paketen oder am Top mächtiger Pakete auf. Die Ausprägungen von SB und IC sind gegenläufig. SB tritt verstärkt in Fein-, IC in Mittelsandsteinen auf. Nur punktuell kommen (später) Anhydrit und Quarzzement sowie später Karbonatzement vom D-Typ vor.

### Laterale Unterschiede (der Kerne untereinander)

Im lateralen Vergleich über wenige Kilometer ist Kern C im Durchschnitt etwas gröberkörnig (M: 212,8 µm) als Kern A und B (M: 199,8 µm) und enthält im Durchschnitt mehr vulkanische Lithoklasten (9,4%) als die beiden anderen (6,5%). Insbesondere feinkristalline felsische Vulkanitklasten sind in Kern C deutlich, gröber kristalline Vulkanitklasten geringfügig häufiger, während der Gehalt mafischer Vulkanite dagegen herabgesetzt ist. Die Klastbestände von Kern A und B sind sehr ähnlich. Der Modalbestand und die Lithoklastverhältnisse zeigen große Ähnlichkeiten von Kern A und C und erhöhte Anteile an Lithoklasten, insbesondere an Vulkanitklasten von Kern C.

Kern A:	Q <sub>77</sub> F <sub>11</sub> L <sub>12</sub>	Qm <sub>64</sub> F <sub>11</sub> Lt <sub>26</sub>	Qp <sub>55</sub> Lv <sub>38</sub> Lsm <sub>7</sub>	Lm <sub>9</sub> Lv <sub>81</sub> LS <sub>10</sub>
Kern B:	Q <sub>73</sub> F <sub>14</sub> L <sub>13</sub>	Qm <sub>63</sub> F <sub>14</sub> Lt <sub>23</sub>	Qp <sub>47</sub> Lv <sub>43</sub> Lsm <sub>10</sub>	Lm <sub>13</sub> Lv <sub>79</sub> LS <sub>8</sub>
Kern C:	Q <sub>73</sub> F <sub>10</sub> L <sub>17</sub>	Qm <sub>65</sub> F <sub>10</sub> Lt <sub>25</sub>	Qp <sub>34</sub> Lv <sub>60</sub> Lsm <sub>6</sub>	Lm <sub>7</sub> Lv <sub>89</sub> LS <sub>4</sub>

Gebliche Sandsteine der drei Kerne enthalten ähnliche (volumetrische) Häufigkeiten von Illit, Chlorit, Tonkutanen, spätem Quarz sowie frühen Sulfat- und Karbonatzementen. Die Unterschiede liegen im Porensystem: so hat Kern B eine geringere mittlere He- und Makroporosität und Permeabilität als Kern A und C. Kern A enthält Poren doppelter Größe und den doppelten Anteil an Großporen. Die Porendichte, die Porenrundung und der Porenindex steigen von Kern C über Kern B bis Kern A an. Hinsichtlich der Zementation und der mechanischen Kompaktion unterscheiden sich die Kerne nur in wenigen Punkten: Kern B enthält deutlich mehr Frühzement, insbesondere mehr Quarzzement als Kern A und C. Kern C zeichnet sich durch erhöhte Anteile an Gips, durch weniger Baryt (und BaO im Gesamtsediment), durch mehr authigenen Anatas und durch besonders dünne Chlorit-Kornüberzüge aus. Kern A ist

gegenüber den anderen Kernen poröser, stärker kompaktiert und enthält weniger späten Karbonatzement.

Bleichung ist in Kern A und B deutlich stärker ausgebildet als in Kern C. Dies äußert sich im Häufigkeitsverhältnis von grauen zu rotbraunen Sandsteinen. Lithoklasten gebleichter Sandsteine von Kern C sind wesentlich intensiver mit Eisenoxid imprägniert, außerdem treten opake Klasten, meist lagenweise angereichert, häufiger auf. Eine schwächere Bleichung in Kern C ist auch durch geringere Porositäten und gemeinsames Auftreten von dünnen Chloriten (CT) und Hämatit im untersten Speicherstockwerk (C-58-104) belegt.

## 10 Zusammenhänge zwischen Fazies und Diagenese

### 10.1 Stand der Forschung

#### Stand der Forschung

Die Beeinflussung der diagenetischen Entwicklung eines Sediments durch primäre Faktoren wie durch die Lithofazies war besonders in den 70er und 80er Jahren des 20. Jahrhunderts wichtiger Gegenstand der Forschung (z.B. [Nagtegaal, 1978](#); [Seemann, 1979, 1982](#); [Füchtbauer, 1983](#)). Frühe Arbeiten zu diesem Thema behandeln allgemeine Zusammenhänge von Reife, Klima und Ablagerungsmilieu mit der Diagenese ([Füchtbauer, 1983](#)). Besonders häufig werden äolische Rotliegend-Sandsteine als gute Speichergesteine beschrieben (z.B. [Glennie, 1970](#)), bedingt durch ihre hohe texturale Reife (z.B. [Walzbuck, 1993](#)). Ihre häufig beschriebene hohe kompositionelle Reife bedingt außerdem geringe Anteile duktiler Klasten ([Füchtbauer 1983](#); [Bloch, 1991](#)), welche fördernd auf die mechanische Kompaktion wirken würden ([Dickinson, 1970](#)). So zeigen beispielsweise äolische Speicher im Elbe-Weser-Gebiet (Söhlingen, westlich der Altmark) trotz hohen Versenkungstiefen (um 5000 m) noch gute Speichereigenschaften ([Bandlowa, 1998](#)).

Die Korngröße und die Permeabilität sind in einigen Studien loglinear korreliert (z.B. [Gardiner et al., 1990](#); [Kayser, 2006](#)) während andere Arbeiten keinen solchen Zusammenhang nachweisen können ([Nagtegaal, 1978](#); [Mingram, 1988](#); [Bloch, 1991](#)). [Chilingarian \(1963\)](#) beschreibt einen Anstieg der Permeabilität von ähnlich porösen Siltsteinen über Fein- und Mittelsande bis zu Konglomeraten. Hohe Initialporositäten und geringere Endporositäten der Mittel- bis Grobsandsteine sind laut [Füchtbauer \(1988\)](#) auf bevorzugte Zementation gröberkörniger Sandsteine zurückzuführen. Die Sortierung korreliert meist positiv mit der Permeabilität (z.B. [Schön, 1998](#)). So verwendet [Nagtegaal \(1979\)](#) die Sortierung modellhaft als wichtigen Kontrollfaktor, welcher IGV, Initialporosität und schließlich auch die finale Porosität beeinflussen soll. Für zementierte Sandsteine gilt dieser Zusammenhang jedoch nicht ([Beard & Weyl, 1973](#); [Bloch, 1991](#)). Beispielsweise findet [Fischer et al. \(2003\)](#) einen Zusammenhang von Sortierung und Permeabilität nur für schwach- und nicht für stark zementierte Laminaen. [Abram \(2007\)](#) beschreibt gute Permeabilitäten sowohl aus gut, wie auch aus schlecht sortierten Sandsteinen und führt dies hauptsächlich auf Unterschiede im Porensystem zurück.

Illitische Tonkutane und Toninfiltrate, welche bevorzugt in topographisch tiefer gelegenen Faziestypen wie Interdünen, Playas und Wadis auftreten ([Walker, 1976](#); [Wilson, 1992](#); [Schöner, 2006](#)), behindern Quarzzemente während der frühen Diagenese durch ungünstige Nukleationsbedingungen. In grösserer Versenkungstiefe fördern sie jedoch die mechanische und chemische Kompaktion ([Houseknecht, 1988](#); [Gaupp, 1996](#); [Fisher et al., 2000](#); [Worden & Morad, 2003](#)). Höchste Permeabilitäten in diagenetisch überprägten Sandsteinen zeigen

daher die gering kutinierten Sandsteine als high permeability streaks (Gaupp & Okkerman, 2011). Die Gehalte an detritischem Ton und die Permeabilität korrelieren negativ miteinander (Mingram, 1988; Kayser, 2006). Tonfasern bilden vertikale Permeabilitätsbarrieren (Kayser, 2006).

Gut untersucht ist die räumliche Zonierung früher Zemente im Rotliegenden des Südlichen Permbeckens. Häufig wird eine proximal zu distal Zonierung der Frühzemente vom Beckenrand zum Beckenzentrum beschrieben, da die Süßwasserzufuhr vom Beckenrand her erfolgt (Drong, 1979; Platt, 1994). Am Rand des Beckens, werden in alluvialen und fluviatilen Faziestypen frühe Calcit- und Dolomitmente gebildet, während Anhydrit- gemeinsam mit Karbonatament näher am Salzsee in evaporitischen Sandebenen und der höheren Playa gebildet werden. Noch näher am Salzsee findet Halitzementation statt (Gaupp et al., 1993; Gottesmann, 1995; Gaupp, 1996; Amthor & Okkerman, 1998; Morad et al., 2000). Indirekt mit der Höhe des (schwankenden) Seespiegels hängt der Grundwasserspiegel zusammen, welcher von der trockenen über feuchte- zu nassen Sandebenen sukzessive ansteigt. In der gleichen Reihenfolge nimmt die Intensität früher Zementation ab. Die Speicherqualität ist daher umso besser, je gröber, besser sortiert und trockener der Faziestyp ausfällt (Cord, 1994; Amthor & Okkerman, 1998; Worden & Morad, 2003; Gaupp & Okkerman, 2011).

Weiterhin scheint die Mächtigkeit und Position innerhalb eines Sandsteinkörpers eine Rolle auf die Diagenese-Entwicklung zu spielen (Gaupp & Brenner, 2006). Einfache Zusammenhänge zwischen Faziestyp, Porosität und Permeabilität stellt Kayser (2006) dar: höchste Porositäten sind diesem Autor zufolge ausschließlich in Dünenanden vorhanden, welche bei vergleichbarer Porosität, relativ zu anderen Faziestypen, höhere Permeabilitäten zeigen. Die Permeabilität nimmt in der Reihenfolge Düne – Interdüne – trockene und feuchte Sandebene – bis zum Alluvialfächer hin ab (Kayser, 2006).

Statistisch erklärt Nagtegaal (1979) den Fazieseinfluss per Faktorenanalyse: drei Funktionen mit unterschiedlicher Gewichtung der Zemente erklären 26 bis 53% der Variation für  $\Phi$  und  $k$ . Die Faktoren beschreiben (1) die Teufenabhängigkeit, (2) die Permeabilität und (3) die Porosität. Allerdings müssen die verursachenden petrographischen Parameter manuell benannt und beurteilt werden: Faktor 1 wird durch den Feldspatgehalt bestimmt, Faktor 2 durch den Matrixgehalt und durch Kornüberzüge und Faktor 3 durch Dolomit und Anhydritzement.

Zahlreiche gut belegte Zusammenhänge zwischen Fazies und Speicherqualität bestehen vor allem in flachen Speichern (Bloch & McGown, 1994; Weber, 1980; Clark & Reinson, 1990). In größerer Versenkungstiefe gleichen sich die Speicherqualitäten der Faziestypen zunehmend an (Weber, 1980; Harms et al., 1981; Lindquist, 1983; Scotchman & Johnes, 1990) und der Diagenese-Einfluss wird (ab ca. 2,5 km Tiefe) zum wichtigsten Kontrollfaktor (Clark & Reinson, 1990; Bloch & McGown, 1994; Gaupp & Okkerman, 2011). Bedingt durch hohe Initialporositäten und geringen Tongehalt können primär gute Faziestypen durch bevorzugte Lösungsprozesse sogar noch hinsichtlich der Speicherqualität verbessert werden (Weber, 1979, 1980; Schenk, 1983; Bjørlykke, 1984). Andererseits sind in der Literatur auch Fälle beschrieben, in denen Faziestypen mit initial guter Speicherqualität (trocken-äolisch), bedingt durch schwache Frühzementation, eine sehr intensive Illitauthigenese und Bitumen-Imprägnierung durchlaufen, so dass sie schließlich geringere Speichereigenschaften als primär ungünstige Faziestypen, aufweisen (Inversion der Speicherqualität z.B. Purvis & Okkerman, 1996; Gaupp et al., 2005; Gaupp & Okkerman, 2011).

## 10.2 Fazies-Einflussgrößen

### Zusammenhänge zwischen Fazies und Diagenese

Zur Übersicht weist eine Korrelationsmatrix auf quantitative Zusammenhänge zwischen Fazies und Diagenese hin (Tabelle A8 im Anhang auf S. A78 ff.). Zu deutlichen Abweichungen von Zementation und Porosität führen folgende Parameter:

- die Sedimentstruktur
- der Gehalt an Tonfasern, Tonintraklasten und Tonscherben
- der Abstand zur Basis des Sandsteins
- die Architekturklasse (Mächtigkeit und Vernetzungsgrad der Sandpakete)

geringfügige Auswirkungen haben

- die mittlere und maximale Korngröße
- die Rundung und Sphärizität
- das Verhältnis von Lithoklasten zu Quarzklasten

keinen Einfluss haben:

- die Sortierung
- das net to gross (NTG) –Verhältnis

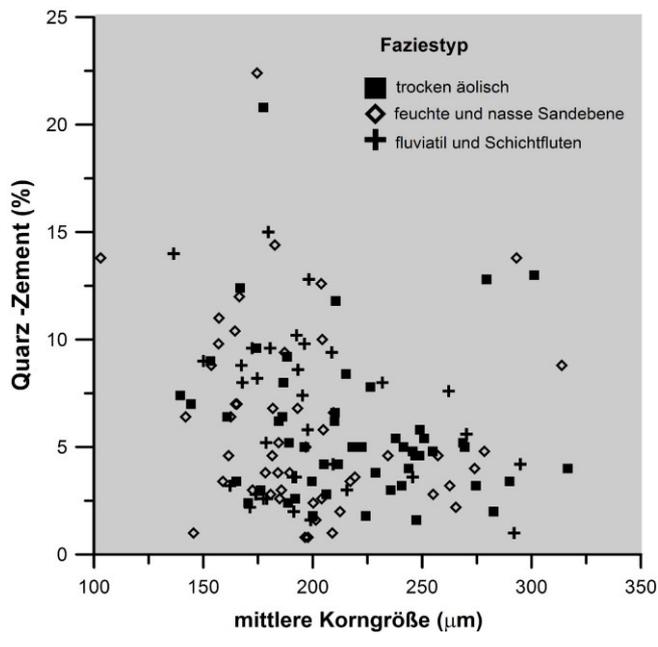
Der Faziestyp kontrolliert den Diagenesetyp insofern, dass IM und CS-Typen von trockenen, über feuchte zu nassen Sandebenen in ihrer Häufigkeit zurücktreten, während in der gleichen Reihenfolge SB- und IC- Merkmale zunehmen.

### Häufigkeit von Klasten, Korngröße, Faziestyp

Die Häufigkeit der Klasttypen wird durch die Provenanz und den Transportprozess kontrolliert und beeinflusst seinerseits die Diageneseentwicklung. Mechanisch instabile Klasten fördern die Kompaktion, chemisch instabile (hier: Litho-) Klasten wirken als Ionenspender für Zemente. Wie in Kap. 5.3 (S. 50 ff.) beschrieben steigt der Lithoklastgehalt mit der Korngröße (vgl. Gaupp & Fischer, 2000; Platt, 1992; Schöner, 2006) und in der Reihenfolge von feuchten Sandebenen und fluviatiler Fazies zu trockenen Sandebenen. Je gröber der Sandstein, desto höher ist das Verhältnis felsischer zu mafischer Vulkanitklasten (Abb. 26 auf S. 51). Starke positive Korrelationen treten zwischen folgenden Häufigkeiten von Klasten und Zementen auf (Korrelationsmatrix im Anhang auf S. A77):

- |  |              |
|--|--------------|
| ▪ monokristalline Quarzklasten und Quarzzement                     | $r^2 = 0,71$ |
| ▪ Kalifeldspat und authigener Illit                                | $r^2 = 0,82$ |
| ▪ Tonmatrix mit der Summe der frühen Zemente                       | $r^2 = 0,90$ |
| ▪ feinkristalline felsische Vulkanitklasten und authigener Chlorit | $r^2 = 0,94$ |
| ▪ Eisenoxidklasten und authigene Titanoxide                        | $r^2 = 0,88$ |

Zahlreiche weitere Korrelationen zwischen Klasten und Zementen sind ursächlich nicht nachvollziehbar (etwa eine Korrelation metamorpher Lithoklasten mit spätem Calcit). Sie werden als Scheinkorrelation gewertet und sind wahrscheinlich auf andere Eigenschaften, wie die Korngröße, die Porosität, der Vernetzungsgrad (der Poren) und die Mächtigkeit des Sandsteins zurückzuführen.



**Abb. 87:** Korngrößenabhängigkeit der Quarzzementation.

Quarzzement ist im Gegensatz zu anderen blockigen Zementen nicht von der Dezementation betroffen und kann daher als Indikator für Fazies- und Korngrößeneffekte verwendet werden: Feinsandsteine enthalten volumetrisch mehr und eine größere Variabilität des Quarzzements als Mittelsandsteine. Die Korngröße und der Anteil des Quarzzements korrelieren negativ, besonders in Feinsandsteinen der feuchten und nassen Sandebene (Abb. 87). Durch die Korngröße wird auch der Anteil gebleichter Sandsteine beeinflusst: für alle untersuchten Kerne gilt, dass Mittelsandsteine zu einem höheren Anteil und auch intensiver (grau, hellgrau) gebleicht sind als Feinsandsteine, welche auch in gebleichtem Zustand meist noch etwas Hämatit enthalten (Anhang auf S. A 27 ff.). Die Anteile gebleichter Sandsteine nehmen von der trocken-äolischen Fazies über Flussrinnen bis hin zu feuchten und nassen Sandebenen ab (79 – 62 – 40%). Die Sortierung hat keinen Einfluss auf die Zementation.

### Groblamine und Feinlamine derselben Probe

Laminierte und feingeschichtete Sandsteine der trocken-äolischen Faziesklasse zeigen ein charakteristisches Muster der Zementation: Groblamine sind durch frühe Anhydrit- und Gipszemente dicht zementiert, während Feinlamine porös und teilweise sogar selektiv stärker mit Bitumen imprägniert sind (A-28A). Liegt eine engständige planare (pin-stripe-) Lamination vor, wie etwa in Probe A-77, B-18 oder C-50 so ist die Zementation bereits makroskopisch als hellgraue diagenetische Bänderung (vgl. Fryberger et al., 1988; Tigert & Al-Shaieb, 1990) zu erkennen (Tafel 1 im Anhang auf S. A2). In feingeschichteten Sandsteinen (cm-Maßstab) ist die Grenze zwischen Grob- und Feinlamine stärker zementiert (z.B. A-68). Eine getrennte Berechnung von Kompaktions- (COPL) und Zementationsindex (CEPL) für acht laminierte Sandsteine bestätigt eine deutlich stärkere Zementation in der Groblamine und eine durchweg stärkere mechanische Kompaktion in der Feinlamine. Feinlamine waren dementsprechend länger porös und konnten daher intensiver kompaktiert werden.

### Interpretation:

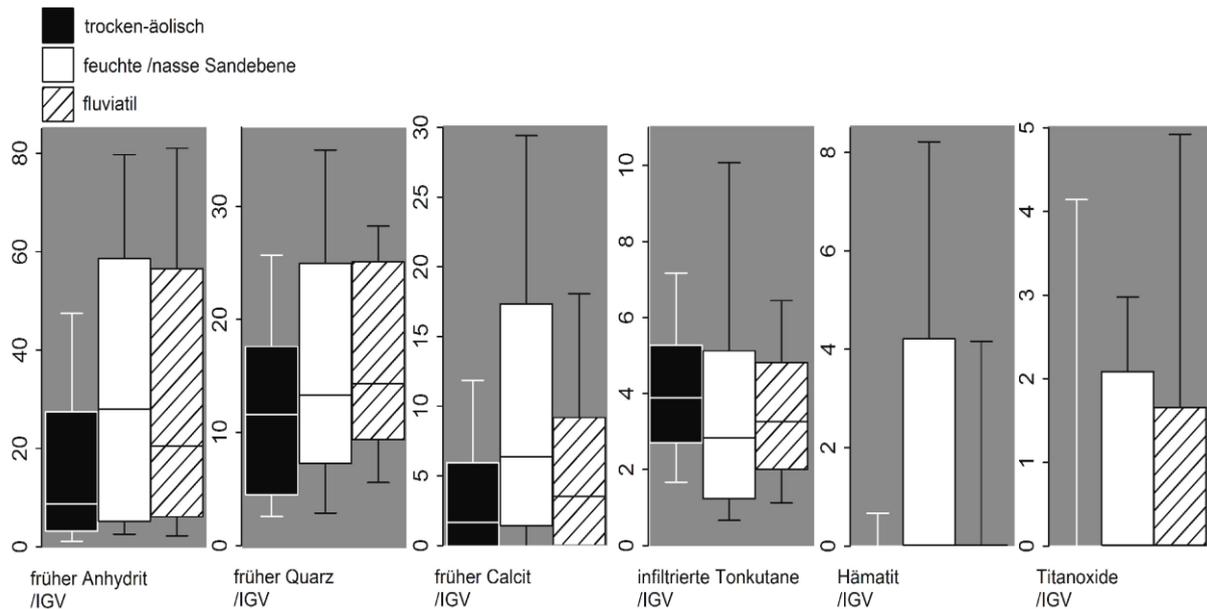
Die Abhängigkeit der Zementation von der Porengröße beschreiben bereits [Glennie et al. \(1978\)](#) und [Füchtbauer \(1974, 1979\)](#). Da grobe Laminae bevorzugt zementiert sind, können unterschiedliche Kapillarkräfte, wie sie [Cord \(1994\)](#) vermutet, nicht die Ursache der Zementverteilung sein. Anhydrit kristallisiert trotz günstiger Kristallisationsbedingungen nicht bevorzugt an den Wänden feiner Poren, wie [Clauser & Pape \(2003\)](#) beschreiben. Sie weisen darauf hin, dass eine erhöhte Permeabilität als Ursache für die Zementation der Groblamine, wie beispielsweise von [Wescott \(1983\)](#) beschrieben, nur für den unzementierten Anfangszustand gelten kann. Als Erklärung für die bevorzugte Zementation der Groblamine bieten [Putnis & Mauthe \(2001\)](#) die Hypothese an, derzufolge in kleinen Poren höhere Übersättigungen erreicht werden, ohne dass ein Mineral ausfällt. In diesem Zusammenhang durchgeführte Ausfällungsexperimente von [Meyn \(2003\)](#) ergaben, dass die Keimbildungsgeschwindigkeit mit einer Potenz des Porenradius zunimmt. Zu kleine Porenradien führten in diesen Experimenten zum Ausbleiben der Keimbildung. [Putnis & Mauthe \(2001\)](#) vergleichen dieses Problem mit der Kristallisation von Wassereis, welches in Kleinporen ( $<1 \mu\text{m}$ ) von Siltsteinen bei Temperaturen unter  $0^\circ\text{C}$  im unterkühlten Zustand flüssig bleibt, während in größeren Poren bereits Eis kristallisiert (vgl. [Ozawa, 1997](#)).

Als Konsequenz für Speichergesteine werden gut durchlässige Grobporen und Mikroklüfte, die gemeinsam die besten Wegsamkeiten darstellen, bevorzugt zementiert ([Putnis & Mauthe, 2001](#)). Durchlässigkeitseigenschaften werden nahezu vollständig von den Feinlaminae bestimmt. Daneben steigt die Anisotropie der Permeabilität und auch die Fokussierung des Fluid- und Gasflusses ([Andrews & Higgins, 1984](#)).

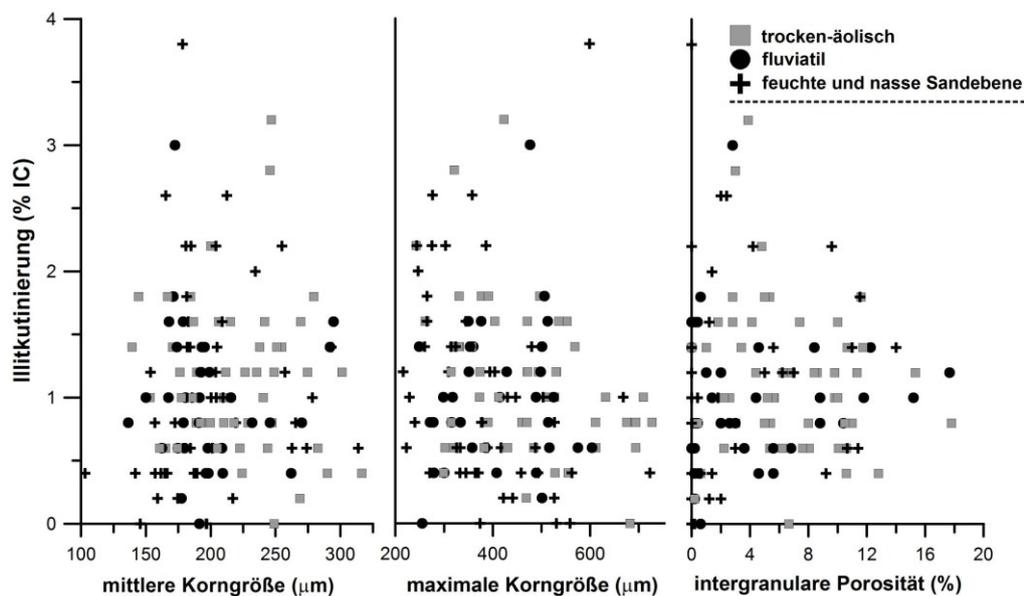
### Faziesabhängigkeit von früher Zementation, Illitkutinierung und Staublaminae

In der Reihenfolge von trocken-äolischer über fluviatile Fazies zu feuchten und nassen Sandebenenfazies nehmen die Häufigkeiten der frühen Zemente zu. Da im Dünnschliff nur geringfügige oder keine Lösungserscheinungen an Anhydrit und Quarzzement, jedoch deutliche Anlösung an Calcizement beobachtet werden, ist das Verhältnis von früher Anhydrit- und Quarzzementation als primär anzusehen. Dieses Verhältnis ist (normiert /IGV) in der feuchten und nassen Sandebenenfazies maximal (Mittelwert: 4,4; max: 41,1) und nimmt über die fluviatile Fazies (2,8; max: 19,6) zu trocken-äolischer Fazies ab (1,8; max: 13,2; [Abb. 88](#)). In der gleichen Reihenfolge steigen auch die Häufigkeiten der Titanoxide während die Häufigkeit von Calcit und Hämatit (/IGV), sekundär durch Lösung und Bleichung beeinflusst, ebenfalls abnimmt. Infiltrierte Tonkutane sind dagegen in der trocken-äolischen Fazies leicht erhöht ([Abb. 88](#)), obwohl die Häufigkeit der Tonkutane mit der Korngröße kaum variiert. Der Grad der maximalen Illitkutinierung nimmt mit mittlerer und maximaler Korngröße sowie mit der Porosität ab ([Abb. 91](#)). Ein vergleichbarer Zusammenhang wird von [Gaupp & Fischer \(2000\)](#) aus dem Rotliegenden Schleswig-Holsteins beschrieben.

Vergleichbar gering sind volumetrische Häufigkeiten feinsten Ton- und Staublaminae, die in feuchten und nassen Sandebenen etwas häufiger als in trocken-äolischer und fluviatiler Fazies sind. Eine Abhängigkeit der Zementation von der Position innerhalb der trocken-äolischen Fazies besteht nicht: flachwinklig schräggeschichtete äolische Sandsteine (Dünenfuß ?) sind im Datensatz dieser Arbeit nicht stärker zementiert als solche mit steileren Leehang-Winkeln (Dünen-Leehang ? ; vgl. [Fischer et al. 2003, 2007](#)).



**Abb. 88:** Faziesabhängigkeit früher Zemente: normiert auf das Intergranularvolumen um Effekte von Porosität und mechanischer Kompaktion zu eliminieren.



**Abb. 89:** Grad der Illitkutinierung: Zusammenhang zwischen Illitkutinierung, Korngröße und Porenvolumen: die maximal mögliche Illitkutinierung steigt mit Korngröße und Porosität.

**Interpretation:**

Unterschiedliche Häufigkeiten und Relationen früher Anhydrit- und Quarzzemente sowie Titanoxide können durch die Fazies und die Tiefe des Grundwasserspiegels interpretiert werden: große Anteile an Anhydrit sind durch flache Grundwasserspiegel in feuchten Fazies-typen bedingt (Amthor & Okkerman, 1998; Gaupp & Fischer, 2000). Auch die abweichende Zusammensetzung und Salinität des initialen Porenwassers könnte eine Rolle spielen (Hurst & Irwin, 1982; Bjørlykke, 1983), beispielsweise über den Import hochsalinärer Wässer in die Seerandfazies mittels weit auflaufender Wellen bei Stürmen (Gaupp & Okermann, 2011). Die großen Häufigkeiten der Titanoxide (und der Eisenoxide) beruhen auf intensiverer Verwitterung der Primärminerale durch ein größeres Wasserangebot. Leicht erhöhte Anteile an Quarzzement in der fluviatilen Fazies, wie sie auch von Platt (1991) beschrieben werden, sind

durch eine größere Kieselsäureverfügbarkeit, beispielsweise durch mikro- bis kryptokristalline Vulkanitklasten bedingt. Ein höherer Gehalt an Tonhäutchen und Staublaminen in feuchten Faziestypen ist ebenfalls durch flache Grundwasserspiegel und Adhäsion bedingt. Die Entstehung feinsten Ton- und Staublagen kann daher als diagenetische Bildung angesehen werden.

Als Einschränkung für die Abhängigkeit der Zementation von der Fazies kommt zum Tragen, dass die Tiefe des überlieferbaren (und damit kohäsiven) Sediments ebenfalls faziesabhängig ist: berücksichtigt man, dass in nassen Sandebenen das Sediment durch einen flachen Grundwasserspiegel weitgehend erhalten wird, während in trockenen Sandebenen durch Deflationswirkung des Windes Sediment erst in der Tiefe des Kapillarsaums überlieferungsfähig ist (vgl. Stokes-Flächen; [Stokes, 1968](#)), so müsste die Intensität der Frühzementation in beiden Räumen ähnlich ausfallen. Möglicherweise ist der Grad evaporitischer Zementation nicht auf die Salinität und die Verfügbarkeit von Wasser zurückzuführen (vgl. [Cord, 1994](#)), sondern auf die Intensität von der Evaporation und dem kapillaren Aufstieg der Porenwässer.

Eine insgesamt nur schwach ausgeprägte Tonkutinierung ohne klaren Bezug zu Fazies, Korngröße und Porosität lässt sich weder durch den Grad der aquatischen Einschwemmung von Ton, noch durch topografisch tiefer gelegene Ablagerungsmilieus (vgl. [Almon, 1981](#); [Pye & Krinsley, 1985](#); [Gaupp, 1996](#); [Amthor & Okkerman, 1998](#)) erklären. Wahrscheinlicher ist, dass intensivere Frühzementation in topografisch tief gelegenen Gebieten die Infiltrierung von Ton behindern. Daneben scheint auch die äolische Aufarbeitung und damit die Vererbung von Tonkutanen aus einem ursprünglich feuchteren Faziesbereich eine Rolle zu spielen. Schwach ausgebildete Tonkutinierung könnte möglicherweise auch eine Folge der erhöhten Salinität der Tonsuspensionen sein, welche dazu führt, dass Tonminerale oberflächlich angereichert werden, anstatt in die Poren einzudringen ([Hug, 2004](#); [Scheffer & Schachtschabel, 2009](#)).

### **Änderung von $\Phi$ , $k$ und der Zementation innerhalb von Sandsteinpaketen**

Der Permeabilitäten zeigen eine gewisse Abhängigkeit von der Mächtigkeit und der vertikalen Position innerhalb eines Sandsteinpakets ([Abb. 90](#)): sehr mächtige Pakete (>2 m) sind überwiegend gut durchlässig und können im oberen Viertel des Pakets auch gering durchlässig sein. In Sandsteinen mittlerer Mächtigkeit (1-2 m) streut die Permeabilitätsverteilung stärker mit etwas besseren Eigenschaften in der unteren Hälfte, während geringmächtige Bänke (<1m) immer geringe Permeabilitäten zeigen (<1 mD).

Die Betrachtung von  $\Phi$ ,  $k$ , Bleichung und Zementation innerhalb der 19 untersuchten Sandsteinpakete weist darauf hin, dass vertikale Trends nur für den Einzelfall gültig sind (Diagramme im Anhang [S. A102 ff.](#)). Das Verhältnis früher Anhydrit- zu Quarzzementation sowie die Häufigkeiten später Quarz-, Calcit- und Chloritauthigenesen lässt keinen verallgemeinerbaren Zusammenhang zwischen der Zementation und der Lage innerhalb eines Sandsteinpakets erkennen. Eine schwache Tendenz besteht jedoch zu mehr Quarz, Calcit und Chlorit im zentralen Teil von 1-2 m mächtigen Paketen.

Häufig beobachtet wird eine graduelle Abnahme der Bleichung, der Porosität und der Permeabilität sowie eine Zunahme des Tongehalts zum Top eines Pakets (Intervalle: Ab, Ad, Ac, Ae, Cc; Anhang auf [S. A102 ff.](#)). Teilweise nimmt die Illitkutinierung nach oben zu (Ab, Ae, Ag, Ah, Cc) oder das Verhältnis von Anhydrit zu Calcit steigt (Ce). Einschaltungen roter Sandsteine

bewirken markante Sprünge zu intensiverer Zementation. Sie sind als Fluidbarrieren anzusehen. Rote Sandsteine in mächtigen Sandsteinpaketen enthalten im Gegensatz zu jenen isolierter Bänke kleinere Lösungsporen mit Chlorit und Illit. Anhydrit kann an der Basis eines Sandsteinpakets in maximaler Häufigkeit auftreten (Ag, Ca, Cb, Ce, Cf), oft verbunden mit abgeschwächter Bleichung (Ab, Af, Ag, Ah, Ca, Cb, Cc, Ce). Quarzzement tritt dagegen gemeinsam mit Chlorit etwas häufiger im mittleren Drittel von Sandsteinpaketen auf (Aa, Ab, Ag, Ah, Ca, Ce, Cf; vgl. Abb. 91). Bitumen-Imprägnierung ist an Sandsteine mit hohen Permeabilitäten, nicht jedoch an bestimmte Bereiche im Paket gebunden (Ac, Ae, Cf).

#### Interpretation:

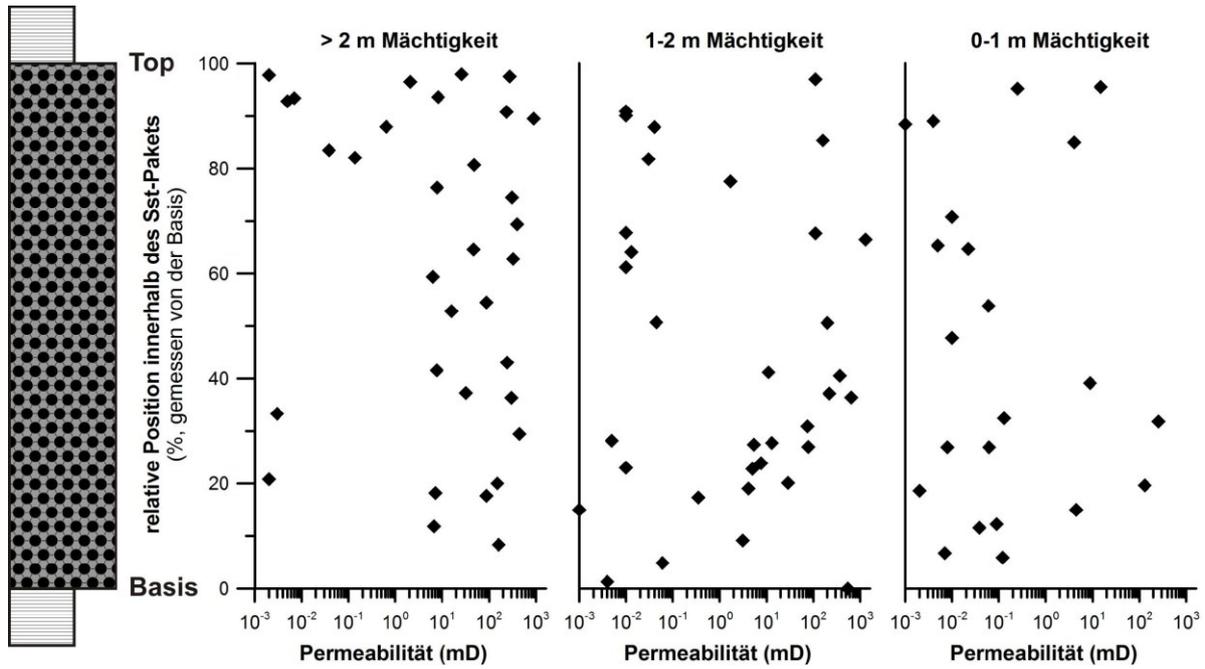
Erhöhte Tongehalte, mehr Frühzement und eine geringere Intensität der Bleichung sind durch zunehmend feuchte Faziestypen am Top der Pakete erklärbar. Dies ist darauf zurückzuführen, dass äolische Fazies nur überliefert werden, wenn der Grundwasserspiegel steigt (Crabaugh & Kocurek, 1993; Sweet, 1999). Betrachtet man zyklische Wechsel von Tonsiltsteinen und Sandsteinen als Seespiegelschwankungen, so kommen Tonsiltsteine bei Hochständen des Seespiegels und zentrale Teile der Sandsteinpakete bei Tiefständen zur Ablagerung. Das Top und die Basis der Sandsteinpakete dürften, dieser Vorstellung folgend, daher am Rand des Sees bei sehr flachem Grundwasserspiegel abgelagert worden sein, was die Adhäsion von Ton- und Staublaminen und intensive Frühzementation am Top der Pakete erklärt. Zyklen dieser Art sind in der Regel nur unvollständig ausgebildet, da sinkende See- und Grundwasserspiegel zur Erosion von Lockersand führen.

Eine Beziehung der Tonkutane zu stratalen Grenzflächen, wie sie Gaupp & Fischer (1999) und Fischer et al. (2012) beschreiben, ließe sich eventuell mit einer höheren Beprobungsdichte nachweisen. Allerdings spricht die diskontinuierliche Verteilung früher Tonkutane auf den Klasten eher für eine Vererbung aus einem feuchteren Ablagerungsmilieu. Intensive Anhydritzementation tritt an der Basis von Paketen auf, welche möglicherweise den Fluidfluss fängt, analog zur Vorstellung von Fischer et al. (2007) für den Dünenfuß (vgl. Almon, 1981). Leicht erhöhte späte Zementation im mittleren Drittel der Sandsteinpakete weist auf eine dort erhöhte Paläo-Permeabilität hin, während das Top und (teilweise) die Basis intensiver früh zementiert sind. Daher können Kompaktionswässer aus zwischengelagerten Tonsteinen nur schwer in die Sandsteine eindringen. Späte Karbonatzementation an Top und Basis der Pakete, wie sie Boles & Franks (1979), Moraes & Surdam (1993) und Carvalho et al. (1995) beschreiben, treten daher nicht auf.

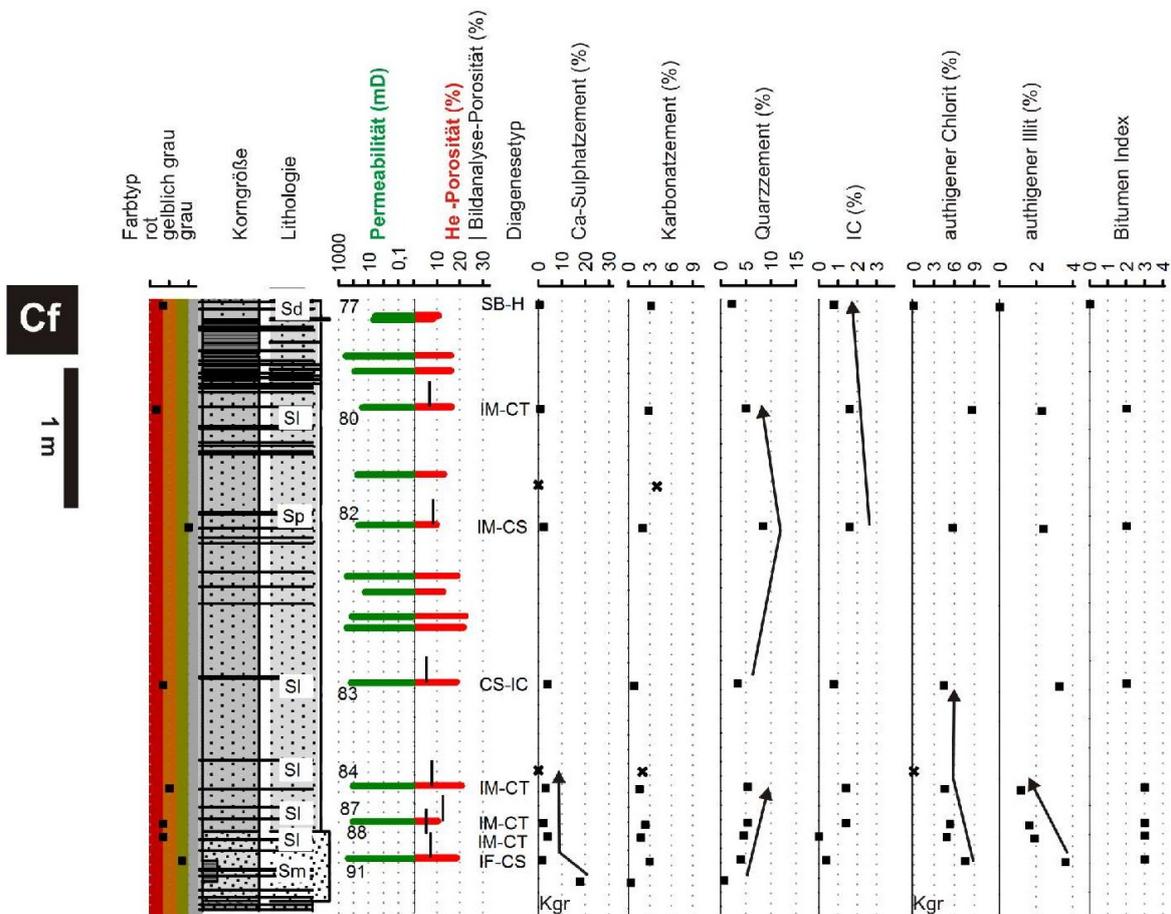
Für die Prognose der Speicherqualität in den Sandsteinpaketen lässt sich verallgemeinern:

- Sandsteine sind am Top häufig stark zementiert und nicht gebleicht. Unmittelbar angrenzend an gebleichte Zonen bewahrten sie über lange Zeiträume (Mio. a) ihre frühen Zemente, so dass eine Dezementation (oder Bleichung) durch CO<sub>2</sub> auch in Zukunft nicht zu erwarten ist
- erhöhte Anteile an Karbonat- und Anhydritzement an Top und Basis sind durch die Konservierung früher Zemente und nicht durch Kompaktionswasser aus angrenzenden Tonsteinen bedingt
- das mittlere Drittel der Pakete enthält oft mehr späte Zemente, ohne dass die Speichereigenschaften nachteilig beeinflusst werden

# 10 Zusammenhang Fazies-Diagenese



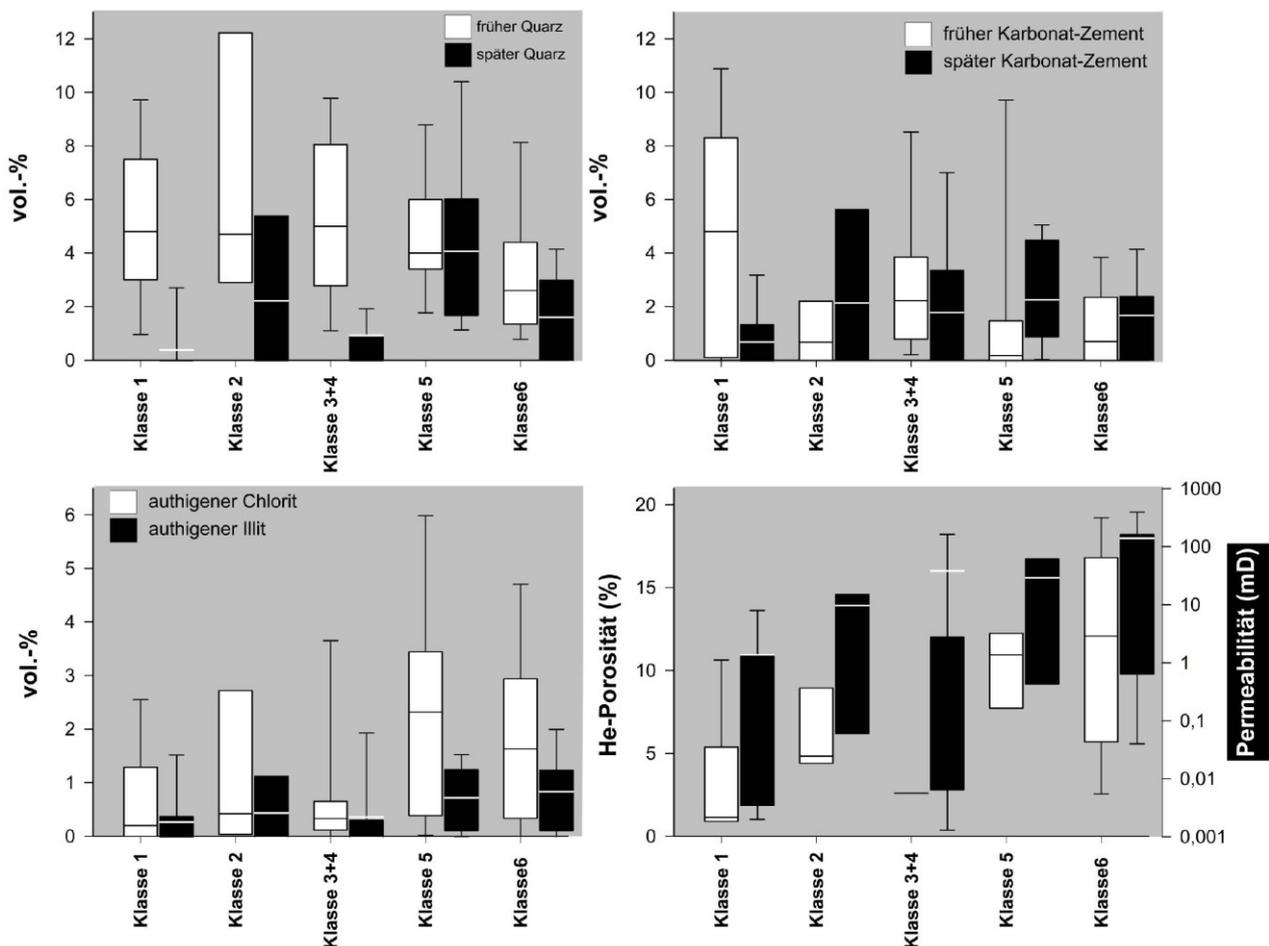
**Abb. 90:** Zusammenhang zwischen Permeabilität und Position innerhalb eines Sandsteinpakets: Darstellung als relative Position (0: Basis, 100: Top) für große, moderate und geringe Sandsteinpaketmächtigkeiten.



**Abb. 91:** Beispiel für die Variation von  $\Phi$ ,  $k$  und petrographischen Parametern innerhalb eines Sandsteinpakets: weitere Intervalle im Anhang.

### Einfluss der Speichergeometrie und der Fazies auf die Diageneseentwicklung

Große Unterschiede der Zementation und der Speichereigenschaften sind durch die stratale Architektur der Sandsteinpakete bedingt. Von der Architekturklasse 1 bis 6 (in Tab. 3 auf S. 45 vorgestellt) nimmt die Mächtigkeit der Sandsteinpakete zu, während der vertikale Abstand zur nächsten Sandsteinbank abnimmt. Geringmächtige, isolierte Sandsteinbänke der Klasse 1 sind immer rot, gering porös, stark zementiert und enthalten wesentlich mehr frühen Karbonatzement als mächtigere Bänke (Abb. 92). Etwas mächtigere (bis 1 m) Sandsteinpakete der Klasse 2 können deutlich mehr frühen Quarzzement und Chlorit enthalten als Klasse 1. Klasse 3 und 4 sind Sandsteine mittlerer Mächtigkeit und Vernetzung und enthalten blockige Zemente vergleichbar mit Klasse 2, jedoch auffällig wenig authigenen Illit und Chlorit. Sie weisen (möglicherweise deshalb) auffällig hohe Permeabilitäten bei gleichzeitig geringer Porosität auf. Klasse 5 und 6 sind gestapelte Schichten und Bänke von Sandsteinen unterschiedlicher Fazies, wobei auch Tonlaminen und tonreichere Fazies in der Mitte oder im oberen Drittel auftreten können. Tonreichere, rote Sandsteine sind meist im oberen Drittel zu finden. Blockige Zemente, besonders porenfüllende frühe Zemente sind in Klasse 5 und 6 seltener. Authigener Chlorit ist deutlich und Illit sowie der Bitumenindex nur geringfügig gegenüber den geringmächtigen Klassen erhöht. Die Porosität und die Permeabilität steigen von Klasse 1 bis 6 relativ kontinuierlich an (Abb. 92). Höchste Porositäten und Permeabilitäten sind nur in sehr mächtigen Sandpaketen zu erwarten (Abb. 90).



**Abb. 92:** Variation von Zementation, Speicher- und Durchlässigkeitseigenschaften in Abhängigkeit von der Architekturklasse: Zunahme der Mächtigkeit und Vernetztheit der Sandsteinpakete von Klasse 1 bis 6.

Insgesamt ergibt sich aus der Vielzahl der primären Einflussgrößen ein Zusammenhang zwischen Fazies und Diagenese auf mehreren Skalen:

- Auf den ganzen Speicher bezogen ist das Verhältnis von Sandsteinen zu Tonsteinen von Bedeutung und differenziert Speicher von Barrieren. Kein Hinweis besteht auf Zementation durch Fluide aus den Tonzwischenlagen.
- Der Fluidfluss, die Dezementation, Bleichung und Tonauthigenese wird von der Architekturklasse mitbestimmt. Dies zeigt sich am starken Kontrast dichter isolierter, roter Sandsteinbänke zu mächtigen grauen Sandsteinpaketen.
- Innerhalb mächtiger Sandpakete spielt die Fazies insofern eine Rolle, dass tonführende, meist mit Anhydrit zementierte Intervalle in red-bed-Fazies vorliegen können, selbst wenn der Rest des Sandsteinpakets gebleicht und dezementiert ist.
- Die Zunahme der red-bed-Sandsteintypen mit erhöhtem Fröhzement- und Tongehalt am Top von Sandsteinpaketen kann als fazieskontrolliert angesehen werden und steht im Gegensatz zur üblichen bevorzugten Bleichung des Tops in Gasspeichern, wenn Fluide geringer Dichte (wie gasförmige S-Phasen) beteiligt sind.
- Die Unterschiede der Speichereigenschaften verschiedener Faziestypen innerhalb eines Sandsteinpakets sind gering.
- Die bevorzugte Zementation von Groblaminen, die Drucksuturierung von Quarzen und eine bevorzugte Karbonatzementation an Tonlaminae fördern lokal die Anisotropie des Fluidflusses (vgl. [Fischer et al., 2007](#)) und stellen möglicherweise vertikale Permeabilitätsbarrieren dar (vgl. [Kayser, 2006](#)).

**Abbildung 93** stellt beobachtete Zusammenhänge zwischen Fazies und Diagenese schematisch dar. Ein konzeptionelles Modell für die Zusammenhänge zwischen Fazies, Diagenese und Speicherqualität ist in **Abbildung 106 (auf S. 202)** dargestellt.

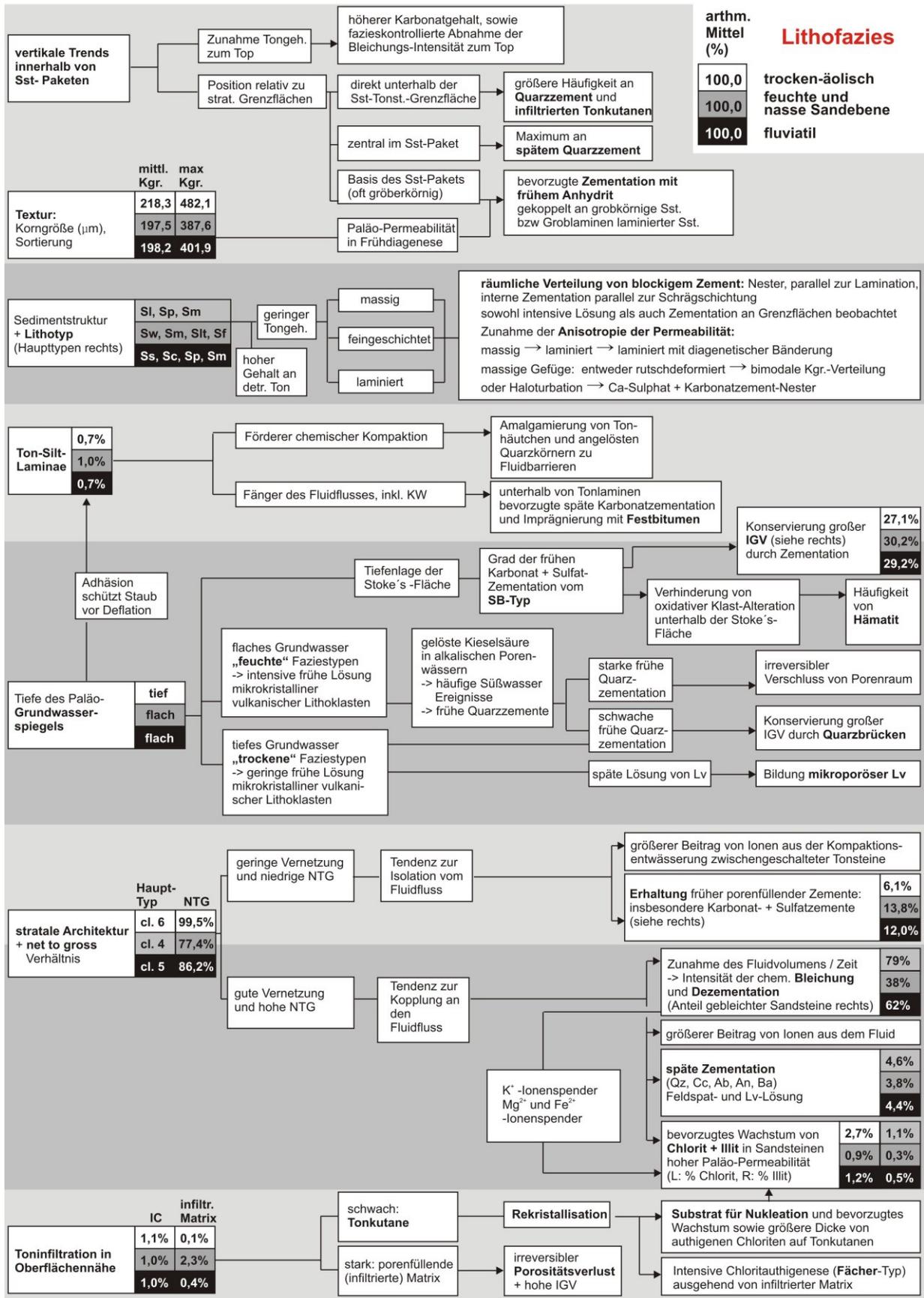


Abb. 93: Zusammenhänge zwischen faziellen Faktoren und Diageneseprozessen.

## 11 Parametrisierung von Porosität ( $\Phi$ ) und Permeabilität ( $k$ )

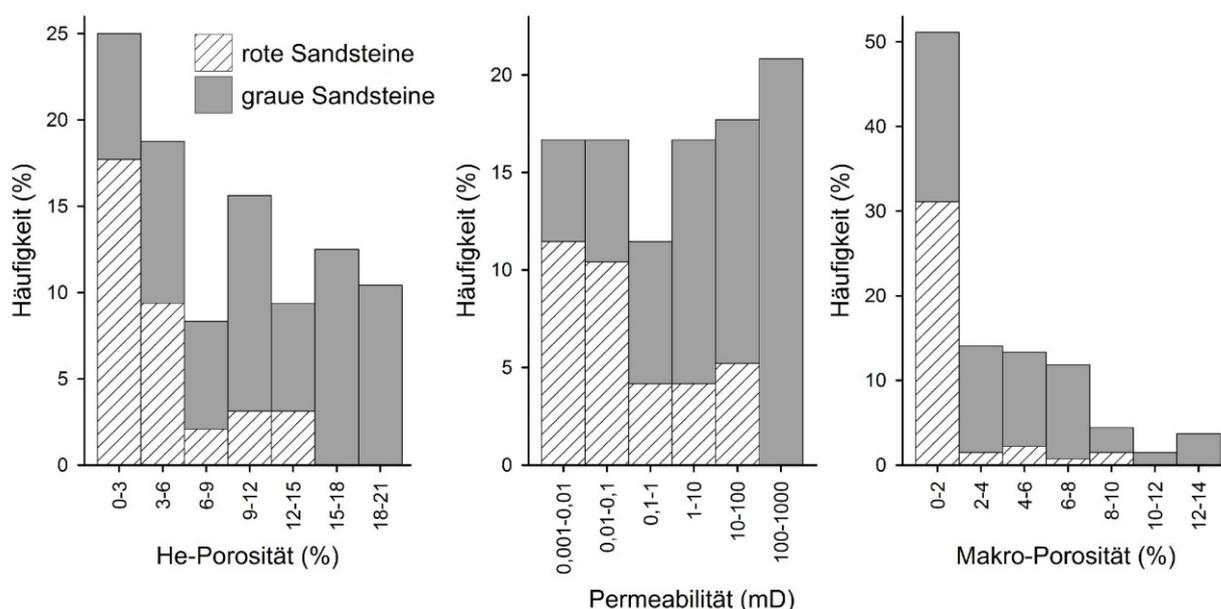
Im Rahmen einer Parametrisierung werden verfügbare Porositäts- und Permeabilitätsdaten mit Hilfe der Ergebnisse dieser Arbeit hinsichtlich der Fazies, des Diagenesetyps, des Porensystems und der Mineralzusammensetzung in Qualitätsklassen gegliedert. Hierzu werden zunächst qualitätsbestimmende Einflussfaktoren und deren Verteilung innerhalb des  $\Phi, k$ -Diagramms ermittelt. Grenzen der Qualitätsklassen sind so gewählt, dass sie deutliche Änderungen der Einflussfaktoren widerspiegeln und damit Klassen unterschiedlicher Qualität und Mineralzusammensetzung umgrenzen. Für jede Klasse werden die Häufigkeiten der porenraumexponierten Minerale ermittelt. Somit sind Mineralzusammensetzungen auf ein räumliches Reservoir-Modell (Abb. 2 auf S. 2) hochskalierbar und Feststoff-Fluid-Wechselwirkungen modellierbar.

### 11.1 Häufigkeitsverteilung und Zusammenhang von $\Phi$ und $k$

Die Permeabilität  $k$  ist definiert als hydraulische Leitfähigkeit. Sie ist unabhängig vom Fluidtyp (Tiab & Donaldson, 2004). Permeabilität im laminaren Fluss wird ausgedrückt durch das Darcy-Gesetz:  $u = q/A_c = -(k/\mu) * (dp/dl)$

mit  $q$ : Durchfluss(rate) ( $m^3/s$ ),  $A_c$ : Querschnitt (Zylinderdurchmesser in  $cm^2$ ),  $k$ : Permeabilitätsbeiwert,  $\mu$ : Viskosität des Fluids,  $dp/dl$ : Druckgradient in Fließrichtung (Tiab & Donaldson, 2004). Barrieregesteine sind im räumlichen Reservoir-Modell mit 1 mD angesetzt. Dies entspricht derzeit der Obergrenze für tight-gas-Speicher (Tiab & Donaldson, 2004). Definitionen für die Porosität  $\Phi$  sind in Kapitel 8.1 (auf S. 149) abgehandelt.

In der Häufigkeitsverteilung der (He-) Porosität (Abb. 94) liegt das Maximum in der Klasse der geringsten Porosität (0-3%). Klassen mittlerer und hoher Porosität (9-12% und 15-18%) sind ebenfalls häufig vertreten. Permeabilitätsklassen zeigen relativ homogene Häufigkeiten mit einem Minimum in der Klasse mittlerer Durchlässigkeit (0,1-1 mD) und einem leichten Maximum in der besten Qualitätsklasse. Makroporositäten zeigen ein deutliches Maximum in



**Abb. 94:** Häufigkeitsverteilung für Porosität und Permeabilität: gegliedert nach red bed- und gebleichten Sandsteintypen; Makroporosität durch Bildanalyse an 50x vergrößerten PPL-Bildern bestimmt.

der Klasse geringster Makroporosität (0-2%). Keine der drei Parameter ist normalverteilt. Im Bezug auf die Verteilung von Bleichung machen rote Sandsteine den höchsten Anteil in den Klassen niedrigster Porosität und Permeabilität aus. Sandsteine mit mehr als 15% He-Porosität, 100 mD Permeabilität oder 10% Makroporosität sind immer gebleicht (grau). Insgesamt deuten drei Maxima der He-Porosität auf drei Subpopulationen für die Parametrisierung von  $\Phi$  und  $k$  hin (Abb. 94).

Porosität ( $\Phi$ ) und Permeabilität ( $k$ ) sind loglinear korreliert, wie für Sandsteine mit dominierender intergranularer Porosität zu erwarten (Blatt et al., 1980; Tiab & Donaldson, 2004). Die Permeabilität steigt logarithmisch mit  $\Phi$  da die Porengröße und die Porenkommunikation zunimmt und der Anteil des immobilen Wassers durch sinkende Kapillarkräfte abnimmt. Empirische exponentielle  $\Phi/k$  –Zusammenhänge wurden bereits in den 50er Jahren des 20. Jahrhunderts berechnet (Archie, 1950). Andere Ansätze verwenden Parameter, die einen hohen analytischen Aufwand erfordern, etwa die Bestimmung von Poreneintrittsradien, Porengrößenverteilung, Tortuosität und der spezifischen Oberfläche (z.B Dullien, 1975; Chilingarian, 1983). Den möglicherweise am Besten bekannten Zusammenhang zwischen  $\Phi$  und  $k$  stellt die Carman-Kozeny-Gleichung dar:

$$k = \Phi^3 / (C_0 A_v^2 T) \quad (\text{Kozeny, 1927; Carman, 1937})$$

mit:  $A_v$  spezifische Oberfläche pro Einheitsvolumen

$T$ : Tortuosität des Kapillarnetzwerks

$C_0$ : Carman-Kozeny-Koeffizient:  $\sim 5$  für kompaktierte Gesteine (Dullien, 1992)

**Tab. 8: Streu- und Lagemaße für ausgewählte speicherrelevante Parameter**

Die Streuung der Parameter innerhalb der Klassen deutlich höher als zwischen den Klassen:

		Anhydrit / IGV	Calcit / IGV	Chlorit / Porosität	Illit / Porosität	Porendichte (1/mm <sup>2</sup> )	m. Porengröße (µm <sup>2</sup> )	He-Porosität (%)	Permeabilität (mD)	
gesamt	Mittelw.	0,26	0,14	0,66	0,28	21,1	733,1	8,8	78,52	
	min	0,00	0,00	0,00	0,00	0,0	102,8	0,6	0,00	
	max	0,84	0,61	7,97	5,54	94,5	3177,3	20,8	1300,00	
	Std.-Abw	0,24	0,12	1,09	0,66	20,6	519,7	6,1	189,92	
	Spannweite/Std-A	3,43	5,14	7,28	8,42	4,59	5,92	3,31	6,85	
	DAVID-Test für N = 100	nN	N	nN	nN	N	nN	nN	nN	
(He-) Porositätsklasse	0-3,5 %	Mittelw.	0,40	0,20	0,35	0,12	7,8	664,3		
		min	0,02	0,00	0,00	0,00	0,0	102,8		
		max	0,81	0,61	3,08	0,92	63,0	3177,3		
	3,5-7,5 %	Mittelw.	0,33	0,16	0,62	0,23	16,0	465,8		
		min	0,01	0,01	0,00	0,00	0,0	103,3		
		max	0,84	0,39	2,46	0,68	36,9	923,3		
	7,5-12 %	Mittelw.	0,12	0,12	1,06	0,52	27,1	725,9		
		min	0,02	0,03	0,01	0,01	0,0	181,6		
		max	0,46	0,30	7,97	5,54	76,2	1559,8		
	12-22 %	Mittelw.	0,18	0,10	0,55	0,23	31,3	961,7		
		min	0,00	0,00	0,00	0,00	0,0	403,4		
		max	0,81	0,34	4,03	1,57	94,5	2130,9		

N: normalverteilt ; nN: nicht normalverteilt

Aufgrund der begrenzten Anwendbarkeit dieser Funktion für Sandsteine mit komplexer Diageneseentwicklung, werden in der KW-Industrie derzeit weiterhin empirische Beziehungen zwischen  $\Phi$  und  $k$  aus Plugmessungen ohne physikalisches Modell verwendet (Tiab & Donaldson, 2004), wie es auch für das vorliegende  $\Phi/k$ -Modell der GDF Suez E&P Deutschland GmbH der Fall ist.

Um die Einflussfaktoren auf  $\Phi$  und  $k$  zu ermitteln werden abhängige Variablen, wie zum Beispiel Häufigkeiten von authigenen Mineralphasen verwendet. Unabhängige Variablen sind beispielsweise Häufigkeiten von Klasten. Diese stehen nicht mit  $\Phi$  und  $k$  in Zusammenhang. Porosität und Permeabilität sind in diesem Kontext als mehrfach abhängige Variable zu betrachten (vgl. Gaupp & Brenner, 2006). Zur Vermeidung von Scheinkorrelationen werden geeignete Quotienten und Logquotienten gebildet. Eine solche Scheinkorrelation wäre zum Beispiel die Zunahme des volumetrischen Anteils an Illit mit dem zunehmenden Porenvolumen und wird durch Normierung auf die Intergranularporosität eliminiert.

Gleichermaßen eliminiert die Normierung von blockigem Zement auf das IGV den Kompaktionseffekt. Im Rahmen der deskriptiven Statistik wurden Lagemaße wie der Mittelwert, das Minimum und Maximum sowie die Streumaße Spannweite und Standardabweichung für den gesamten Datensatz und für Subpopulationen wie Faziesklassen, Bleichungstypen und schließlich auch für  $\Phi$ ,  $k$ -Klassen berechnet (siehe Tabelle A6 Anhang auf S. A70).

Ein David-Test auf Normalverteilung wurde für  $\Phi$ ,  $k$  und deren Einflussgrößen durchgeführt:  $PW = R/s$  mit  $PW$ : Prüfwert;  $R$ : Spannweite ( $x_{\max} - x_{\min}$ );  $s$ : Standardabweichung der Stichprobe. In Abhängigkeit von der Größe der Stichprobe ( $N$ ) gibt der Vergleich des Prüfwerts mit den Schranken einer Prüftabelle an, ob der Datensatz als normalverteilt anzusehen ist. Da die Häufigkeitsverteilungen der meisten  $\Phi$ ,  $k$ -Einflussgrößen nicht normalverteilt sind, entfallen weitergehende Tests, wie beispielsweise der  $t$ -Test (vgl. Giles, 1997). Verfahren, welche Stichproben verwenden, können aufgrund der räumlichen Abhängigkeit der Parameter nicht angewandt werden (Gaupp & Brenner, 2006).

Mittels linearer Regressionsanalyse werden Abhängigkeiten zwischen  $\Phi$ ,  $k$  und deren Einflussgrößen berechnet, im Bedarfsfall für Subpopulationen separat. Neben Streudiagrammen, gegebenenfalls mit Klasseneinteilung um noch einen dritten Parameter zu berücksichtigen, wurden Einflussgrößen per Korrelationsmatrix dargestellt und verglichen. Als Maß für die Stärke der Korrelation kommt der Rangkorrelationskoeffizient ( $r^2$ ) nach Spearman (1904) zum Einsatz. Positiv mit  $\Phi$  und  $k$  korrelierte Parameter wirken steigernd, negativ korrelierte mindernd auf  $\Phi$  und  $k$ . Tabelle 8 zeigt Streu- und Lagemaße ausgewählter Einflussgrößen insgesamt und nach Porositätsklasse aufgeteilt. Die Streuung der Einzelwerte *innerhalb* der Klassen ist größer als *zwischen* den Klassen. Weiterhin ist meist keine Normalverteilung gegeben. Somit ist eine Clusteranalyse angesichts der geringen Größe des  $\Phi, k$ -Datensatzes (100 Proben) ungeeignet um  $\Phi$  und  $k$ -Klassen zu definieren. Daher wurde Wert auf Kausalbeziehungen zwischen Eingangsparametern und der Speicherqualität gelegt (Kap. 11.2 ff).

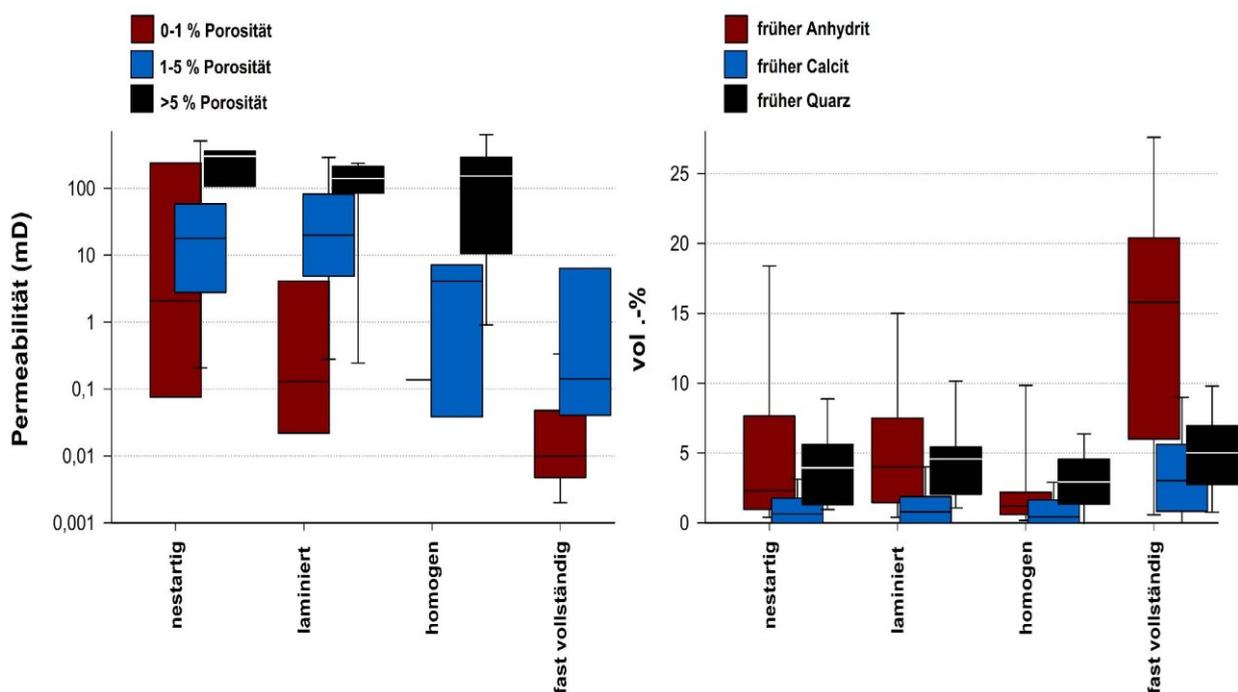
## 11.2 Diagenese-Einflussgrößen

### Räumliche Verteilung von Zementen

Porenfüllende eo- und mesodiagenetisch gebildete blockige Zemente treten zwar in allen Sandsteinen auf, unterscheiden sich jedoch beträchtlich in Quantität, Anordnung und Homogenität. Zur Klärung, inwiefern die räumliche Anordnung blockiger Zemente die Permeabilität beeinflusst, werden homogen verteilte Zemente, Zementnester und laminenparallel angeordnete Zemente unterschieden. Gruppieren nach Porositätsklasse nimmt die Permeabilität von nestartig angeordneten über laminenparallelen und homogen verteilten Zementen ab (Abb. 95). Dieser Trend ist bei gering (makro)porösen Sandsteinen (0-1%) stärker ausgeprägt als bei moderater (1-5%) und hoher Makroporosität (>5%). In der genannten Reihenfolge steigt insbesondere der Anteil von frühem Anhydritzement, in geringem Maße auch Calcitcement, während früher Quarzzement und alle spät gebildeten Zemente in keiner Beziehung zu ihrer räumlichen Anordnung stehen.

#### Interpretation:

Ein stärkerer Einfluss der räumlichen Zementverteilung bei niedriger Porosität weist darauf hin, dass gleichmäßige Zementation den Fluidfluss stärker bremst als konzentrierte Nester, umgeben von porösen Wegsamkeiten. Je höher die Porosität, desto breiter die Wegsamkeiten zwischen den Zementnestern und damit die Möglichkeit der Umströmung, desto größer ist die Tortuosität des Porensystems und desto geringer ist der Einfluss blockiger Zemente. Ab 5% Makroporosität ist der Einfluss der blockigen Zemente zu vernachlässigen (vgl. Pittman et al., 1992; Abram, 2007).



**Abb. 95:** Einfluss der räumlichen Verteilung blockiger Zemente auf Diagenese und Permeabilität:

**L:** Durchlässigkeitsunterschiede von Zementverteilungs-Klassen nach Porositätsklasse

**R:** unterschiedliche frühe Zementation in den Zementverteilungs-Klassen gibt Hinweis auf beteiligte Zemente; Auswirkungen auf späte Zementation (nicht dargestellt) wird nicht beobachtet.

### Volumetrische und effektive Mineralzusammensetzung

Um die Vergleichbarkeit der Proben zu gewährleisten und die Effekte von der Porosität und der Kompaktion zu eliminieren, werden volumetrische Häufigkeiten detritischer Phasen auf die Summe der Detritusphasen normiert, jene der authigenen Mineralphasen auf das Intergranularvolumen und Häufigkeiten von Tonmineralen auf die intergranulare Porosität.

Folgende negative Korrelationen mit der **He-Porosität**, interpretiert als Porositäts-Minderung, werden beobachtet (Korrelationstabelle siehe **Tabelle A8 im Anhang auf S. 78 ff.**):

- die Summe blockiger Zemente (Vol.-%) normiert auf das IGV  $r^2 = -0,66$
- die Summe später blockiger Zemente (Vol.-%) normiert auf die intergranulare Porosität  $r^2 = -0,59$
- die Summe früher blockiger Zemente (Vol.-%) normiert auf das IGV  $r^2 = -0,58$
- später Quarzzement (Vol.-%) normiert auf die intergranulare Porosität  $r^2 = -0,57$
- Quarzzement (Vol.-%) normiert auf das IGV (für Proben >2% Makroporosität)  $r^2 = -0,57$
- die Summe zur Pore exponierter blockiger Zemente /IGV  $r^2 = -0,50$
- der Illit-Anteil bezogen auf den authigenen Ton normiert auf die intergranulare Porosität  $r^2 = -0,52$
- Anhydritzement (Vol.-%) normiert auf das IGV (als stärkste Korrelation einer einzelnen Mineralphase)  $r^2 = -0,44$

Negative Korrelationen mit der **Permeabilität** (Minderungsfaktoren) treten wie folgt auf:

- die Summe aus Chlorit, Illit und Tonkutanen (zur Pore exponiert) normiert auf die intergranulare Porosität (für Proben >2% Makroporosität)  $r^2 = -0,67$
- zur Pore exponierter Chlorit normiert auf die intergranulare Porosität (für Proben >2% Makroporosität)  $r^2 = -0,66$
- die Summe aus Chlorit und Illit (zur Pore exponiert) normiert auf die intergranulare Porosität (für Proben >2% Makroporosität)  $r^2 = -0,65$
- zur Pore exponierter Quarzzement normiert auf das IGV (für Proben >2% Makroporosität)  $r^2 = -0,54$
- die Summe blockiger Zemente (Vol.-%) normiert auf das IGV (für alle Proben)  $r^2 = -0,61$
- die Summe früher blockiger Zemente (Vol.-%) normiert auf das IGV (für alle Proben)  $r^2 = -0,53$
- zur Pore exponierter Quarzzement normiert auf das IGV (für alle Proben)  $r^2 = -0,51$

in keinem Zusammenhang zur Porosität und Permeabilität stehen:

- das Intergranularvolumen
- detritische Mineralphasen normiert auf die Summe der Detritusphasen der Probe
- späte Zemente normiert auf das IGV
- volumetrische Anteile authigener Tonminerale normiert auf die intergranulare Porosität oder auf die Porendichte oder den kleinen Feretdurchmesser
- der Bitumenindex
- blockige Zemente geringer (volumetrischer) Häufigkeit, z.B. Quarz- und Albitzement

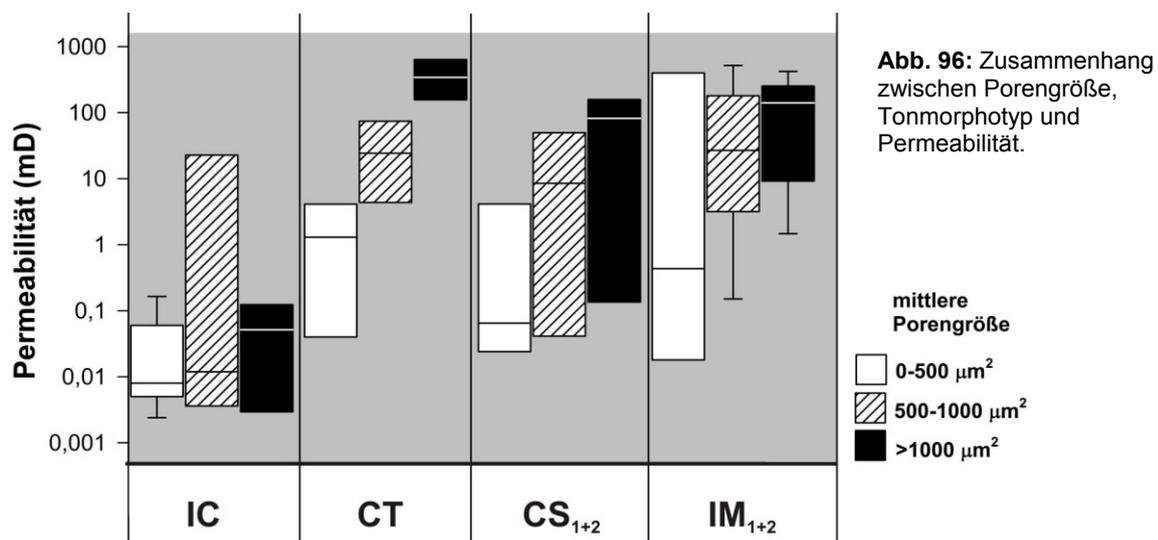
**Interpretation:**

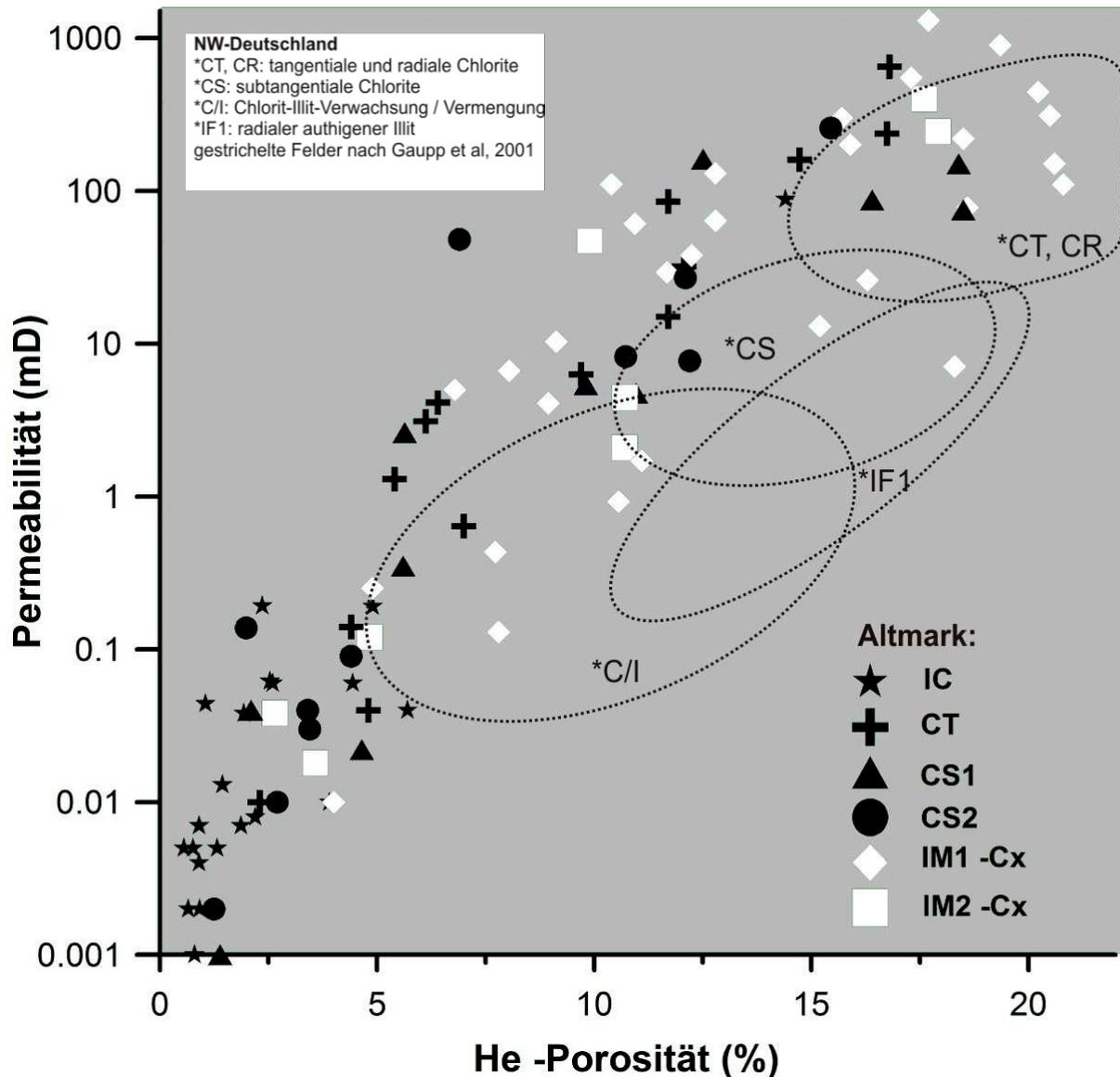
Aufgrund der starken negativen Korrelation ist die Summe blockiger Zemente, insbesondere die der frühen Zemente als wichtigster Minderungsfaktor der Porosität zu sehen. Unter den blockigen Einzelmineralphasen schränkt Anhydrit die Porosität am stärksten ein. Die jeweilige Normierung auf das Intergranularvolumen ist als Verschluss von Porenräumen durch porenfüllende Zemente zu sehen. Späte blockige Zemente mindern die Porosität nur, wenn sie auf die intergranulare Porosität bezogen werden.

Eine mindernde Wirkung auf die Permeabilität durch blockige Zemente tritt nur in Sandsteinen geringer Porosität auf, wenn Zementnester so dicht wachsen, dass sie nicht mehr vom Fluid umströmt werden können. Späte Zemente sind nur bezogen auf die intergranulare Porosität als qualitätsmindernde Faktoren anzusehen: je mehr Quarz- und Albitzement im Porenhals wachsen, desto stärker wird die Porosität herabgesetzt. Als wichtigster Minderungsfaktor für die Permeabilität sind zur Pore exponierte authigene Tonminerale zu sehen. Die Qualitätsminderung ist umso stärker je mehr Tonmineraltypen zu einer Gruppe zusammengefasst werden. Korrelationen von Chlorit und Illit (jeweils für sich genommen) sind etwas schwächer. Eine Betrachtung der Subpopulation mit >2% Makroporosität verbessert hier die Korrelation erheblich. Volumetrische Anteile authigener Tonminerale (normiert auf die Intergranularporosität) sind ausgesprochen schwach mit der Permeabilität korreliert und können den Grad der Qualitätsminderung nicht korrekt beschreiben.

**Authigene Tonminerale und Tonmorphotypen**

Der morphologische Typ authigener Tonminerale kontrolliert die Speichereigenschaften des Sandsteins (Nadeau & Hurst, 1991). Tonmorphotypen dieser Arbeit zeigen mit  $\Phi$  und  $k$  folgenden Zusammenhang: authigener Illit (IM1-CS, IM2-CS) tritt hauptsächlich in moderat bis hoch porösen und permeablen Sandsteinen auf. Die Proben mit höchster Porosität (>18%) werden ausschließlich von IM1-Morphotypen gestellt. Zwischen IM und reinen CS/CT-Typen besteht eine fast vollständige Überlappung. CS/CT-Typen sind jedoch bei vergleichbarer Porosität, häufig zu höheren Permeabilitäten verschoben. Gering poröse und gering durchlässige Sandsteine enthalten, von Ausnahmen abgesehen, überwiegend rekristallisierte Tonkultane (Abb. 97).





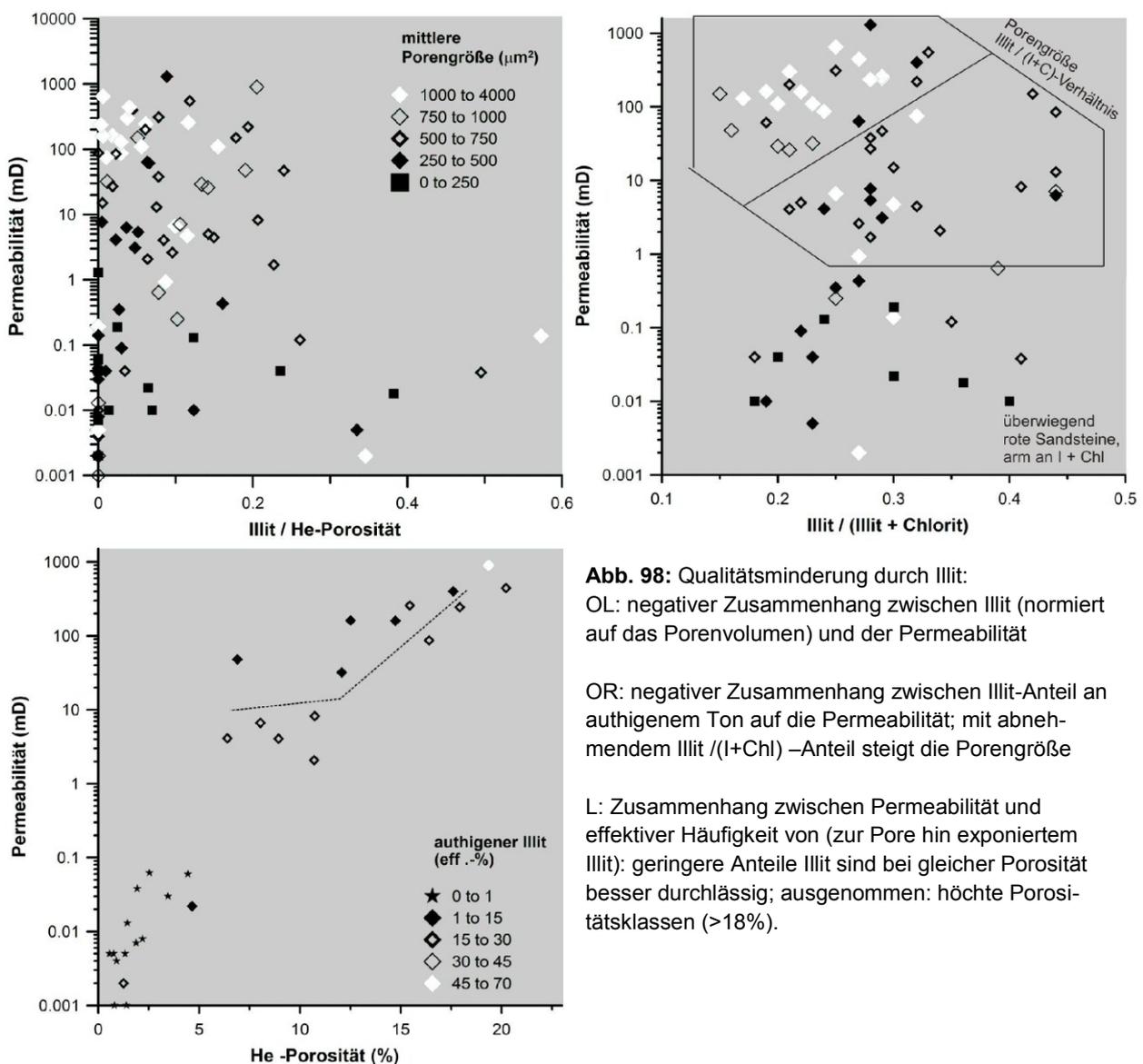
**Abb. 97:** Zusammenhang zwischen  $\Phi$ ,  $k$  und dem Tonmineral-Morphotyp: CS1 und CS2 sowie IM1 und IM2 unterscheiden sich durch die Dichte der Platten- bzw. Faseranordnung und repräsentieren schwache oder starke Tonauthigenesen. Durch gestrichelte Ellipsen markiert: Lage der Tonmorphotypen aus NW-Deutschland (aus Gaupp et al, 2001).

Im Vergleich mit der  $\Phi$ ,  $k$ -Feldung aus dem Rotliegenden Nordwestdeutschlands (Gaupp et al., 2001) ist der Datensatz dieser Arbeit bei vergleichbaren Durchschnitts- und Maximalporositäten zu höheren Permeabilitäten hin verschoben. Bemerkenswerterweise zeichnen sich die Illit-Typen dieser Arbeit durch ähnlich gute  $\Phi$ ,  $k$ -Eigenschaften wie tangente und radiale (CT,CR) Typen von Gaupp et al. (2001, 2005) aus. Subtangente Chlorite der Altmark-Sandsteine sind über einen weiten  $\Phi$ ,  $k$ -Wertebereich verteilt, radiale Illite des Palisaden-Typs treten nicht auf (Abb. 97).

Permeabilitäten variieren in Abhängigkeit von dem Tonmorphotyp und der durchschnittlichen Porengröße (Abb. 96): in Proben desselben Tonmorphotyps steigt die Permeabilität mit der Porengrößenklasse an. Authigene Tonminerale scheinen die Permeabilität umso stärker zu beeinflussen je kleiner die Porengröße ist (vgl. Deutrich, 1993). Weiterhin ist die Zunahme der

Permeabilität mit der Porengrößenklasse bei CT-Typen (mit geringer Oberflächenrauigkeit) am stärksten ausgebildet und nimmt zu CS- und IM-Typen hin ab. IC-Typen sind in allen Porengrößenklassen gering permeabel. Innerhalb von Proben identischer Porengrößenklasse nimmt die mittlere Permeabilität in jedem Fall von CT und IM zu CS ab. Dies zeigt, dass die Oberflächenrauigkeit von Illit, verglichen mit subtangentialen Chloriten entweder nur eine geringe Rolle spielt oder noch andere Parameter die Permeabilität beeinflussen (Abb. 96).

Starke positive Korrelationen von bildanalytisch berechneten Mineraloberflächen sowie von volumetrischen und effektiven Häufigkeiten authigener Tonminerale stellen grundsätzlich keinen Widerspruch dar. Zwar ist keine direkte negative Korrelation der Häufigkeit von Illit mit der Permeabilität vorhanden (vgl. Gaupp & Brenner, 2006), doch kann durch Normierung auf das Porenvolumen eine positive Scheinkorrelation vermieden werden (vgl. hierzu: Schopper 1982): Tabelle 9 zeigt Zusammenhänge von  $\Phi$  und  $k$  mit der Häufigkeit von Illit und Chlorit normiert auf das Porenvolumen (vgl. Abb. 99), wobei unterschiedliche Subpopulationen mit festgelegter Mindestporosität gegenüber gestellt werden. Negative Korrelationen von Chlorit und Illit mit der Permeabilität sind umso stärker, je größer die Mindestporosität ist. Abbildung 99 zeigt anschaulich die negativen Korrelationen von porositätsnormierten effektiven Häufigkeiten des Illits und Chlorits von Proben mit mindestens 0,5% Makroporosität.



Undeutlicher sind die Zusammenhänge von der Permeabilität und den volumetrischen Häufigkeiten (Abb. 98). Die Zusammenhänge werden stärker, wenn eine Mindestporengröße angesetzt wird oder die Variation innerhalb von Porengrößenklassen separat beurteilt wird (Tab. 9). Generell gilt: je kleiner das Verhältnis von Illit zum Porenvolumen und der Anteil von Illit an der Summe des authigenen Tons und je größer die Porengröße, desto höher ist die Permeabilität.

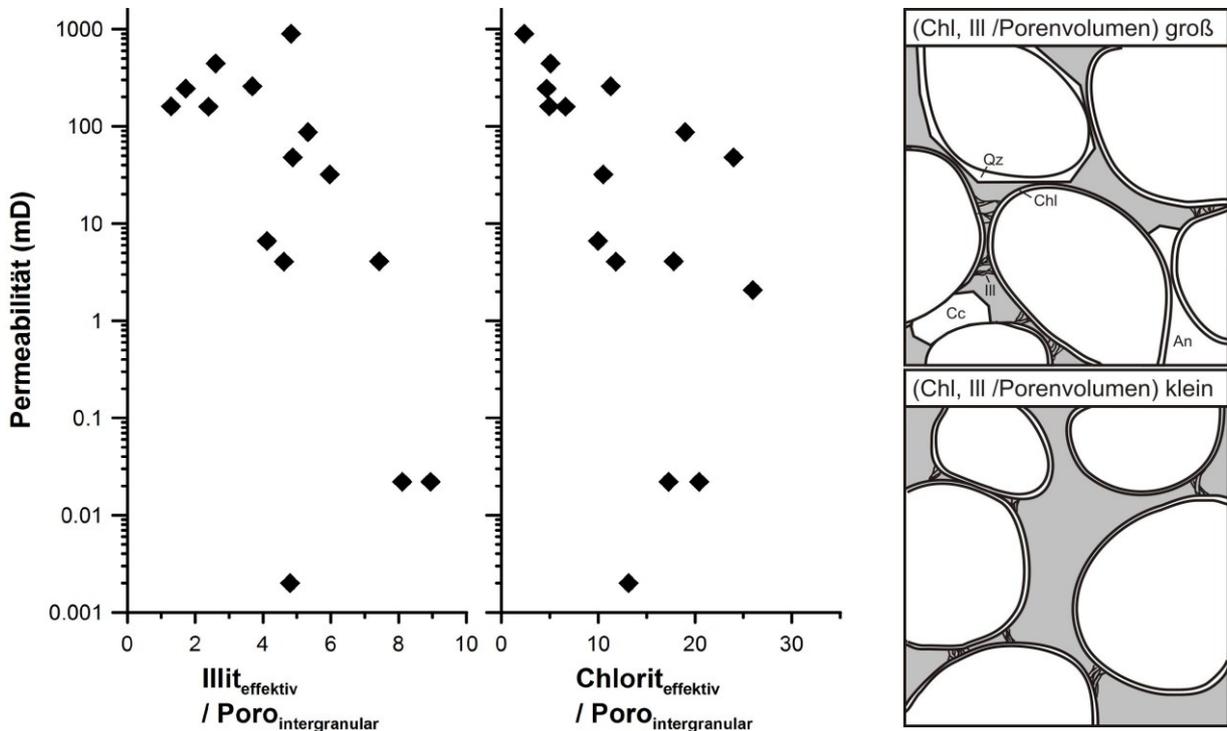


Abb. 99: Qualitätsminderung durch Illit und Chlorit: zur Pore hin exponierte Tonminerale normiert auf das Porenvolumen korreliert negativ mit der Permeabilität; nur Proben >0,5% Makroporosität betrachtet.

Tab. 9: Quantitativer Ausdruck der Qualitätsminderung durch authigene Tonminerale als negative Korrelationen: Betrachtung von Subpopulationen mit gegebener Mindest-Porosität (zwischen 0,3 und 4%)

	> 0,3 %		> 1 %		> 2 %		> 3 %		> 4 %	
	$\Phi_{\text{makro}} \text{ (IA)}$		$\Phi_{\text{makro}} \text{ (IA)}$		$\Phi_{\text{makro}} \text{ (IA)}$		$\Phi_{\text{makro}} \text{ (IA)}$		$\Phi_{\text{makro}} \text{ (IA)}$	
	$\Phi_{\text{He}}$	k								
volumetrisch										
Illit / $\text{Poro}_{\text{inter}}$	-0,03	-0,08	-0,04	-0,06	-0,15	-0,15	-0,18	-0,26	-0,02	-0,07
Illit / He-Poro	-0,10	-0,12	-0,18	-0,18	-0,29	-0,28	-0,34	-0,38	-0,25	-0,27
Chlorit / $\text{Poro}_{\text{inter}}$	-0,05	-0,07	-0,07	-0,05	-0,17	-0,14	-0,19	-0,25	-0,01	-0,14
Chlorit / He-Poro	-0,18	-0,17	-0,28	-0,23	-0,43	-0,35	-0,43	-0,43	-0,35	-0,40
effektiv										
Illit / $\text{Poro}_{\text{inter}}$			-0,34	-0,46						
Illit / He-Poro			-0,20	-0,06						
Chlorit / $\text{Poro}_{\text{inter}}$			-0,62	-0,66						
Chlorit / He-Poro			-0,72	-0,53						

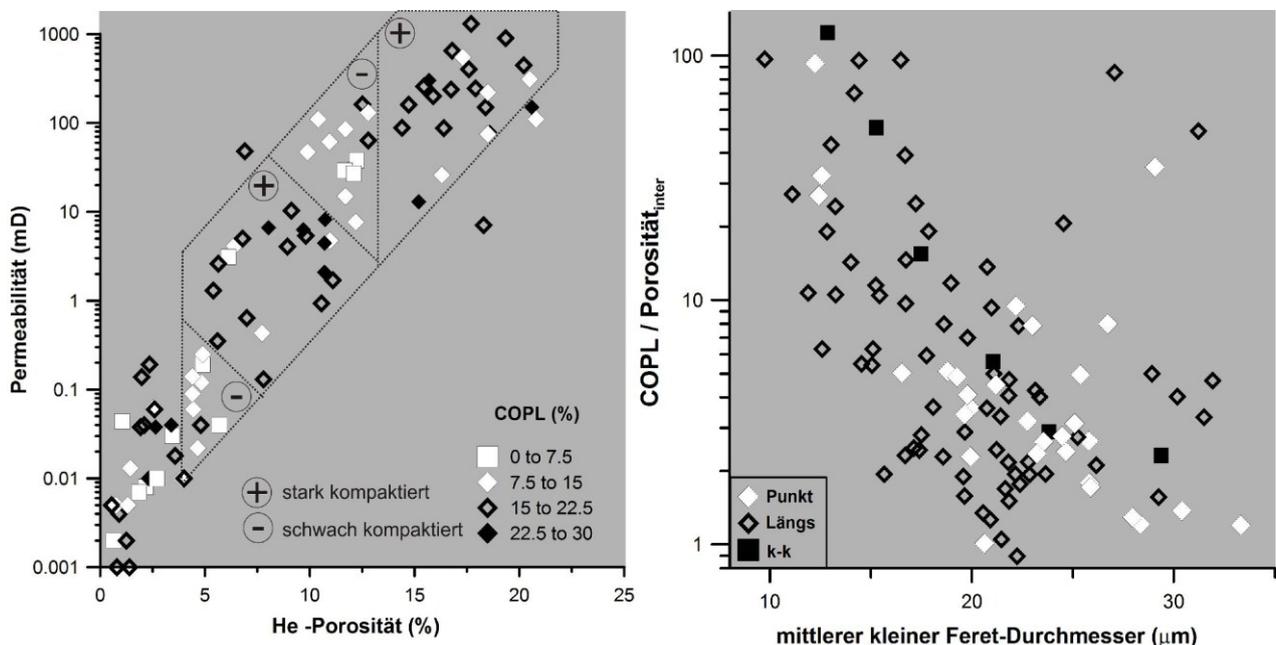
Koeffizienten ( $r^2$ ) nach Spearman (1904)

### Interpretation:

Eine Zunahme der absoluten Häufigkeit von Chlorit mit der Porosität ist auf eine größere Oberfläche der Klasten zurückzuführen, auf die sich die Kornüberzüge verteilen. Eine homogene Verteilung und eine geringe Dicke, gekoppelt mit verhältnismäßig selten auftretenden Waben-Bildungen in Porenhälsen bedingen gleichermaßen eine geringe Rauigkeit und eine geringe Minderung der Durchlässigkeit von Porenhälsen. Deutlich stärkere Chloritauthigenese mit dicken Überzügen und längeren Platten, wie sie aus Vulkanoklastensanden bekannt sind, würden die Speicherqualität deutlich reduzieren (Surdam & Boles, 1979; Anjos et al., 2003). Pitman et al. (1992) geben als „optimale Dicke“ von Chlorit-Überzügen einen Bereich zwischen fünf und zehn  $\mu\text{m}$  an, in dem auch die Kornüberzüge dieser Arbeit mit durchschnittlich 7,3  $\mu\text{m}$  liegen (max: 12,9  $\mu\text{m}$ , lichtoptisch bei 400x gemessen). Ein Zusammenhang zwischen wabenförmigen Chloriten in Zwickeln und der Permeabilität (vgl. Worden & Morad, 2003) ist nicht nachzuweisen.

Im Falle von Illit kann jedoch nicht in gleicher Weise argumentiert werden: größere Anteile von Illit konzentrieren sich sehr lokal auf Zwickel und Porenhälsen von Poren. Eine Verteilung höherer (volumetrischer) Anteile an Illit auf größere Kornoberflächen bei steigender Porosität findet nicht statt, da porenüberbrückender Illit im Porenbauch nicht auftritt. Erhöhte Häufigkeiten von Illit müssten unabhängig vom Porenvolumen durch den Verschluss der Porenhälsen zu einer Qualitätsminderung führen, wie in zahlreichen Arbeiten nachgewiesen wurde (Wilson & Pittman, 1977; Seemann, 1979, 1982; Bjorlykke & Aagaard, 1992). Authigener Illit im Porenhals kann die Permeabilität bis um den Faktor 30 herabsetzen (Heaviside et al., 1983). Als Ursache wird die Reduktion des Porenhalsquerschnitts durch immobiles Wasser und erhöhte Mikroporosität im Zusammenhang mit wasserbenetzenden Oberflächen von Illit angeführt (Stalder, 1973; Güven et al., 1980; Kantorowicz, 1990; Worthington, 2003).

Negativkorrelationen der porositätsnormierten Häufigkeiten von Illit hängen wahrscheinlich mit der Dichte und Heterogenität von Illit im Porenhals zusammen, wie an Gesteinsbruchstücken im REM zu beobachten ist: je weniger Illit ein Sandstein pro Porenvolumen enthält, desto mehr Fließwege sind frei von Illit, so dass Illitfasern bei ausreichender Porenvernetzung (Koordinationszahl) vom Fluid umströmt werden. Eine alternative Erklärung ist eine Zunahme



**Abb. 100:** Qualitätsminderung durch mechanische Kompaktion: **L:** Wechsel stärker und schwächer mechanisch kompakterter Klassen (kompaktionsbedingter Porositätsverlust = COPL); **R:** negative Korrelation von COPL (/ Porenvolumen) mit dem kleinen Feretdurchmesser; Klasse: hauptsächlicher Kornkontakt-Typ.

des Porenhalsdurchmessers mit der Porosität. Kleine Porenhäse werden dementsprechend rascher durch Illit blockiert als größere. Dies ist durch den bildanalytisch bestimmten kleinen Feretdurchmesser der Poren abschätzbar, welcher gut mit dem Porenhalsdurchmesser korreliert (z.B. [Abram, 2007](#)) und tatsächlich eine positive Korrelation mit der Permeabilität zeigt ([Abb. 102 auf S. 197](#)).

### Einfluss des Kompaktionszustands

Der kompaktionsbedingte Porositätsverlust (COPL), die Porosität und die Permeabilität stehen in keinem für alle Proben verallgemeinerbaren Zusammenhang. Allerdings lassen sich innerhalb des  $\Phi, k$ -Diagramms Klassen mit unterschiedlichem Kompaktionsverhalten unterscheiden ([Abb. 100 links](#)): stark kompaktierte Sandsteine liegen in den Porositätsbereichen 13-21% und 6-11%. Dazwischen ( $\Phi$ : 11-13%) und darunter ( $\Phi$ : 4-6%) befinden sich schwächer kompaktierte Proben, die einen höheren Anteil stützender Zemente enthalten. Zur jeweils nächsthöheren Klasse steigt die Permeabilität loglinear mit der Porosität. Somit hat eine stärkere Kompaktion bei steigender Gesamtporosität keinen negativen Einfluss auf die Durchlässigkeit. Demgegenüber steht der petrographische Eindruck, dass mechanische Kompaktion (im Gegensatz zur Zementation) selektiv auf die Kornkontakte und damit verengend auf den Porenhals wirkt. Zur Klärung dieses Zusammenhangs wurde der kleine Feret-Porendurchmesser, welcher als Proxy für die Porenhalsgröße verwendet wird ([Abram, 2007](#)), gegen den Kompaktionsindex ( $1/\text{Porosität}$ ) aufgetragen. Zu beobachten ist eine starke negative Korrelation ([Abb. 100](#)): je intensiver die Kompaktion relativ zum Porenvolumen ist, desto kleiner wird der mittlere Feretdurchmesser. Dies lässt sich als kompaktionsbedingte Verengung der Porenhäse interpretieren. Punktkontakte treten bei schwacher Kompaktion auf und stehen mit großen Porenhalsdurchmessern in Zusammenhang ([Abb. 100](#)).

### 11.3 Porenvernetzung im Zusammenhang mit $\Phi$ und $k$

Eigenschaften des Porensystems beschreiben quantitativ die Speichereigenschaften, indem sie die Auswirkung von der Zementation, der Kompaktion und (teilweise) der Tonauthigenese auf  $\Phi$  und  $k$  indirekt charakterisieren. Sie werden daher als Einflussfaktoren zweiter Ordnung betrachtet. Quantitative Zusammenhänge zwischen dem Porensystem und  $\Phi$  und  $k$  sind als Korrelationsmatrix (Tabelle im Anhang A8 [im Anhang auf S. 78 ff.](#)) zusammengestellt.

Die **He-Porosität** ist positiv korreliert mit:

- der scheinbaren Porenvernetzung  $r^2 = +0,70$
- der Porendichte der Großporen (Größe  $>2048 \mu\text{m}^2$ )  $r^2 = +0,65$
- der Gesamtporendichte  $r^2 = +0,55$

negativ korreliert sind:

- der Anteil an Intragranularporosität bezogen auf die Makroporosität  $r^2 = -0,53$
- das Verhältnis aus Porengröße zu Porendichte  $r^2 = -0,47$
- der Flächensummen-Anteil der Kleinporen (Größe  $<256 \mu\text{m}^2$ ) für Proben mit  $>2\%$  Makroporosität  $r^2 = -0,47$
- das Verhältnis aus Porengröße zu Porendichte  $r^2 = -0,47$
- der Anteil an Mikroporosität bezogen auf die He-Porosität  $r^2 = -0,43$

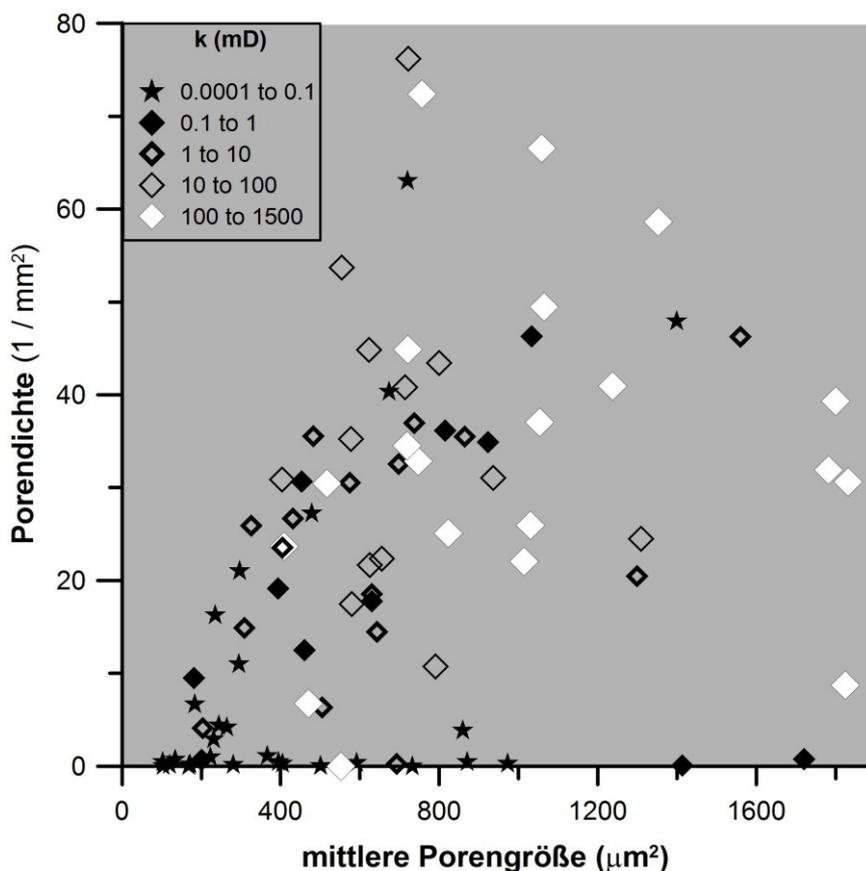
Korrelationen zwischen diesen acht Parametern treten auch gegenüber der **Permeabilität** auf, jedoch mit abgeschwächten Koeffizienten. Zusätzlich korreliert der *Abstand der Porenschwerpunkte* negativ mit der Permeabilität. mit k:  $r^2 = -0,49$

Nur schwach mit der He-Porosität und der Permeabilität korreliert sind:

- die durchschnittliche Porengröße mit  $\Phi$ :  $r^2 = +0,43$  mit k:  $r^2 = +0,47$
- der Porenindex (Formfaktor) mit  $\Phi$ :  $r^2 = +0,38$  mit k:  $r^2 = +0,46$
- das durchschnittliche Feretverhältnis mit  $\Phi$ :  $r^2 = -0,07$  mit k:  $r^2 = 0,00$
- die durchschnittliche Rundung der Poren mit  $\Phi$ :  $r^2 = -0,11$  mit k:  $r^2 = 0,07$

### Porengröße, Porendichte und Porenvernetzung

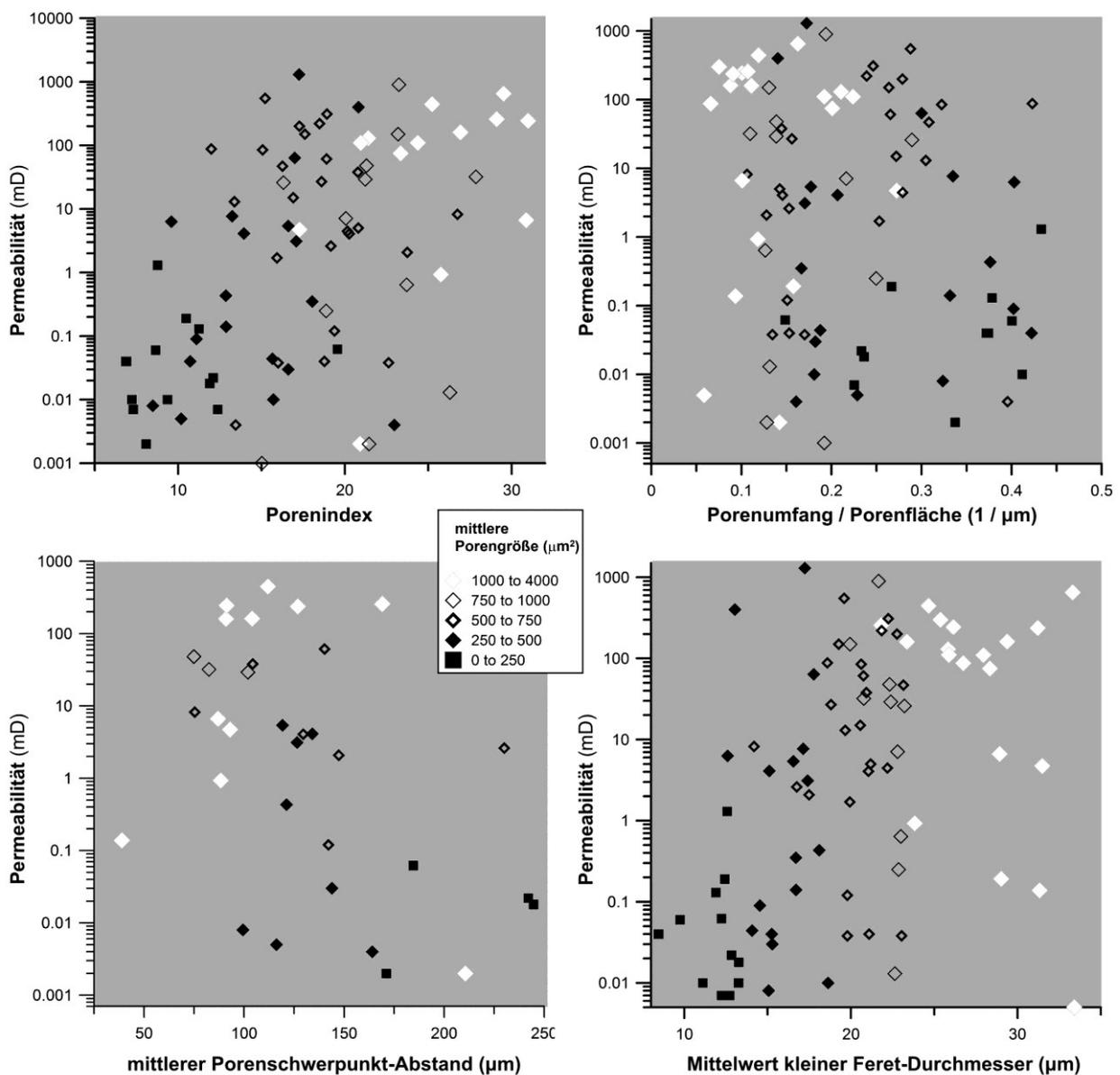
Die Betrachtung des Einflusses von der Porengröße und der Porendichte auf die Permeabilität zeigt, dass die mittlere Porengröße im Allgemeinen entlang eines quasilinearen Trends zunimmt (Abb. 101). Entlang dieses Trends steigt die Permeabilität kontinuierlich bis zur Klasse 10-100 mD an. Ausgesprochen geringe Porendichten haben, unabhängig von der Porengröße, immer Permeabilitäten unter 1 mD zur Folge. Sandsteine höchster Permeabilität sind vom erstgenannten Trend ausgenommen und sind bei vergleichbarer Porendichte zu höheren Porengrößen hin verschoben. Hohe Porengrößen scheinen bei gleicher Porendichte zu einer besseren Durchlässigkeit zu führen als hohe Porendichten bei geringer Porengröße (Abb. 101). Großporen entstehen, nach petrographischem Befund, vorwiegend durch Zusammenwachsen von Einzelporen (vgl. Kayser, 2006). Häufig handelt es sich um sekundäre Zementlösungs- und seltener auch um Klastlösungsporosität.



**Abb. 101:** Zusammenhang zwischen Porendichte, Porosität und Permeabilität.

Der Vernetzungsgrad des Porensystems, welcher zur Beschreibung der Permeabilität von moderat- bis hochporösen Sandsteinen dient, wird bildanalytisch durch den Flächenanteil der Großporen, den Formfaktor der Poren (Porenindex = Porenfläche/großer Feretdurchmesser), das Verhältnis von Porenumfang zu Fläche sowie durch den Abstand der Porenschwerpunkte charakterisiert (Abb. 102). Weitere Möglichkeiten sind im Kap. 8.1.4 (auf S. 153 ff.) beschrieben.

Porengrößenverteilungen beeinflussen die Permeabilität insofern, dass der Anteil der Großporen ( $>4096 \mu\text{m}^2$ ), berechnet nach Flächensumme und Anzahl der Großporen, mit der Permeabilität korreliert (vgl. Anhang auf S. A37). Ebenfalls positiv mit  $k$  korreliert ist der Porenindex des Porensystems (Abb. 102): je größer der Porenindex, desto einfacher und isotrischer ist die Porenform (im Extremfall ein Kreis), sofern Poren gleicher Größe betrachtet werden oder desto einfacher und glatter die Porenform bei konstanter Porengröße (Abb. 102).



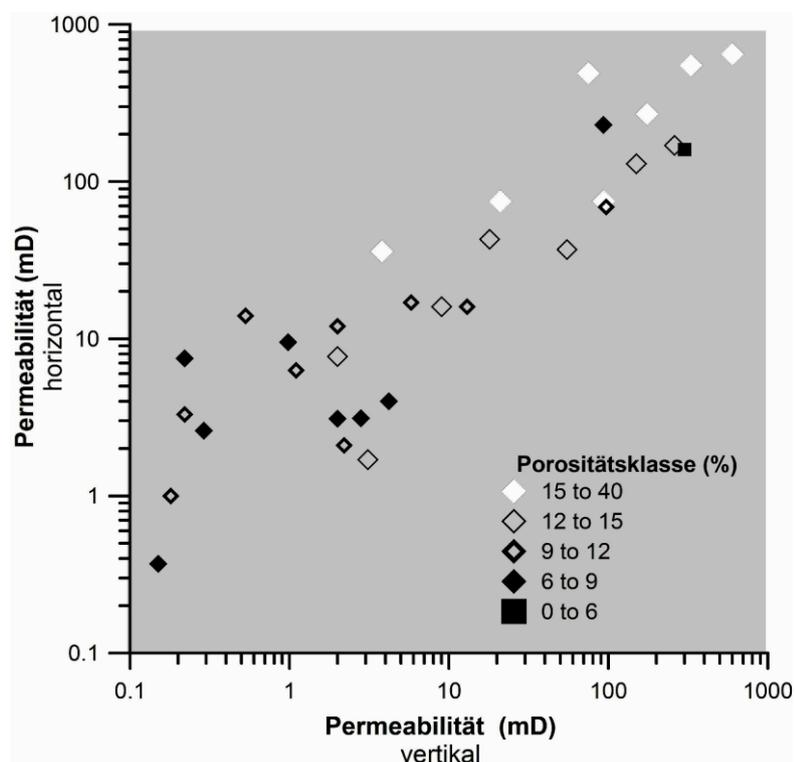
**Abb. 102:** Zusammenhang zwischen Porengeometrie und Permeabilität: orengometrische Parameter als Maß für die Komplexität und Zerlappung von Poren- und zusammengewachsenen Poren-Netzwerken (oben); Porenschwerpunkt-Abstand als Maß für die Vernetzung von Poren (unten links); kleiner Feretdurchmesser als Stellvertreter für die Weite der Porenverbindungen bzw. Porenhäule (unten rechts).

Eine Erhöhung der Rauigkeit länglicher Poren gegenüber runden Poren, wie von Schopper (1982) vermutet, ist nicht erkennbar. Die verwendete Vergrößerung der Dünnschliffbilder reicht hierzu nicht aus.

Einen relativ guten Schätzwert für die Porenvernetzung bildet der Abstand der Porenschwerpunkte, welcher negativ loglinear mit der Permeabilität korreliert ist: je weiter die Poren voneinander entfernt sind, desto geringer ist der Vernetzungsgrad und die Durchlässigkeit. Da der Schwerpunktabstand auch von der Ausdehnung der Einzelporen abhängt, werden bei sehr hohen Durchschnittsporengrößen (etwa  $1000 \mu\text{m}^2$ ) die höchsten Permeabilitäten auch dann erreicht wenn der Schwerpunktabstand nur moderat ist. Da die Porenhäule nicht direkt charakterisiert werden, ist dieser Ansatz nur für vernetzte Intergranularporen und mittlere Vergrößerungen in Sandsteinen anwendbar (Abb. 102).

Als Proxie für die petrographisch nur indirekt erfassbare Porenhalsgröße wird der minimale Feretdurchmesser der Poren verwendet (vgl. Abram, 2007), obwohl die Porenhalsgröße in Fein- bis Mittelsandsteinen nach Tiab & Donaldson (2008) in der Größenordnung von  $2 \mu\text{m}$  (und größer) und für tight gas Sandsteine bei  $0,03\text{-}2 \mu\text{m}$  liegen dürfte. Der kleine Feretdurchmesser korreliert hier positiv mit der Permeabilität (Abb. 102).

Permeabilitäten zeigen eine deutliche Richtungsabhängigkeit, ausgedrückt als Verhältnis der Permeabilität an horizontal und vertikal gebohrten Plugs (Abb. 103): dieses Verhältnis (bzw. diese Anisotropie) wird maximal für die gering durchlässigen Sandsteine (bis  $1 : 140$ ) und nimmt ab einem Schwellenwert von etwa  $5 \text{ mD}$  ( $k_{\text{horizontal}}$ ), zu höheren Permeabilitäten hin ab. Die Sandsteine mit der höchsten Permeabilität können nahezu isotrop im Bezug auf die Durchlässigkeit sein. Damit unterscheiden sich gut durchlässige und isotrope Sandsteine deutlich von den stärker anisotropen laminierten Dünensedimenten ( $k_{\text{H}}/k_{\text{V}}$  bis  $36 : 1$ ) von Kayser (2006).



**Abb. 103:** Verhältnis der Permeabilität vertikaler und horizontaler Plugs: Proben des Kerns C: horizontale und vertikale Messwerte aus derselben Sandstein-Bank (Quelle: GDF Suez E&P Deutschland GmbH, CLEAN-Datensatz).

**Tab. 10: Vergleich von Porengröße und Porengeometrie in Sandsteinen ähnlicher He-Porosität:**  
 Proben unterschiedlicher Tonmorphotypen sowie Vergleich mit dem Wustrow-Sandstein

Tonmorphotyp	CT-Typ	CS1-Typ	CS2-Typ	IM1-Typ	IM1-Typ	IM2-Typ	CT-Typ	CT-Typ	CT-Typ	IM-Typ
Probe	C-27	A-33-1	A-12-2	C-87	B-31	A-35				
$\Phi$ (%)	11,7	11,0	10,7	10,4	11,7	10,7	10,5	11,6	11,5	11,3
k (mD)	85,0	4,7	8,2	110,0	29,2	2,1	1,4	16,47	118,8	0,21
m. Porengröße ( $\mu\text{m}^2$ )	554	1299	693	1237	800	644	4080	4626	14747	5876
Feret-Verhältnis	0,56	0,56	0,43	0,55	0,59	0,64	0,75	0,80	0,57	0,58
Umfang / Fläche	0,32	0,27	0,11	0,19	0,14	0,13	0,19	0,23	0,12	0,22
	diese Arbeit						Wustrow-Sandstein (Abram, 2007)			

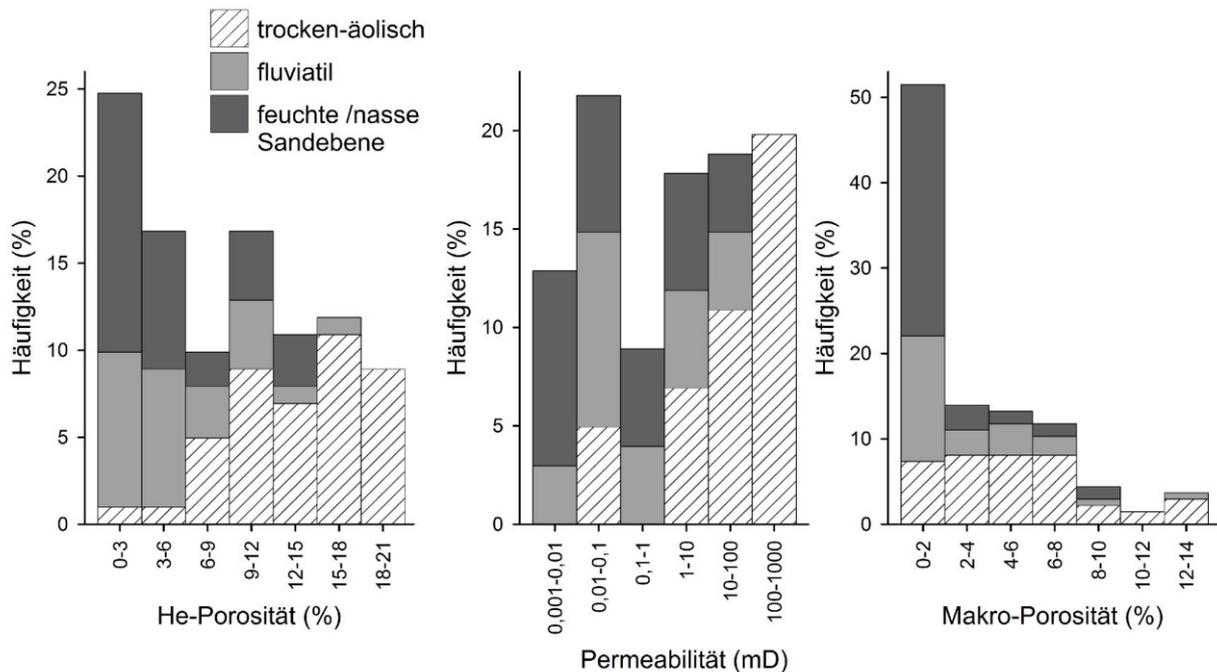
### Vergleich von Proben ähnlicher (He-)Porosität mit dem Wustrow-Sandstein

Der Vergleich ausgewählter Proben sehr ähnlicher He-Porosität mit gleichzeitig sehr unterschiedlichem Tonmorphotyp (Tab. 10) zeigt: hohe Permeabilitäten hängen mit mittleren Formfaktoren (Feret-Verhältnis) von 0,5 bis 0,6 zusammen. Spaltförmige (kleine Feretverhältnisse) und stärker isometrische Poren (große F.) scheinen ungünstig für die Durchlässigkeit zu sein. Große Quotienten aus Umfang zu Fläche (komplexe Poren) führen bei geringer Porengröße zu ähnlich hohen Permeabilitäten wie kleine U/F-Quotienten (einfache Poren) bei großer Porengröße.

Die Einflüsse der Porengeometrie werden durch den Tonmorphotyp überprägt. Die Durchlässigkeit wird allerdings nur bei einer starken Chlorit- (CS2) oder Illitauthigenese (IM2) deutlich gemindert. Dieser Effekt der Tonauthigenese ist auch in Sandsteinen des Wustrow-Sandsteins (Tab. 10; Abram, 2007) zu beobachten. Verglichen mit Abram (2007) sind die Porengrößen allerdings um den Faktor 10 geringer, möglicherweise als Konsequenz einer erhöhten Minimalporengröße bei Abram (2007), bedingt durch niedrige Objektivvergrößerungen und Auflösungen der Digitalkamera (9,76  $\mu\text{m}/\text{Pixel}$  bei Abram (2007): vgl. diese Arbeit mit 1,374  $\mu\text{m}/\text{Pixel}$ ). Eine deutliche Verbesserung der Permeabilität von isometrischen zu ausgeprägten Poren (Feret-Verhältnis abnehmend), kann für die bearbeiteten Proben nicht bestätigt werden. Möglicherweise spielt aufgrund der wesentlich geringeren Porengröße in Proben dieser Arbeit der Tonmorphotyp eine stärkere Rolle als in den großporigen Sandsteinen von Abram (2007).

### 11.4 Fazieseinfluss auf $\Phi$ und k

Die Korngröße und die Porosität sind nur schwach positiv korreliert. Gröberkörnige Sandsteine sind im Durchschnitt etwas poröser als feinkörnige, wobei hohe Porositäten nicht zwangsläufig mit groben Korngrößen zusammenhängen müssen. Feinsandsteine (<160  $\mu\text{m}$ ) sind nur gering porös. Keinerlei Zusammenhang besteht zwischen der Sortierung und der Permeabilität. Histogramme von Porosität und Permeabilität (Abb. 104) zeigen maximale Anteile der feuchten und nassen Sandebenenfazies für geringe Qualitätsklassen, und große Anteile der trocken-äolischen Fazies für gute Qualitätsklassen. Dies gilt analog auch für die Makroporosität, wobei trocken-äolische Typen dort gleichmäßiger verteilt sind und auch in der schlechtesten Qualitätsklasse auftreten.



**Abb. 104:** Häufigkeitsverteilung für Porosität und Permeabilität: gegliedert nach Fazies-Assoziationen; Makroporosität durch Bildanalyse an 50x vergrößerten PPL-Bildern bestimmt.

Architekturklassen, Faziestypen und Lithotypen treten im  $\Phi, k$ -Diagramm gruppiert auf: Innerhalb der Subpopulationen von trocken-äolischen, feuchten und nassen Sandebenen sowie in fluviatilen Faziestypen korrelieren  $\Phi$  und  $k$  stark miteinander. Trocken-äolische Sandsteine sind generell von mittlerer bis guter Qualität feuchte und nasse Sandebenen vorwiegend von geringer Qualität (Abb. 105 Mitte). Fluviatile Sandsteine nehmen eine Mittelstellung ein und streuen stark. Innerhalb der trocken-äolischen Faziestypen sind flachwinklig laminierte Sandsteine im Durchschnitt mit ähnlicher Porosität und Permeabilität wie steilwinklige Dünensande ausgestattet. Dies steht im Gegensatz zur gängigen Vorstellung, dass die Dünenleehangfazies schwächer zementiert wäre als der Dünenfuß (z.B. Almon, 1981; Fischer et al., 2007).

Ähnliche Korrelationen sind auch innerhalb der Architekturklassen zu verzeichnen (Abb. 105 links). Steigungen und Achsabschnitte sind vergleichbar mit denen der Faziestypen, wobei mächtige und gut vernetzte Pakete auch Sandsteine sehr geringer Qualität enthalten können. Höchste Porositäten ( $>12\%$ ) und Permeabilitäten ( $>30$  mD) werden vorwiegend in mächtigen Sandsteinen (Klasse 6), geringste  $\Phi$  und  $k$  in geringmächtigen (Klasse 1-3) erreicht. Mittlere Speicherqualitäten können in allen Architekturklassen auftreten.

Lithotypen wurden in diesem Kontext untersucht, um zu klären, ob die Laminationsart und der detritische Tongehalt unterschiedliche  $\Phi$  und  $k$  Eigenschaften zur Folge haben (Abb. 105 rechts). Geringste  $\Phi$  und  $k$ -Werte sind nahezu ausschließlich in Sandsteinen mit Tonfasern oder Matrixinfiltration zu finden (Sr, Sw, Slf, Sd, Sh, Mds; vgl. Deutrich, 1993). Massige, feingeschichtete und laminierte Sandsteine treten in vergleichbaren  $\Phi$ ,  $k$ -Bereichen auf. Der Einfluss von Sedimentstrukturen auf Speicher- und Durchlässigkeitseigenschaften werden in Mast & Potter (1963) diskutiert.

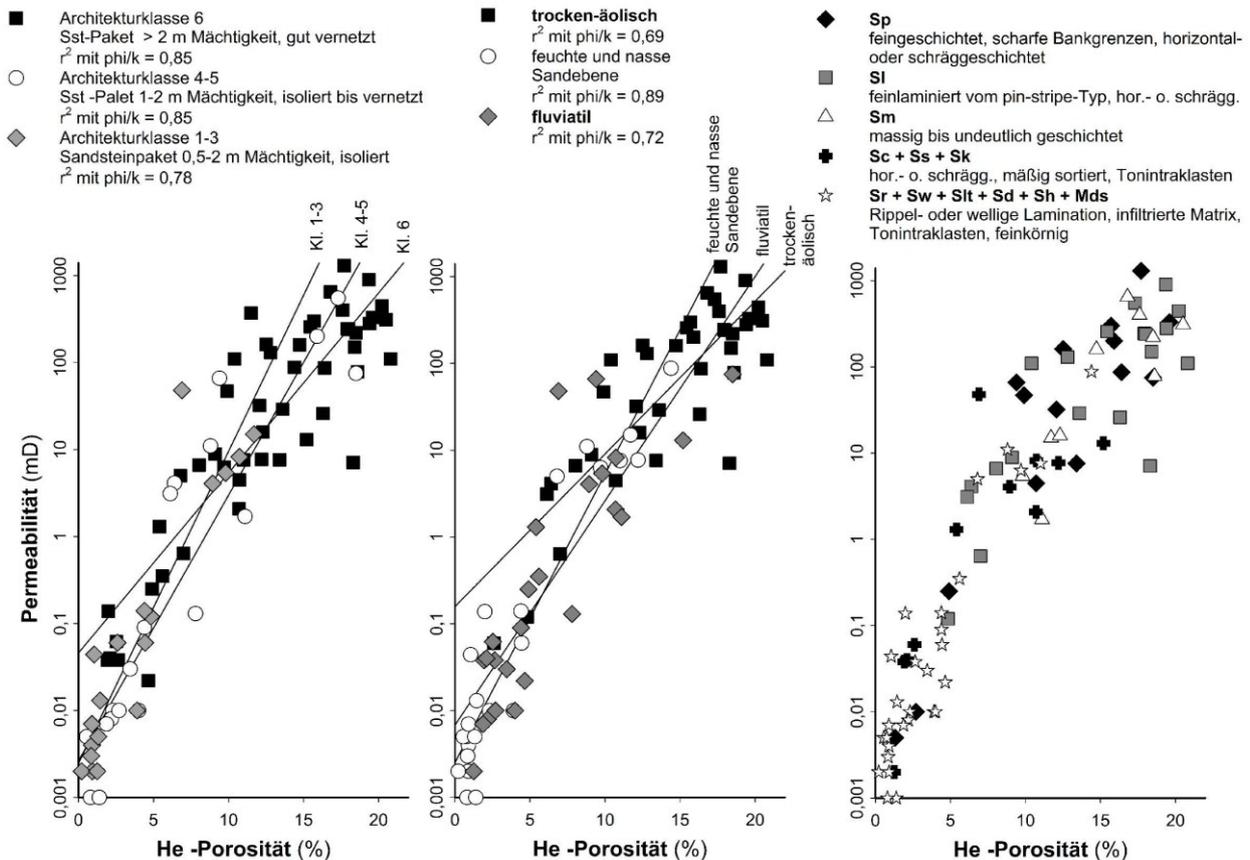


Abb. 105:  $\phi$ ,  $k$  –Zusammenhänge innerhalb von faziesbestimmten Subpopulationen:  
L: Architekturklasse; M: Fazies-Assoziation; R: Sedimentstruktur.

### Konzeptionelles Modell für die Reservoir-Geometrie und Diagenese

Die laterale Kontinuität geometrischer Körper im Reservoir-Modell (in layer-cake-Architektur) erklärt sich durch die horizontbeständige Überlieferung der Sedimente nah am Grundwasserspiegel. Eine geometrische Anordnung zu Sandsteinpaketen beruht daher auf der Stapelung unterschiedlicher Faziestypen die im Ablagerungsraum nicht unmittelbar benachbart sein müssen. Die Folge sind horizontbeständige Schichtpakete, die auf der Kilometer-Skala vernetzt sind und eine ähnliche Diagenese-Entwicklung durchlaufen. Ausprägungen dieser Entwicklung innerhalb der Sandsteinpakete, wird auch durch Fazies-Eigenschaften mitbestimmt. **Abbildung 106** stellt ein konzeptionelles Modell der Diageneseentwicklung in Abhängigkeit von Fazies, Architektur und vermutetem Fluidfluss dar, welches im Folgenden erläutert wird:

Als primärer Einfluss auf die Diagenese kann die Kontrolle der Frühzementmenge und der oberflächlichen Staubadhäsion durch den Grundwasserspiegel betrachtet werden. Evaporationsraten im Niveau des Grundwasserspiegels bestimmen in Abhängigkeit von dessen Tiefe die frühe Zementation (**Abb. 106 oben**). Kompositionelle und strukturelle Eigenschaften aller Sandsteine sind dagegen sehr ähnlich. Da auch isolierte Sandsteinkörper innerhalb mächtiger Tonbarrieren früh durch porenfüllenden Anhydrit und Calcit zementiert sind, müssen diese zu diesem Zeitpunkt noch mit dem Grundwasser in Kontakt gestanden haben. Top-Bereiche (seltener auch die Basis) von mächtigeren Sandsteinpaketen sind meist stärker zementiert und enthalten Ton- und Staubhäutchen der feuchten Sandebenen, da äolische Sedimente nur überlieferungsfähig sind, wenn der Grundwasserspiegel steigt. Früh zementierte Bereiche an

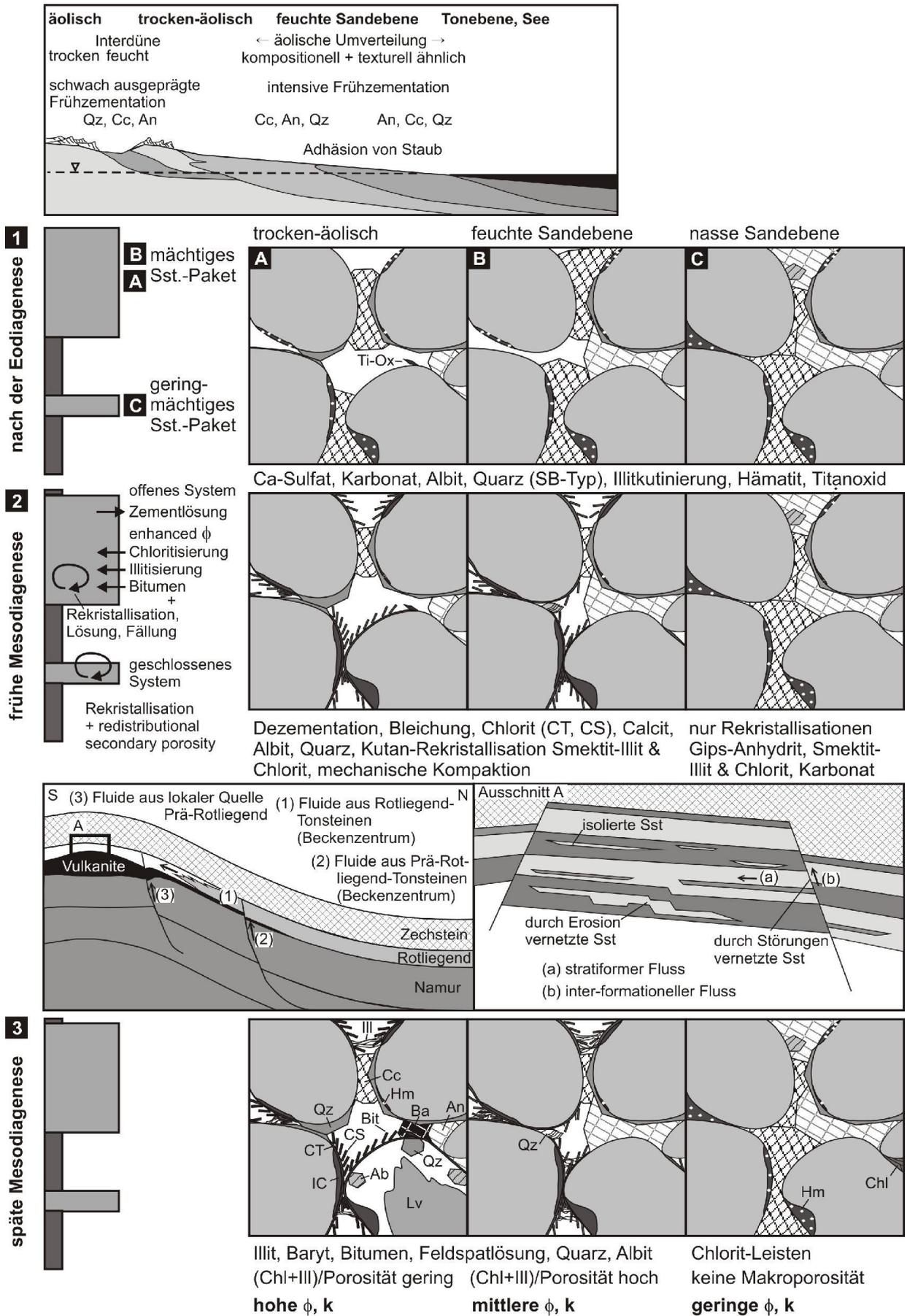


Abb. 106: Fazies-Diagenesemodell: Konzept für die unterschiedliche Entwicklung von Diagenese und Speicherqualität innerhalb der drei Fazies-Assoziationen.

Top (und Basis) bedingen wahrscheinlich eine Minderung des Einflusses von Fluiden aus zwischengeschalteten Tonsteinen, erkennbar an einer räumlich unsystematischen späten Quarz- und Karbonatzementation innerhalb der Sandsteinpakete.

Vergleichbare Mineralauthigenesen und eine ähnliche Reihenfolge der Diageneseprozesse in allen Sandsteinpaketen deuten auf eine Kopplung des stratiformen Fluidflusses in den mächtigen Sandsteinpaketen hin. Bevorzugte Zementlösung in den primär höher porösen (meist trocken-äolischen) Fazies ist auf erhöhtem Fluidfluss pro Zeiteinheit zurückzuführen, so dass primäre Durchlässigkeitsunterschiede der Faziestypen noch verstärkt werden (Weber, 1980; Bjørlykke, 1984; Loucks et al., 1984). Als weitere positive Rückkopplung dieser Art ist die Bildung von Chlorit-Kornüberzügen in den Sandsteinen mit höchster Porosität zu sehen, die durch Inhibition später blockiger Zemente für eine Konservierung hoher Porositäten sorgen (Abb. 106 Mitte). Für langfristig hohe Porositäten der Sandsteinpakete sprechen gemeinsam auftretende Bildungen der frühen und späten Mesodiagenese (wie Chlorit, Baryt, Bitumen und Apatit) im gleichen Gestein. Negative Rückkopplungen, die in anderen Fallbeispielen des Südlichen Permbeckens (z.B. Purvis & Okkerman, 1996; Gaupp et al., 2005) für eine Inversion der Speicherqualität sorgen, finden nur in sehr begrenztem Umfang statt: so findet auch in sehr gut durchlässigen Sandsteinen keine intensive Feldspatlösung statt, die möglicherweise eine ebenso intensive Illitauthigenese zu Folge hätte. Auch hat die Inhibition später Zemente durch Chlorit (und Bitumen) in der gegebenen Versenkungstiefe noch keine qualitätsmindernde mechanische Kompaktion zur Folge.

Die Reservoir-Architektur beeinflusst die Dezementation und die Bleichung, da mächtige Sandsteinpakete entweder durch Erosion untereinander kommunizieren oder Störungen nur horizontbeständige Pakete miteinander vernetzen, während isolierte und lateral auslaufende Sandsteinkörper durch Störungen nur selten (zufällig) angeschnitten werden. Innerhalb mächtiger Sandsteinpakete findet Bleichung deutlich faziesselektiv statt: trocken-äolische Sandsteine, teilweise auch fluviatile Sandsteine, werden bevorzugt gebleicht, während Sandsteine der feuchten und nassen Sandebene häufig im red-bed-Typ verbleiben (Abb. 106 Faziestypen). Liegen die Sandsteine der feucht- und trocken-äolischen Faziestypen dagegen gebleicht vor und ist die Porengröße gering ( $\Phi, k$ -Klasse 2B), so zeichnen sich diese durch dichte Chlorit- und Illitauthigenesen aus.

### 11.5 Integratives Gesamtmodell der Parametrisierung von $\Phi$ und $k$

Petrographische und sedimentologische Parameter stehen der Variation von  $\Phi$  und  $k$  hierarchisch gegenüber: Einflussfaktoren 1. Ordnung sind Größen mit direktem Einfluss, beispielsweise Häufigkeiten von Zementen. Faktoren 2. Ordnung beschreiben das Porensystem als Auswirkung der Zementation, der Tonauthigenese und der Kompaktion oder Klastanlösung, während Faktoren, die hier als 0. Ordnung bezeichnet werden, primäre Eigenschaften von Gestein und Schichtenfolge darstellen, welche die Einflussfaktoren erster Ordnung beeinflussen. Hierzu zählen die Mächtigkeiten der Sandsteinpakete und Sedimentstrukturen sowie weitere Faziesparameter.

Zur Gliederung der  $\Phi, k$ -Verteilung werden zur Übersicht Korrelationsmatrizen erstellt und Einflussgrößen per Regressionsanalyse numerisch mit  $\Phi$  und  $k$  in Zusammenhang gebracht. Parameter mit dem stärksten Einfluss auf  $\Phi$  und  $k$  werden als Klassen dargestellt und durch

Überlappung der Klassendiagramme einer Kategorie zu vereinfachten Felder-Einteilungen weiterentwickelt (Abb. 107). Folgende Kategorien beeinflussen die Verteilung von  $\Phi$  und  $k$ : 1. Porenvernetzung, 2. Porengrößenverteilung, 3. authigene Tonminerale, 4. blockige Zemente, 5. Diagenesetyp nach Gaupp (1996), 6. Fazies und Architektur. Um Porosität und Permeabilität in Felder zu gliedern wurden sowohl positiv korrelierende (qualitätssteigernde) als auch qualitätsmindernde Faktoren mit negativer Korrelation verwendet. Letztere erfordern im Regelfall vergleichbare Subpopulationen (beispielsweise Klassen ähnlicher Porosität) oder eine entsprechende Normierung (z.B. als Quotienten oder Logquotienten mit dem IGV oder der Intergranularporosität). Folgende Faktoren sind, unter Beachtung sinnvoller Kausalbeziehungen, am stärksten  $\Phi, k$ -korreliert:

#### **Porositäts- einschränkende Faktoren**

- Summe der blockigen Zemente (Vol.-%)
- Summe der frühen Zemente (Vol.-%)
- früher Anhydritzement (Vol.-%)
- Karbonatzement und Quarzzement (eff.-%) für mittlere Porositäten

#### **Porositäts- steigernde Faktoren**

- Faziestyp (Tonebene → trocken äolisch)
- Sandsteinpaketmächtigkeit
- Architekturtyp (Klasse 1-6)
- Chlorit (eff.-%), da inhibierend auf die späte Zementation wirkend

#### **Permeabilitäts- einschränkende Faktoren**

für geringe Porositätsklassen

- Summe der blockigen Zemente (Vol.-%)
- räumliche Verteilung blockiger Zemente (homogen → nestartig)

für mittlere und hohe Porositätsklassen

- Häufigkeit von Illit und Chlorit (eff.-%) normiert auf die Intergranularporosität (in abgeschwächter Form auch für die volumetrische Häufigkeit gültig)
- Verhältnis Illit zu Chlorit (Vol.-%) normiert auf die Intergranularporosität
- Porenschwerpunktabstand
- Verhältnis Mikroporosität zu Gesamtporosität
- Verhältnis Porengröße zu Porendichte
- Flächensummen-Anteil der Kleinporen (<256  $\mu\text{m}^2$ )
- später Karbonatzement (Vol.-%; eff.-%), später Albit- und Quarzzement (eff.-%) im Porenhals (für mittlere Porositäten)
- der Grad der mechanischen Kompaktion (ausgedrückt als COPL/Porenvolumen)

#### **Permeabilitäts- steigernde Faktoren**

- Porendichte, Porengröße
- Porendichte der Großporen
- kleiner Feretdurchmesser als Proxie für die Porenhalsweite (vgl. Abram, 2007)
- Porenindex und der Quotient  $1/(\text{Porenumfang}/\text{Fläche})$  als Indikator für die Porenqualität
- der Anteil der Poren mit langgezogener, wenig gerundeter meist dreieckiger oder sternförmiger Form

**Abb. 107** (nächste Seite): Einteilung von Porositäts-Permeabilitäts-Feldern: Veränderungen von Parametern im  $\Phi, k$ -Diagramm gruppiert nach den Sparten der Einflussfaktoren (1-6):

**(1) Porengrößenverteilung:** In gering durchlässigen Proben ( $<1$  mD) steigt die Porendichte und die Porengröße mit der Porosität. In gleicher Weise nimmt der große Feretdurchmesser ab. Für mittlere und höhere Porositäten ist ein Anstieg der Porendichte mit der Porosität und eine Zunahme der Porengröße (und des großen Feretdurchmessers) mit der Permeabilität erkennbar. Proben mit höchster Permeabilität zeichnen sich zusätzlich durch erhöhte Großporendichte aus. Somit bestimmen Porengrößenparameter eher die Durchlässigkeit und die Porendichte eher das Porenvolumen.

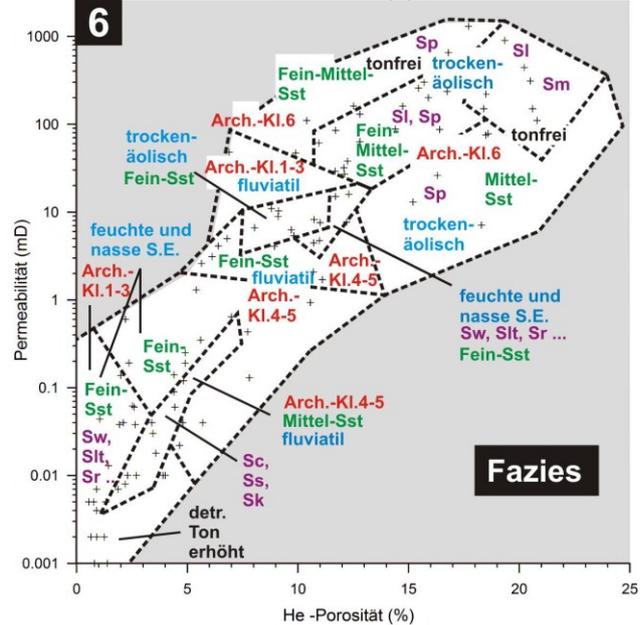
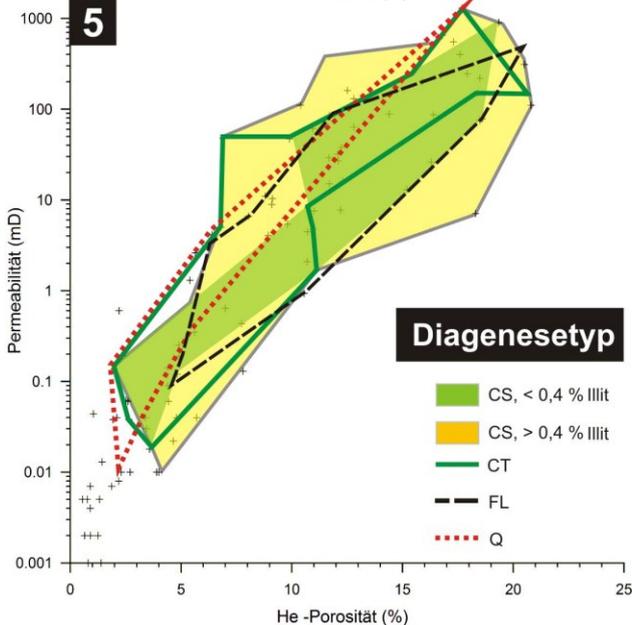
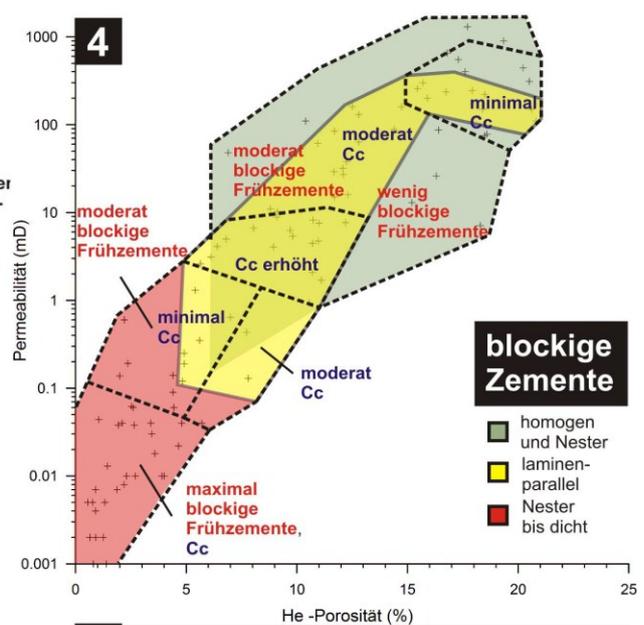
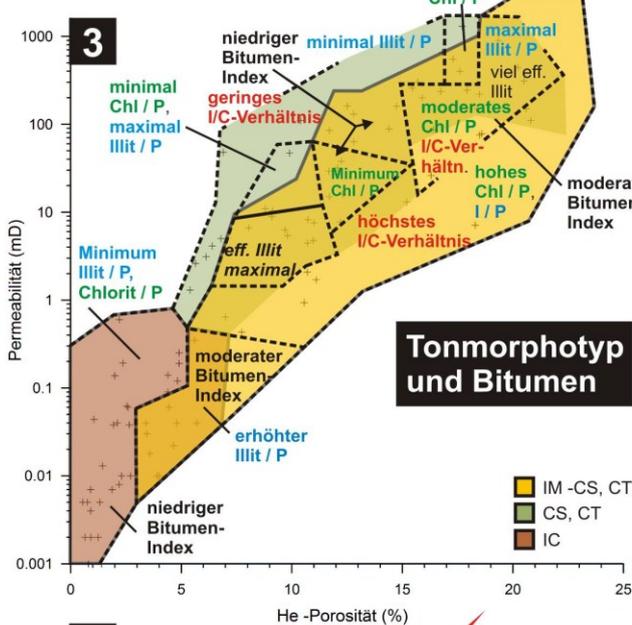
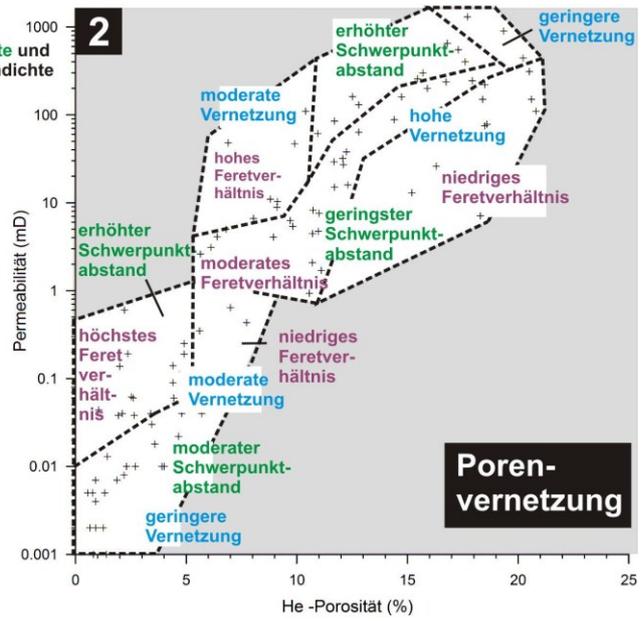
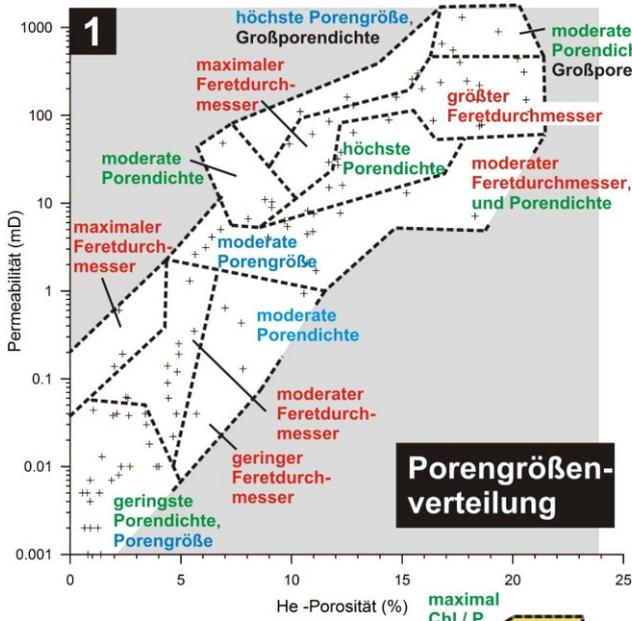
**(2) Porenvernetzung:** Scheinbar widersprüchlich steigt der Abstand der Porenschwerpunkte in Klassen geringer sowie mittlerer und hoher Porosität mit der Permeabilität. Das Feretverhältnis sinkt mit steigender Porosität, gleichbedeutend mit stärker ausgelängten Poren. Der Zusammenhang zeigt: Ein steigender Abstand der Porenschwerpunkte wird durch steigende Porengröße kompensiert. Ihren maximalen Einfluss hat die Porenvernetzung daher in mittleren  $\Phi, k$ -Klassen, in denen die Porengröße noch relativ klein ausfällt.

**(3) Authigene Tonminerale** sind im Permeabilitätsbereich unter 1 mD, entsprechend ihrer geringen Häufigkeit, bezogen auf das Porenvolumen nicht qualitätsbestimmend. Dieser Bereich ist durch den infiltrierte IC-Typ gekennzeichnet, welcher meist unter blockigen Zementen gepanzert vorliegt. Maximale effektive Illit-Gehalte (eff.-%) werden bei mittleren  $\Phi$  und  $k$  erreicht. In moderaten bis hohen Qualitätsklassen sind die Permeabilität und das Illit zu Chlorit-Verhältnis sowie der porositätsnormierte Illit-Gehalt invers korreliert. Tonminerale spielen somit im mittleren und hohen Porositätsbereich eine wesentliche qualitätsmindernde Rolle, nehmen in ihrer Bedeutung für die Sandsteine mit höchster Porosität (ab 16%) allerdings deutlich ab.

**(4) Blockige Zemente** schränken  $\Phi$  und  $k$  im Feld geringer Porosität (bis 5%) gleichermaßen ein, ihre Häufigkeit nimmt mit steigender Porosität ab. Karbonatzement, welcher in porösen Sandsteinen meist früh-mesodiagenetisch gebildet ist, wird im Feld mittlerer Qualität ( $\Phi$ : 5-13%,  $k$ : 3-10 mD) maximal und nimmt zu höheren  $\Phi$  und  $k$  zunehmend ab. Späte Albit- und Quarzzemente im Porenhals zeigen keine systematischen Veränderungen mit  $\Phi$  und  $k$ . Ihre Häufigkeit, Anordnung und Wuchsform schwankt von Probe zu Probe.

**(5)** Im Bezug auf den **Diagenesetyp** (nach Gaupp, 1996) sind nahezu vollständige Überlappungen der Typen zu erkennen. Ausgenommen sind Bereiche geringer Porosität, die von blockigen Frühzementen des SB-Typ kontrolliert werden (nicht eingezeichnet). CS-Typen mit wenig Illit sind, wie an Extremwerten erkennbar, bei gleicher Porosität etwas höher permeabel. Die Klassen höchster Qualität werden jedoch von Proben mit viel Illit gestellt. CT- und CS-Typen zeichnen sich durch ähnliche Qualität aus, später Quarz tritt in den höher durchlässigen Bereichen einer Porositätsklasse auf.

**(6) Fazies-bezogene Parameter** hängen in Klassen geringer Porosität von Lithotyp (Sedimentstruktur) und Architekturklasse ab. Schräggeschichtete Sandsteine (Ss, Sc, Sk) in mächtigen Sandsteinpaketen sind höher porös als tonflasrige Sandsteine in geringmächtigen Paketen bei vergleichbarer Permeabilität ( $<1$  mD) und Korngröße (Feinsand). In mittleren Porositätsklassen sind fluviatile Typen und feuchte Sandebenenfazies in mittleren  $\Phi, k$ -Bereichen zu finden. In diesem Feld liegen auch trocken-ölische Feinsandsteine, während Mittelsandsteine dieses Faziestyps bessere Porositäten aufweisen. In guten und sehr guten Qualitätsklassen ( $\Phi$ :  $>13\%$ ,  $k$ :  $>10$  mD) befinden sich fast ausschließlich tonfreie laminierte und feingeschichtete Sandsteine des trocken-ölischen Typs in der Architekturklasse größter Paketmächtigkeit. Variationen der Speicherqualität können hier nicht mehr allein durch die Fazies erklärt werden.



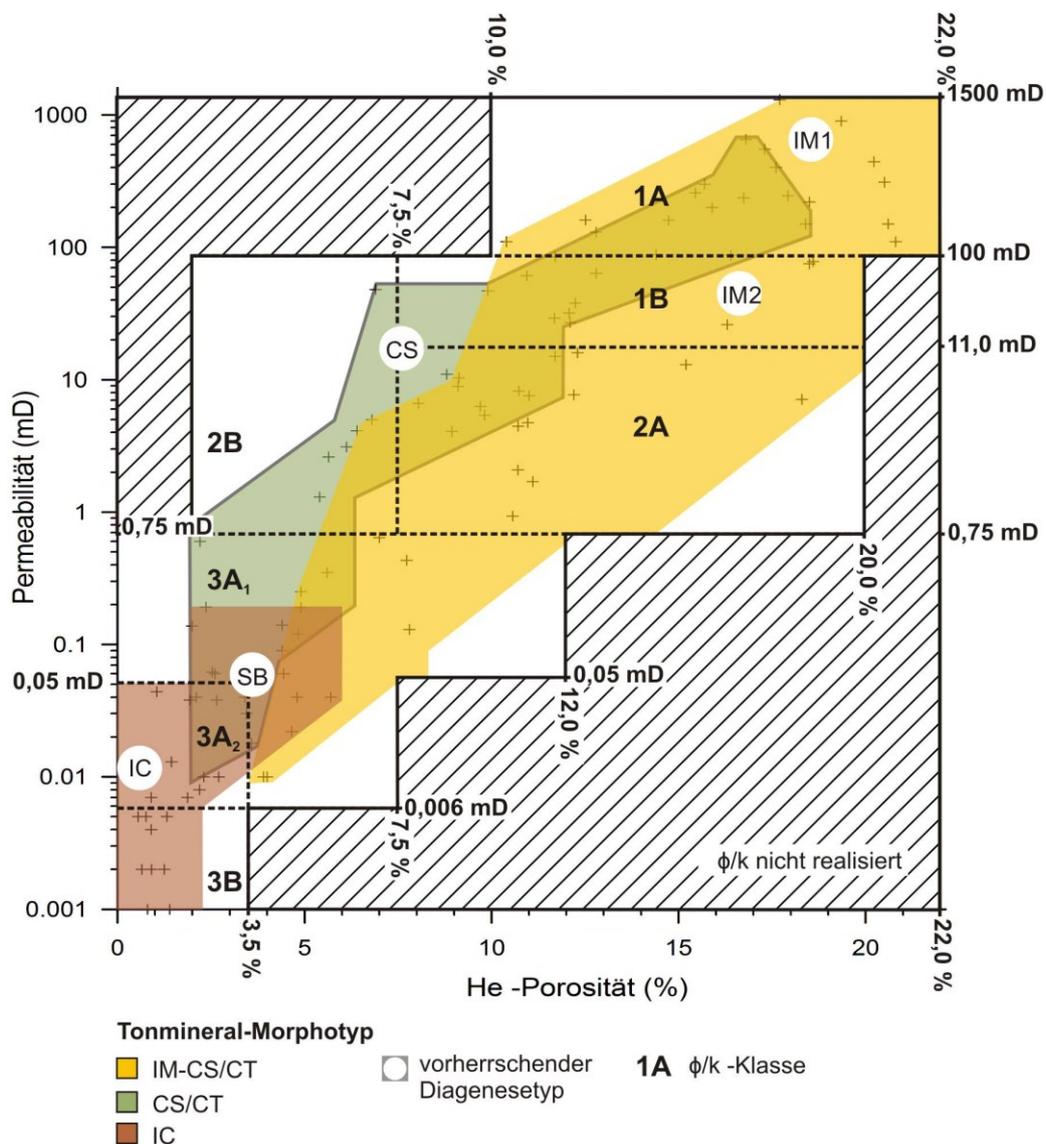
## 11.6 Zusammensetzung der Qualitätsklassen und ihre Bedeutung für CCS

### Effektive Mineralzusammensetzung in den Qualitätsklassen von $\Phi$ und $k$

Durch Zusammenfassung und Vereinfachung, unter der Vorgabe horizontaler und vertikaler Grenzen, wurde aus den Felderungen folgende sechs  $\Phi$ ,  $k$  –Klassen definiert (Abb. 108):

- **3B** (0-3,5%, 0-0,006mD)
- **3A** (0-12%, 0,006-0,75mD)
- **2B** (0-7,5%, 0,75-11mD)
- **2A** (7,5-20%, 0,75-11mD)
- **1B** (7,5-22%, 11-100 mD)
- **1A** (10-22%, 100-1500mD)

Statistische Lage- und Streuparameter für petrographische und porengemietrische Parameter jeder Klasse sind tabellarisch im Anhang auf S. A42 aufgeführt.



**Abb. 108:** Einteilung des  $\Phi$ ,  $k$ -Diagramms in sechs Klassen: farbig hinterlegt ist der Tonmorphotyp; innerhalb weißer Kreise: Diagenesetyp nach Gaupp (1996).

## 11.6 Effektive Mineralzusammensetzung nach Qualitätsklasse

Effektive Mineralzusammensetzungen werden in Abhängigkeit von  $\Phi$  und  $k$  angegeben (Abb. 109), da keine Abhängigkeit mit der Teufe besteht (vgl. Kap. 8.2.3 auf S. 164 ff. und Abbildungen im Anhang auf S. A39 ff.).  $\Phi$ ,  $k$ - Klassen mittlerer und hoher Qualität (Klassen 2 und 1) enthalten zur Pore exponiert höchste Anteile an authigenem Ton. Maximale Häufigkeiten von engständigem Illit (IM2) und Chlorit (CS2) stehen mit mittleren Permeabilitäten (Klasse 2B) im Zusammenhang. Klassen bester Qualität (1B, 1A) enthalten bevorzugt weitständige authigene Illite (IM1) und Chlorite (CS1). Tangentiale Chlorite liegen für mittlere und hohe Qualitätsklassen auf ähnlichem Niveau, Tonkutane sind in den Klassen 2B (und 3A) leicht erhöht. Dagegen sind Tonminerale in den Klassen geringer Qualität (3A+B) auf enge Zwickel und Lösungsporen beschränkt. Diese Sandsteine zeigen zur Pore exponiert vorherrschend frühe Zemente (Anhydrit, Calcit), Tonmatrix und Hämatit (bis >10% in Klasse 3A). Titanoxide erreichen dagegen, obwohl ausschließlich intergranular und porenraumexponiert wachsend, nie eine quantitative Bedeutung. Zur Pore exponierte, meist nach Chlorit gebildete Quarzzemente erreichen ihr Maximum in Klasse 2A mit abnehmender Häufigkeit mit steigender Porosität. Die beiden Klassen mit höchster Permeabilität enthalten auch etwas zur Pore exponierten Anhydritzement in Nestern oder an Grenzen früh mit Anhydrit zementierter Groblaminen der pin-stripe-Sandsteine. Sonstige Zemente wie Albit und Calcit zeigen relativ konstante Häufigkeiten über alle Klassen. Klaster sind selten zur Pore exponiert. Ihre Häufigkeit sinkt mit steigender Porosität (Abb. 109).

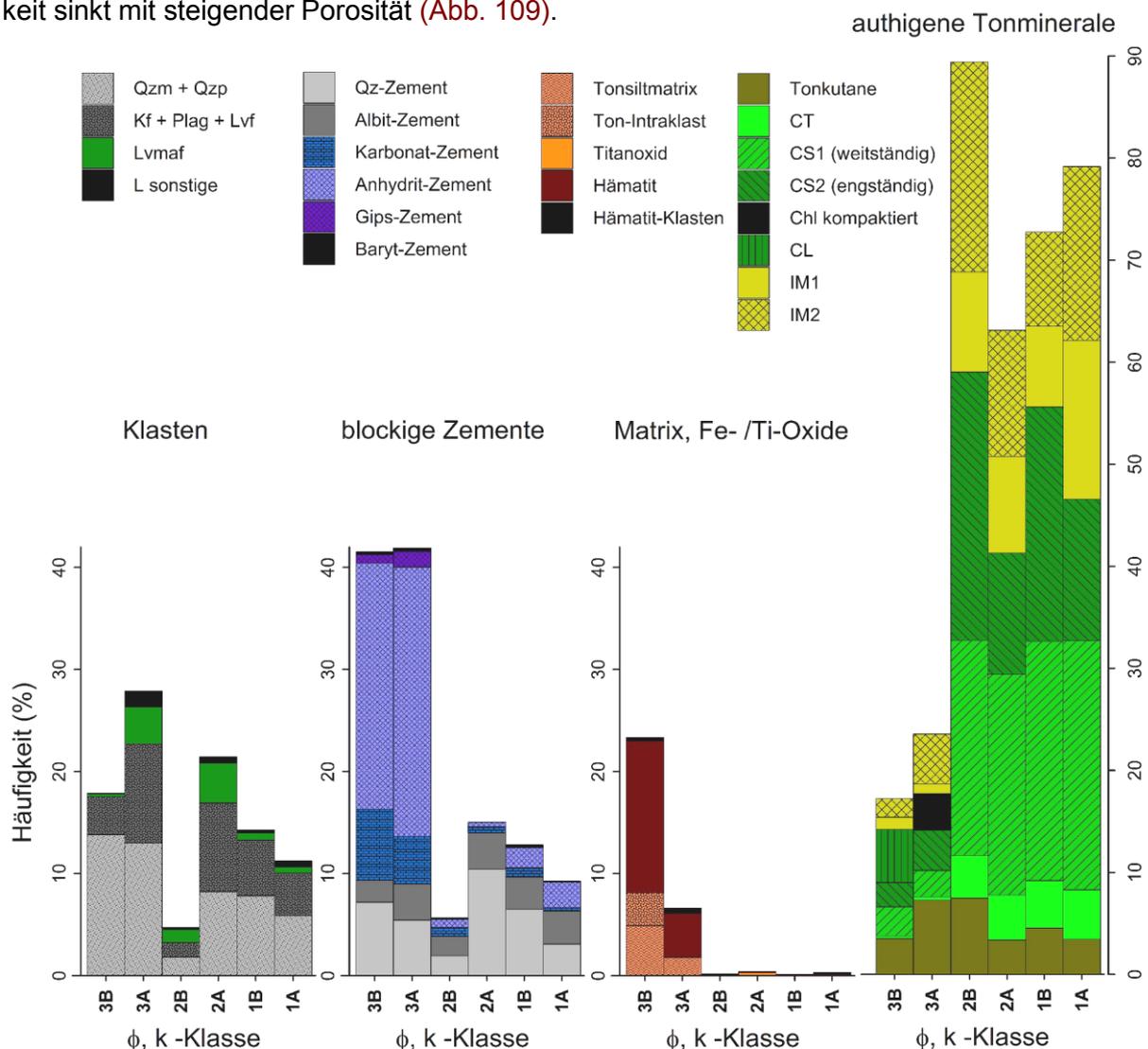
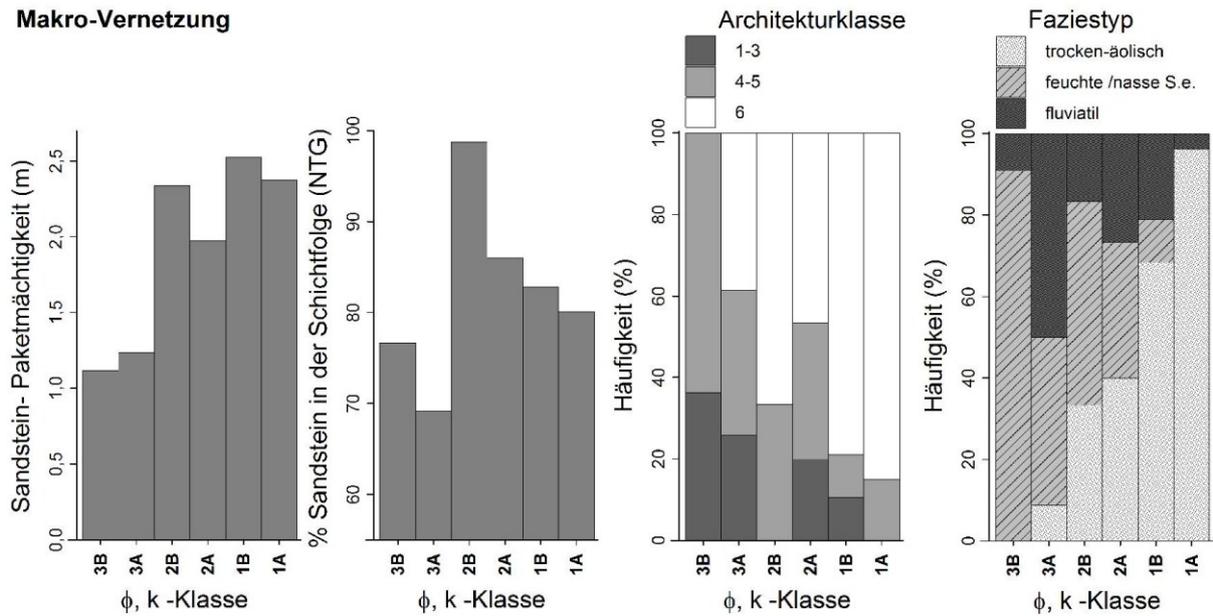
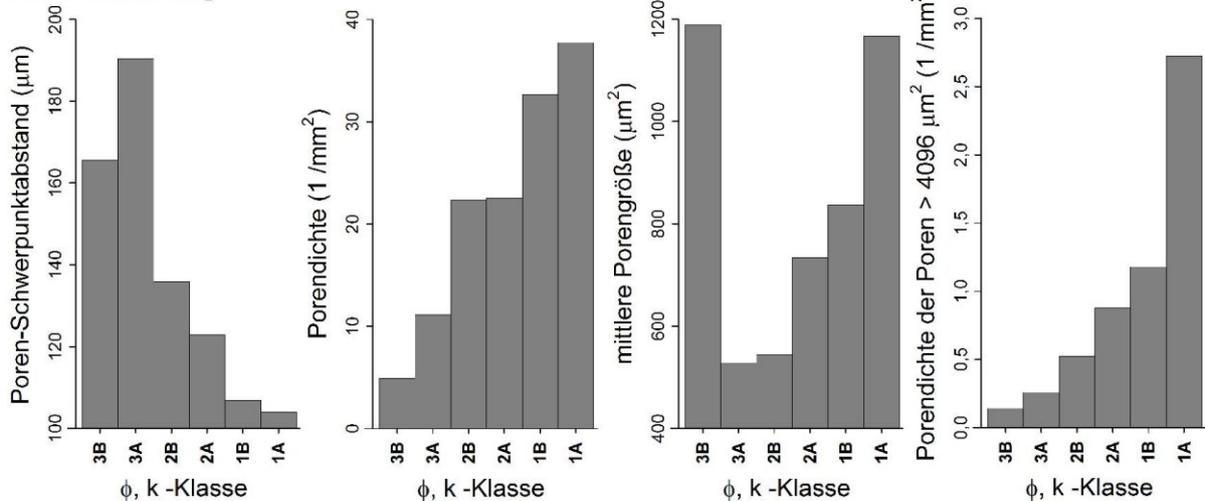


Abb. 109: Effektive Mineralzusammensetzung von Sandsteinen innerhalb der sechs  $\Phi$ ,  $k$ -Klassen.

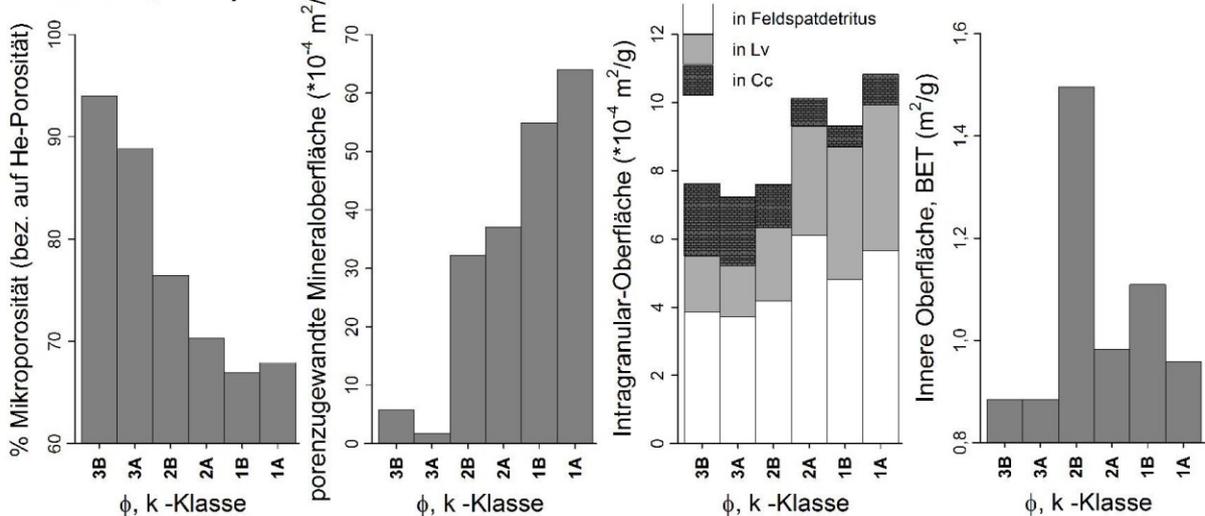
**Makro-Vernetzung**



**Mikro-Vernetzung**



**Oberflächen, Mikroporen**



**Abb. 110:** Vernetzung der Sandsteine innerhalb φ, k –Klassen von der Poren-Skala bis zur Reservoir-Skala.

### Vernetzungs-Eigenschaften der $\Phi$ und k-Klassen von der Poren- zur Architektur-Skala

$\Phi$ , k –Klassen unterscheiden sich merklich hinsichtlich ihrer Architektur, ihrer Fazies sowie durch ihr Porensystem und ihre Oberflächen-Eigenschaften (Abb. 110). So steigt in der Reihenfolge der Qualitätsklassen (3B→1A) die Mächtigkeit der Sandsteinpakete. Zwischen Klasse 3A und 2B verdoppelt sich die Durchschnittsmächtigkeit der Pakete. Gleichzeitig markiert diese Grenze einen Sprung von relativ niedrigen Net to gross-Verhältnissen (NTG: 70-75%) zu maximalen NTG-Verhältnissen in Klasse 2B, während das NTG-Verhältnis zu höheren Qualitätsklassen wieder abnimmt.

Häufigkeitsverteilungen von Architektur- und Faziesklassen zeigen dagegen relativ kontinuierliche Veränderungen (Abb. 110 oben): mit zunehmender Qualitätsklasse nimmt der Anteil isolierter, geringmächtiger Sandsteinpakete (Klasse 1-3) mit großem Abstand zur nächsten Sandsteinbank ab und gleichermaßen nimmt der Anteil der gut vernetzten mächtigen Pakete (Klasse 6) zu. Klassen mittlerer Mächtigkeit und Vernetzung machen noch bis zur Qualitätsklasse 1B etwa 30% der untersuchten Proben aus. Auch die Fazieseigenschaften innerhalb der Pakete, ausgedrückt durch die Häufigkeit eines Faziestyps, zeigen mit steigender Qualitätsklasse eine Abnahme der feuchten und nassen Sandebenen und eine Zunahme der trocken-äolischen Typen. Fluviale Fazies erreichen in Klasse 3A ihr Maximum.

Die Porenvernetzung, ausgedrückt als Abstand der Porenschwerpunkte, ist in niedrigen Qualitätsklassen gering (Abb. 110 Mitte). Der Porenabstand liegt bei etwa einem Korndurchmesser, so dass viele Poren wahrscheinlich isoliert vorliegen. Mit zunehmender Speicherqualität nimmt der Porenabstand bis auf einen halben Korndurchmesser in Klasse 1A ab. Gleichmaßen steigt die Porendichte pro Fläche und die mittlere Porengröße (ausgenommen Klasse 3B). Klasse 2B und 2A, die sich durch ihre Porosität unterscheiden, variieren in der Porendichte kaum, sie unterscheiden sich jedoch deutlich in der mittleren Porengröße. So sind in Klasse 2B noch vergleichbar geringe Porengrößen (vergleichbar mit Klasse 3A anzutreffen), während die Klasse 2A der besser durchlässigen Klasse 1B (um  $700 \mu\text{m}^2$ ) zugerechnet werden kann. Einen Sonderfall bildet Klasse 3B mit Poren maximaler Größe, die aufgrund geringster Porendichte und Porenvernetzung als isolierte Zwickel- und Lösungsporen anzunehmen sind. Im Gegensatz dazu sind in der besten Qualitätsklasse 1A höchste Porengrößen an eine hohe Porendichte und an geringe Porenabstände gekoppelt. Eine bedeutend größere Zunahme der Porengröße und Großporendichte zwischen den Klassen 1B und 1A bei einem vergleichsweise geringem Anstieg der gesamten Porendichte zeigt, dass große Klastlösungsporen und zusammengewachsene Zementlösungsporen-Netzwerke die Durchlässigkeit (nur) in den besten Qualitätsklassen bestimmen.

Die Mikroporosität bestimmt die Vernetzung auf kleinster Skala, indem der Anteil der Mikroporosität an der Gesamtporosität von Klasse 3B zu 1A abnimmt (Abb. 110 unten). Dass auch mittlere und gute Qualitätsklassen hohe Anteile der Mikroporosität zwischen 65 und 75% aufweisen, ist auf authigene Tonminerale zurückzuführen. Eine hohe Mikroporosität in Klasse 2B steht mit der maximalen Häufigkeit an poren-zugewandtem Illit (IM2) und Chlorit (CS2) in Verbindung. Auf gleiche Weise lässt sich auch die erhöhte innere Oberfläche (BET) der mittleren Qualitätsklasse (2B) erklären. Im Gegensatz dazu steigt die bildanalytisch berechnete porenzugewandte und damit reaktive Mineraloberfläche, kontinuierlich mit der  $\Phi$ , k –Klasse an. Intragranulare Oberflächen, welche nicht in die Oberflächenberechnung mit einbezogen wurden, können generell eine bis mehrere Größenordnungen kleiner als die intergranulare

Oberflächen sein. Sie sind für die gering makroporösen Klassen 3A und 3B aber durchaus von Bedeutung.

Als Konsequenz für Reaktionen mit CO<sub>2</sub>-gesättigten Laugen sind kurzfristige Reaktionen in den Qualitätsklassen mit der besten Porenvernetzung und den größten Oberflächen (1A, 1B) anzunehmen. Die dort vorhandenen, zur Pore exponierten Mineraloberflächen dürften mit der höchsten Rate mit CO<sub>2</sub> reagieren. Mittlere Qualitätsklassen spielen trotz ihrer großen Oberflächen- und Austauschflächen eine geringere Rolle, da die geringe Permeabilität limitierend auf den advektiven Stofftransport wirkt. Klassen geringer Qualität (3A, 3B) mit geringer Permeabilität, isolierten Einzelporen und Mikroporositäts-Anteilen über 85% können wahrscheinlich für langfristige Reaktionen eine Rolle spielen. Das Ausschlusskriterium stellt hier die Vernetzung in größter Dimension dar: isolierte Sandsteinbänke innerhalb von Tonbarrieren, die über Millionen von Jahren vom Fluidfluss isoliert waren und noch heute in red-bed-Fazies vorliegen, werden wahrscheinlich vom Fluid auch in Zukunft nicht erreicht. Ausgenommen sind die Zonen der Lagerstätte, die durch qualitätssteigernde Maßnahmen (z.B. hydraulic fracturing) in ihrer Vernetzung künstlich verändert wurden. Gering durchlässige Sandsteine (3A, 3B) innerhalb von mächtigen Sandsteinpaketen können jedoch über lange Zeiträume mit dem Fluid in Wechselwirkung stehen. Hier sind in erster Linie Reaktionen mit Karbonat (und Sulfat, Feldspat)-Zementen wahrscheinlich, da authigene Tonminerale weitgehend fehlen.

### **Mögliche Reaktionen der Festphase mit CO<sub>2</sub>-gesättigten Laugen**

Während einer CO<sub>2</sub>- Injektion sind zunächst Veränderungen der Gas- und Wassersättigung zu erwarten. CO<sub>2</sub> wird als überkritisches Fluid verpresst und liegt zunächst hauptsächlich als eine Phase vor. Dementsprechend laufen erste Reaktionen mit dem Reservoirgestein durch Lösung von überkritischem CO<sub>2</sub> im Haftwasserfilm ab. Advektiver Stofftransport ist für diese Phase nicht zu erwarten. Lösung von Haftwasser in der Gasphase (Trocknung) und die damit verbundene Salinitäts-Erhöhung im verbleibenden Haftwasser, könnte zur Fällung von Halit in den Porenhälsen führen (Rochelle et al., 2004; Pusch et al., 2010). Davon abgesehen sind zunächst Reaktionen mit Festbitumen zu erwarten, bedingt durch dessen Position als äußerste der Pore zugewandte Phase. Ob und in welchem Ausmaß Reaktionen mit Bitumen zu erwarten sind oder ob Oberflächen sogar teilweise passiviert vorliegen, ist derzeit noch nicht modellierbar.

Durch die Lösung von CO<sub>2</sub> im water leg unter dem Gas-Wasserkontakt wird das dortige Formationswasser an CO<sub>2</sub> gesättigt und kann mit den zur Pore exponierten Mineralphasen reagieren. Ein Stofftransport per Diffusion und Advektion ist möglich. Die Rate der Reaktion eines Minerals mit einer CO<sub>2</sub>-gesättigten Lauge ist abhängig:

- von der Reaktivität der Mineralphase (thermodynamisch und kinetisch bestimmt)
- von der Zusammensetzung des Formationswassers und chemischen Bedingungen in der Lagerstätte (pH, Eh, Ionenkonzentrationen, T und Restwassersättigung)
- von der chemische Zusammensetzung der Mineralphasen
- von der Oberflächengröße aller beteiligten Mineralphasen
- von der Zugänglichkeit und Größe der Poren, insbesondere im Hinblick auf Mikroporosität und Intragranularporosität
- von der Permeabilität des Gesteins

Reaktionen sind durch numerische Modellierung von Mehrphasensystemen zu berechnen und sind aus der Kenntnis der porenzugewandten Mineralphasen nicht ohne weiteres abschätzbar. Im Folgenden aufgeführte Reaktionen wurden aus anderen, in der Literatur beschriebenen Fallbeispielen übertragen und müssen für den Einzelfall überprüft werden:

Unter den untersuchten Mineralphasen spielen für kurze Zeiträume insbesondere Reaktionen mit Chlorit eine Rolle, welcher (gemeinsam mit Illit) in Form von Kornüberzügen und Tonkutaenen die höchsten Anteile der porenzugewandten Oberfläche mittlerer und guter Qualitätsklassen ausmacht. Chlorit in Lithoklasten, welcher besonders in Vulkanitklasten noch wenig sekundäre Alterationserscheinungen aufweist, könnte ebenfalls eine Rolle spielen, bedingt durch die schlechtere Zugänglichkeit allerdings erst für mittlere Zeiträume. Reaktionen von Chlorit und Calcit zu Kaolinit und Dolomit (Gl 12 und 13 auf S. 10 und Abb. 48 auf S. 96), wie sie Watson et al. (2002, 2003) als Umkehrung der von Hutcheon (1980) angegebenen Reaktion, vorschlagen, muss durch thermodynamische Modellierung eines Mehrphasensystems geklärt werden. Lösung von Chlorit infolge der Erniedrigung des pH-Werts ist für kurze Zeiträume als unwahrscheinlich zu bewerten, da Puffermechanismen, beispielsweise Karbonatpuffer, den pH-Wert stabilisieren. Ein mechanisches Abreißen authigener Tonminerale und damit zusammenhängende Blockierung von Porenhälsen ist eher nicht zu erwarten, da die mechanischen Belastungen vergleichbar mit einem Fluidstrom bei der Erdgasförderung sein dürften.

Als reaktiv sind außerdem Karbonatzemente anzusehen, die in mittleren Qualitätsklassen vergleichsweise häufig, aber in den Klassen 1A und 1B nur selten zur Pore exponiert auftreten. Aufgrund der mikroporösen Struktur von Karbonatzement in gebleichten Sandsteinen der besten Qualitätsklassen, kann jedoch von relativ großen reaktiven Oberflächen ausgegangen werden. Die Lösung und Fällung von Karbonat hängt von der gelösten CO<sub>2</sub>-Konzentration, der Verfügbarkeit an Kationen sowie der Pufferkapazität des Formationswassers ab. Durch Verschiebung des Gleichgewichts sind Lösungs- und Fällungszyklen möglich. Die Fällung von Karbonat ist von der Wassersättigung im Reservoir und von den Nukleationsbedingungen der Oberfläche abhängig. Ob die neu gebildeten Karbonatzemente bevorzugt bestehende Zemente gleicher Zusammensetzung umwachsen oder im Porenhals gefällt werden (vgl. Rochelle et al., 2004; Pusch et al., 2010), hängt somit auch davon ab, wo sich in einem gasgefüllten Reservoir das Haftwasser befindet und inwieweit Chlorit- und Bitumenoberflächen die weitere Zementation behindern.

Eine Veränderung der Speichereigenschaften durch Lösung oder Fällung von Karbonatzement ist hauptsächlich in den mittleren Qualitätsklassen relevant, da Poren (insbesondere in Klasse 2B) sehr klein und Porenhälsen durch Tonminerale durch Tonauthigenesen bereits verengt sind. Davon abgesehen liegt Karbonatzement häufig in mittleren Qualitätsklassen zur Pore exponiert vor, während er in hoch porösen Proben weitestgehend fehlt. Karbonatlösung würde zu einer Erhöhung der Porosität bei wahrscheinlich konstanter Permeabilität führen, da Karbonatzement derzeit nicht im Porenhals auftritt.

Die Lösung von Anhydrit könnte ebenfalls eine Rolle spielen. Dieser liegt allerdings in den Klassen hoher und mittlerer Qualität nur in sehr geringem Maße zur Pore exponiert vor. Außerdem sind Grenzflächen von Anhydrit als sehr glatt und wenig mikroporös anzunehmen, was kleine Oberflächen und geringe Austauschraten mit dem Fluid zur Folge haben dürfte.

Über kurze Zeiträume sind Reaktionen von CO<sub>2</sub> auch mit authigenen Albitzementen zu erwarten, welche in Intergranularporen der mittleren und guten Qualitätsklassen wachsen. Ihr bevorzugtes Auftreten in Porenhälsen lassen einen raschen Austausch mit einem Porenfluid erwarten. Die Lösung dieser Zemente hätte hier eine Verbesserung der Durchlässigkeit zur Folge. Eine Reaktion von Albit zu Kaolinit (Gl. 10 auf S. 10), wie sie Watson et al. (2002) vorschlagen ist insofern möglich, wie Kaolinit bei den gegebenen nur schwach sauren Bedingungen bereits stabil ist. Reaktionen mit detritischen Feldspäten und vulkanischen Lithoklasten, die etwa zu zwei Dritteln aus Kalifeldspat und Albit bestehen und durch beträchtliche Intragranularporosität relativ große (innere) Oberflächen besitzen, sind als wahrscheinlich anzunehmen. Limitierend auf die Austauschrate mit dem Porenfluid dürfte die schlechte Zugänglichkeit und geringe Größe der Intragranularporen wirken. Für mittel- und langfristige Prozesse bergen feldspatreiche Klasten jedoch ein großes Potenzial für die Mineralisierung von CO<sub>2</sub>.

Da Hämatit nur in den beiden niedrigsten Qualitätsklassen (3A, 3B) auftritt und eine Zugänglichkeit infolge von Panzerung mit frühen Quarz- und Anhydritzementen nicht zu erwarten ist, dürfte ein Fluid nur in geringem Maße mit Hämatit in Kontakt treten. Eine chemische Bleichung der roten Sandsteine durch CO<sub>2</sub> erscheint daher als unwahrscheinlich.

## 12 Zusammenfassung und Konsequenzen

### Sedimentologie und Provenanz

(1) Die im Rahmen dieser Arbeit beschriebenen, vorwiegend gut sortierten Fein- bis Mittelsandsteine, sind den trocken-äolischen, feuchten und nassen Sandebenen sowie fluviatilen Faziestypen zuzuordnen. Die Texturparameter aller Faziestypen sind sehr ähnlich und Unterschiede in Frühzementation und oberflächlicher Staubadhäsion auf unterschiedliche Grundwasserstände zurückzuführen. Ein Missverhältnis zwischen textureller Reife und kompositioneller Unreife erklärt sich durch die Nähe zum Liefergebiet, jenes zwischen guter Sortierung und geringer Klastrundung durch randliche Klastverdrängung von Karbonatzement. Großmaßstäbliche horizontbeständige Stratifikation in Form einer Layer-Cake-Architektur wird durch die Erosionsbasis und den Grundwasserspiegel extern gesteuert. Detrituszusammensetzungen belegen, im Hinblick auf die Provenanz, eine Mischung von Vulkanitklasten (feldspatreiche Rhyolithoide und etwas Basalt) aus lokaler Quelle und einem quarzreichen, niedrig metamorphen Liefergebiet, aufgrund der Schüttungsrichtung und Fazieszonierung, wahrscheinlich aus dem Gebiet der Hunsrück-Oberharz-Schwelle.

### Diagenesegeschichte und Vergleich mit dem Becken-Westteil

(2) Die zeitliche Abfolge von Diageneseprozessen beginnt mit der frühen Tonkutinierung (möglicherweise vererbt), Eisen- und Titanoxiden und porenfüllender Zementation des SB-Diagenesetyps. Früh mesodiagenetische Zementlösung und Bleichung findet unmittelbar vor einer Rekristallisation von Tonkutanen sowie vor der Bildung der Chlorit-Kornüberzüge (CT,CS) und der Calcitauthigenese statt. Späte Calcitzemente sind Fe- und Mn-reicher als eodiagenetisch gebildete und treten in grauen wie in roten Sandsteinen auf. Fasriger porenhalbs-überspannender Illit wächst nach tafeligem Albit und Quarz, gefolgt von Baryt, Anhydrit und Leistenchlorit. Eine Imprägnierung von Mineraloberflächen mit Bitumen findet spät, möglicherweise im Zusammenhang mit thermochemischer Sulfatreduktion (TSR), Verdrän-

---

gung von Anhydrit durch Calcit und Feldspatlösung statt. Die vorherrschende Diagenesetypen sind CS (/B /IM /Q /D) in gebleichten- und SB (/H /IC) in roten Sandsteinen. Alle authigenen Neubildungen treten in allen Speicher-Stockwerken auf, jedoch in unterschiedlicher Quantität und Ausprägung. Laterale Unterschiede zwischen den Kernen sind mit Ausnahme des Klastbestands, welcher vom Liefergebiet abhängig ist, kaum zu verzeichnen.

**(3)** Im Vergleich zum Rotliegenden Nordwestdeutschlands fehlt eine drastische frühe Bleichungsphase mit Feldspatlösung, Illit und Kaolin-Neubildung. Weiterhin fehlen eine frühe Ölmigrationsphase und eine frühe Imprägnierung von Mineraloberflächen mit Festbitumen. Porensysteme sind weniger von der Klastlösungsporosität (redistributional porosity) sondern durch primäre Rest- und Zementlösungsporosität (enhanced porosity) dominiert. Die Bleichung erfolgt durch Fe(III)-Reduktion und unmittelbare Fixierung als Fe(II)-Phasen (Chlorit, Calcit). Fe-Export findet wahrscheinlich nicht statt. Bleichung ist außerdem fazieskontrolliert, was sich in der Zunahme von der Frühzementmenge und der Abnahme der Intensität der Bleichung zum Top von Sandsteinpaketen äußert. Dies steht im Gegensatz zur sonst üblichen Intensivierung der Bleichung am Top des Speichers durch bleichende Fluide geringer Dichte (z.B. gasförmige S-Phasen). Die Paragenese Chlorit, Calcit, Albit, Anhydrit, Baryt deutet auf hochsalinare, alkalische Bedingungen zur Zeit der Schichtsilikatneubildung hin. Calcit tritt an die Stelle des Dolomits nordwestdeutscher Rotliegend-Sandsteine. Die Inhibition später Zemente durch Chlorit und die hohen Porenfluiddrucke im Speichergestein konservieren hohe Porositäten und IGV in den Faziestypen mit den initial besten Speichereigenschaften, während in Nordwestdeutschland häufig eine Inversion der Speicherqualität durch Bitumisierung, späte Zementation oder mechanische Kompaktion stattfindet. Dementsprechend sind Permeabilitäten bei gleichem Tonmorphotyp (CT, CR, C/I) um eine Größenordnung höher als im Rotliegenden Nordwestdeutschlands. Porensysteme zeigen, verglichen mit dem Wustrow-Sandstein (Abram, 2007) geringere Durchschnittsporengrößen bei ähnlicher Geometrie. Die besten Speicherqualitäten befinden sich, im Gegensatz zu anderen Speichern, an der Basis der Gasführung. Illitauthigenesen finden erst spät, nur schwach ausgeprägt und heterogen (nicht alle Porenhälse betreffend) statt. Noch später in der Paragenese-Reihenfolge, tritt die Imprägnierung mit Festbitumen auf. Kaolinminerale fehlen vollständig. Erdgaszusammensetzungen sind deutlich N<sub>2</sub>-reicher als im westdeutschen Teilbecken. Damit zusammenhängend weisen einige Autoren (z.B. Hoth, 2002) auf Ammoniumillite in Sandsteinen der Altmark hin.

### **Alkalisierung und Bleichung im Bezug zur Reife der Muttergesteine**

**(4)** Authigene Neubildungen aus einer alkalischen Fluidzusammensetzung, Bleichung ohne Feldspatlösung und eine N<sub>2</sub>-betonte Gaszusammensetzung sind durch den Kerogentyp (Typ II, Kohlen des Westfals fehlen) und das herabgesetzte Potenzial zur Methanbildung erklärbar. Das hohe Potenzial zur Abgabe von N-Verbindungen ist auf die jungpaläozoische Vorreifungsgeschichte der Muttergesteine zurückzuführen. Zwei thermische Modellierungen mit unterschiedlich angenommenem Wärmefluss und verschiedener Maximalversenkung belegen eine variszische Versenkung (besonders ausgeprägt am Südrand des Vorlandbeckens, nah am Orogen) und damit zusammenhängend eine Aufheizung an den Rand des Ölfensters (Top des Namur 60°C, Mitte des Namur-A 80°C). Die Versenkungstiefe und die Temperatur reichen jedoch nicht für eine vollständige Abgabe des Erdöls aus. Selbst Tonsteine des Devons befinden sich westfalzeitlich erst am unteren Rand des Ölfensters (1,1% R<sub>0</sub>). Durch Erhöhung des Wärmeflusses während des Unterrotliegend-Magmatismus sinkt das Methanbil-

dungspotenzial der Schichtfolge unter dem Teufenniveau des mittleren Namur, unabhängig vom angenommenen Modell, auf vernachlässigbare Werte. Temperaturen des mittleren Namur-Niveaus betragen Unterrotliegendzeitlich 185°C bis 280°C, die Reifegrade betragen 2,7 bis 4,3%  $R_0$  und liegen damit im höchsten- oder bereits über dem Trockengasbereich. Allein die stratigraphisch höchsten Teile des Namur sind post-rotliegendzeitlich noch in der Lage Nassgas (niedriger Wärmefluss angenommen) oder Trockengas (hoher Wärmefluss) abzugeben. Vor der Ölbildungsphase entstandene organische Reifungsprodukte und das Erdöl selbst (beträchtliche Mengen angesichts des Typ II-Kerogens), die im Westteil des Norddeutschen Beckens zu Bleichung und Alterationsprozessen führen (vgl. [Schöner, 2006](#)), gehen in der Altmark bereits vor der Sedimentation der Speichergesteine verloren.

Bleichung findet entweder durch S-Phasen im Erdgas ( $HS_2$ ,  $SO_2$ ) oder durch N-Phasen niedriger Oxidationsstufe statt, die im Reservoirgestein unter Reduktion von Fe(III) oxidiert werden (vgl. [Hoth, 2002](#)). Für  $NH_4$  als bleichende Agenz, welches in Flüssigkeitseinschlüssen von Mutter- und Speichergestein gleichermaßen nachgewiesen ist ([Mingram et al., 2003, 2005](#); [Plessen et al., 2006](#); [Lüders et al., 2010](#)), spricht ein hohes Bildungs- und Fixierungspotenzial für  $NH_4$  in den paläozoischen, pelitischen Muttergesteinen ([Mingram et al., 2005](#)). Reduktion von Fe(III) durch  $NH_4$  ist bisher nur aus anoxischen Böden bekannt ([Clément et al., 2005](#)). Angesichts von dessen Bedeutung für die Bleichung und die Qualitätsentwicklung von Speichersandsteinen, besteht weiterer Forschungsbedarf zu diesem Thema (experimentell und durch numerische Simulationen).

**(5)** Eine wichtige Konsequenz dieser Arbeit ist, dass weder die unmittelbare Nähe zum Muttergestein noch das Auftreten von TypIII-Kerogen (Kohlen) im Untergrund für eine Bleichung und für die Schichtsilikatneubildung sowie für eine günstige Entwicklung von Sekundärporosität und Speicherqualität erforderlich sind. Weiterhin wird am Beispiel der Altmark deutlich, dass das Auftreten von Muttergesteinen im Untergrund für eine Bleichung selbst dann erforderlich sein kann, wenn diese aufgrund ihrer Überreife keine Kohlenwasserstoffe mehr abgeben können. Ein vollständiger Ausfall von Muttergesteinen im Untergrund führt dagegen zum Ausbleiben der bleichungsbezogenen Qualitätsverbesserung, wie es [Schöner \(2006\)](#) nachweist.

**(6)** Eine wesentliche Bedeutung zur Konservierung von Porosität und zur Verhinderung der Speicherqualitätsinversion durch späte Zementation, scheint die inhibierende Wirkung von Chlorit-Kornüberzügen zu haben. Die mechanische Kompaktion nach der Chloritbildung wird trotz der geringen Anteile gefügestützender Zemente, wahrscheinlich durch hohe Porenfluiddrucke verhindert. Diese kommen wahrscheinlich durch einen Druckgradienten zwischen einem frühzeitig tief versenktem Beckenzentrum und einer langfristigen strukturellen Hochlage am Beckenrand (Altmark) zustande. Höchste Subsidenzraten des Beckenzentrums treten nach [Hoth \(1997\)](#) bereits zechsteinzeitlich auf.

### **Fazies-Diagenesemodell und Ursache fazieskontrollierter RQ-Verbesserung**

**(7)** Während der Mesodiagenese beeinflusst die Lithofazies den Fluidfluss auf mehreren Skalen: durch Seespiegelschwankungen gebildete Speichersandstein-Tonbarrieren-Wechselfolgen kontrollieren den stratiformen Fluidfluss während der Versenkung. Die Zementation (z.B. Karbonat) am Top und an der Basis von Sandsteinpaketen aus angrenzenden entwässernden Tonsteinen ist nicht nachweisbar und wird durch die bevorzugte frühe

---

(hauptsächlich sulfatische) Zementation von Top und Basis eingeschränkt. Die Mächtigkeit und die Vernetzung in größter Dimension, ausgedrückt durch die Architekturklasse, bestimmt den Fluidfluss und die Dezementation in einer Weise, dass mächtige Pakete höhere Porositäten und Permeabilitäten, unabhängig von der Fazies aufweisen, während isolierte und geringmächtige Sandsteinbänke immer rot, vollständig zementiert und nur gering porös sind. Die Porositäten und Permeabilitäten innerhalb der Sandsteinpakete sind relativ einheitlich, „high permeability streaks“ treten nicht auf. Der Fazieseinfluss in kleinster Dimension äußert sich durch bevorzugte Frühzementation der Groblaminen äolischer Sandsteine des pin-stripe-Typs (beste Qualitäten). Außerdem treten Festbitumen und späte Karbonatzemente bevorzugt entlang von Staublaminaen und Tonhütchen. Durchlässigkeits- und Oberflächeneigenschaften laminiertes Sandsteine werden durch die Feinlaminae bestimmt.

**(8)** Die initial vorhandenen Qualitätskontraste der Faziestypen werden durch die Diagenese verstärkt. Faziestypen mit hoher Restporosität werden durch einen erhöhten Fluidfluss pro Zeiteinheit bevorzugt dezementiert, gebleicht und durch vollständig klastumhüllende Chloritauthigenese vor späterer Zementation bewahrt. Eine herabgesetzte mechanische Kompaktion durch einen Druckgradienten aus tieferen Beckenteilen auf ein strukturelles Hochgebiet, wird als entscheidend für Erhaltung einer lockeren Gefügekompaktion angesehen. Eine Qualitätsminderung poröser Typen durch Feldspatlösung und Illitisierung wird, aufgrund des geringen Potenzials überreifer Muttergesteine, Öl und saure organische Reifungsprodukte abzugeben, stark herabgesetzt. Die Betrachtung von Faziestypen mit primär geringer Speicherqualität zeigt, dass eine frühe Zementation und eine Matrixführung behindernd auf Dezementation und Bleichung wirkt. Das chemische System bleibt dort geschlossen und von Rekristallisationen (Karbonat- und Sulfatzement, Tonkutane) bestimmt. Porositäten und Zugänglichkeiten für Fluide bleiben minimal, reaktive Oberflächen klein.

Somit ist gute Speicherqualität im vorliegenden Fall auf die Aufsummierung mehrerer Faktoren begründet und stellt damit einen Sonderfall der Speicherentwicklung dar, wenngleich viele Rotliegend-Speicher in langfristiger struktureller Hochlage gebildet wurden. Bereits geringe Veränderungen der Ausgangssituation, wie beispielsweise unvollständige Klastüberzüge mit Chlorit oder eine größere Versenkungstiefe, könnte einen Verlust der Porosität durch späte Zementation oder mechanische Kompaktion zur Folge haben.

### **Parametrisierung von Porosität und Permeabilität**

**(9)** Sechs  $\Phi$ ,  $k$ - Qualitätsklassen werden definiert. Einschränkende Faktoren der Porosität sind die (frühe) blockige Zementation, die Tonmatrix (für  $\Phi$ ,  $k$ -Klassen geringer Qualität) und die effektive Häufigkeit von Karbonatzement (für mittlere  $\Phi$ ,  $k$ -Klassen). Minderungsfaktoren der Permeabilität sind für Klassen geringer Porosität die blockigen Frühzemente und deren räumliche Verteilung. Sandsteine mittlerer und hoher Speicherqualität werden durch die effektive Häufigkeit von Illit und Chlorit (normiert auf das Porenvolumen), die effektive Häufigkeit von Karbonat-, Albit- und Quarzzement, die mechanische Kompaktion (COPL normiert auf das Porenvolumen), den Abstand der Porenschwerpunkte, den relativen Anteil an Mikroporosität und Intragranularporosität, durch das Verhältnis von Porengröße zu Porendichte und durch den Flächensummen-Anteil der Kleinporen ( $<256 \mu\text{m}^2$  für poröse Proben) eingeschränkt.

Die Einflüsse sind komplex und zahlreich und nicht auf einen oder wenige Kontrollfaktoren zurückzuführen. Außerdem ist die einschränkende Wirkung eines Parameters meist von der Ausprägung eines weiteren Parameters abhängig: so mindern authigene Tonminerale die Permeabilität umso stärker je kleiner die Porengröße ist. Kleine Poren enthalten höhere Anteile an immobilem Wasser und kleine Porenhäse werden bereits mit geringen Mengen an authigenem Ton weitgehend undurchlässig. Auch steigt die Permeabilität mit der Porengröße umso stärker, je geringer die Oberflächenrauigkeit des Tonmorphotyps ist. Ebenfalls abhängig von der Porosität ist die räumliche Verteilung von Zementen. Ab 5% Makroporosität hat diese keinen Einfluss mehr, da Zementnester vom Fluid umströmt werden können. Hohe Porengrößen scheinen bei gleicher Porendichte zu einer besseren Durchlässigkeit zu führen als hohe Porendichten bei geringer Porengröße. Gegenseitige Abhängigkeiten der Einflussfaktoren untereinander und größere Streuungen von Einzelwerten innerhalb der Klassen als zwischen den Klassen verbieten bei der gegebenen Probenanzahl (ca. 100) derzeit eine Clusteranalyse und multivariate Verfahren (z.B. Faktorenanalyse, Diskriminanz- oder Varianzanalyse). Durchführbarkeitstests dieser Verfahren erfordern, neben einer höheren Probenanzahl (ca. 100 Proben pro Klasse), einen einfacheren und eindeutiger strukturierten Datensatz, beispielsweise Sandsteine ohne authigene Tonminerale.

Die Übertragbarkeit der verwendeten  $\Phi$ ,  $k$  –Gliederung auf andere Fallbeispiele ist aufgrund der möglichst einfach gewählten Eingangparameter wahrscheinlich gegeben. Gebiete mit stärkerer Tonauthigenese (insbesondere Illit) dürften noch stärker von der Häufigkeit, der Verteilung und dem Morphotyp der Tonminerale, tonarme Sandsteine dagegen stärker von Porensystem-bezogenen Parametern abhängen. Der Fazieseinfluss dürfte in flacheren Speichern eine größere Rolle spielen, während Speichergesteine mit schwächer ausgebildeten porositätskonservierenden Faktoren infolge einer Inversion der Speicherqualität nicht mehr über die Fazies zu parametrisieren sind.

### **Neuerungen zur petrographischen Charakterisierung effektiver Mineraloberflächen**

**(10)** Neu entwickelt wurde in dieser Arbeit eine Methode auf petrographischem Weg mit unterschiedlichen Maßstäben (Polarisationsmikroskop, REM) über bildanalytisch ermittelte Streckenverhältnisse der Einzelminerale und unter Entwicklung eines vereinfachten geometrischen Modells für Mineralgröße, räumlicher Engständigkeit und Rauigkeit zu effektiven Mineralzusammensetzungen zu gelangen. Die Methode zeigt, dass Minerale umso häufiger zur Pore exponiert vorliegen, je später sie gebildet werden, je größer ihre Oberflächenrauigkeit ist, je homogener ihre Verteilung ist und je größer ihr Oberflächen- zu Volumen-Verhältnis ist. Ausnahmen bilden Minerale, welche die Nukleation anderer behindern, beispielsweise Quarzement gegenüber Tonauthigenesen oder Chlorit gegenüber Quarzement. Frühe Mineralphasen, Klasten und gepanzerte Minerale, beispielsweise Hämatit, treten ausgesprochen selten zur Pore exponiert auf. Die Vorhersagbarkeit und Berechnung effektiver Zusammensetzungen aus volumetrischen Daten kann derzeit ausschließlich für jede Mineralphase separat erfolgen und ist umso besser, je häufiger und homogener das Mineral und je höher die Porosität der Probe ist. Die Unterscheidung mehrerer Tonmorphotypen, wie beispielsweise CT, CS, IM1, IM2 bei der volumetrischen Auswertung (Pointcounting) sowie die Untersuchung von Subpopulationen durch Einteilung der Proben nach vorherrschendem Diagenesetyp, verbessert den Zusammenhang. Möglicherweise ließe sich die hier eingesetzte aufwändige Methode durch Einteilung in Diagenesetypen und durch Auswertung repräsentativer Beispiele vereinfachen.

---

## **Bedeutung der effektiven Mineralzusammensetzung für CCS**

(11) Absehbare Reaktionen der zur Pore exponierten Minerale sind von deren effektiver Mineralzusammensetzung, von deren absoluter Oberflächengröße sowie von der Durchlässigkeit und Vernetzung des Sandsteins abhängig. Vernetzungsgrade zwischen der Poren- und Reservoir-Skala bestimmen die Zugänglichkeit durch ein Fluid. Isolierte geringmächtige Sandsteinbänke, die über Millionen Jahre vom Fluidfluss isoliert waren und daher noch im red bed Typ vorliegen, sind als weitgehend unzugänglich anzusehen und spielen nur für Langzeitreaktionen eine Rolle. Unter den beschriebenen, zur Pore exponierten Phasen sind Bitumen, Chlorit, Karbonatzement, Albitzement und Anhydrit für kurze Zeiträume als reaktiv anzusehen. Je größer die Oberfläche des Minerals und je höher die Durchlässigkeit des Gesteins, desto höher ist die Rate der Feststoff-Fluid-Reaktion. Intragranulare Oberflächen und Porengrenzflächen in Sandsteinen geringer Durchlässigkeit gewinnen erst für lange Zeiträume an Bedeutung. Mineralreaktionen sind in Zukunft durch numerische Modellierung zu ermitteln und experimentell zu überprüfen. Veränderungen der Durchlässigkeitseigenschaften durch Lösung oder Fällung, beispielsweise von Karbonat- oder Calciumsulfatzement ist für Sandsteine mittlerer Qualitätsklassen absehbar, da Poren- und Porenhäule kleiner sind und blockige Calcit- und Anhydritzemente im Gegensatz zu Klassen hoher Qualität, in höheren Anteilen vorhanden sind.

## 13 Literaturverzeichnis

- Aagaard, P., Egeberg, P.K., Saigal, G.C., Morad, S. and Bjørlykke, K. (1990): Diagenetic albitization of detrital K-feldspars in Jurassic, Lower Cretaceous and Tertiary clastic reservoir rocks from offshore Norway, II. Formation water chemistry and kinetic considerations.- *J. Sediment. Petrol.*, vol. 60, pp. 575-581.
- Aagaard, P., Jahren, J.S., Harstadt, A.O., Nilsen, O., Ramm, M. (2000): Formation of grain-coating chlorite in sandstones: Laboratory synthesized vs. natural occurrences.- *Clay minerals*, vol. 35, pp. 261–269.
- Abram, P. (2007): Relations between seismic signals and reservoir properties of deep gas reservoirs in Northwest-Germany: Wustrow member, Rotliegend.- *Dissertation Universität Jena*, 153 p.
- Ahlbrandt, T.S., & Fryberger, S.G. (1982): Introduction to eolian deposits.- in: Scholle, P. A. & Spearing, D. (Eds): *Sandstone depositional environments*, vol 31, AAPG Memoir, p. 11-48.
- Aigner, T. & Bachmann, G.H. (1992): Sequence-stratigraphic framework of the German Triassic.- *Sed. Geol.*, 80: 115-135.
- Allen, P.A. & Allen, J.R. (1997): *Basin Analysis: Principles and Applications*.- Blackwell: Oxford, 451 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: Mineralogical Association of Canada, Short Course*, pp. 119.–147.
- Amaefule, J.O., Altunbay, M.H., Tiab, D., Kersey, D.G., Keelan, D.K. (1993): Enhanced reservoir description using core and log data to identify hydraulic (flow) units and predict permeability in uncored intervals / wells.- *Soc. Petrol. Eng. Pap. No 26436*.
- Amthor, J.E., & Okkerman, J. (1998): Influence of Early Diagenesis on Reservoir Quality of Rotliegende Sandstones, Northern Netherlands.- *AAPG Bull.*, vol. 82, pp. 2246-2265.
- Andrews, S., & 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., & Morton, D. (Eds): *Wyoming Geol. Ass. 35th Annual Field Conference Guidebook: The Permian and Pennsylvanian Geology of Wyoming*, pp. 183-197.
- Anjos, S.M.C., de Ros, L.F., Silva, C.M.A. (2003): Chlorite authigenesis and porosity preservation in the Upper Cretaceous marine sandstones of the Santos Basin, offshore eastern Brazil.- In: Worden, R.H. & Morad, S. (Eds.): *Clay mineral cements in sandstones*, IAS special publication 34, Blackwell: Malden.
- Bachmann, G. H. & Grosse, S. (1989): Struktur und Entstehung des Norddeutschen Beckens – geologische und geophysikalische - Interpretation einer verbesserten Bouguer-Schwerekarte.- *Nds. Akad. Geowiss. Veröfthl.* vol. 2, pp. 23-47.
- Bachmann, G. H. & Hoffmann, N. (1995): Paläotektonik - Bildung und Entwicklung des Norddeutschen Rotliegend-Beckens.- in E. Plein (Eds.): *Stratigraphie von Deutschland I Norddeutsches Rotliegendbecken Rotliegend Monographien Teil II. Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft, Frankfurt a. M.*, pp. 156-168.
- Bachmann, G.H. & Schwab, M. (2008): Regionalgeologische Stellung.- in: Bachmann, G.H., Ehling, B., Eichner, R., Schwab, M. (Eds): *Geologie von Sachsen-Anhalt*.- Schweizerbart: Stuttgart, pp. 25-34.
- Bachu, S., Gunter, W.D., Perkins, E.H. (1994): Aquifer disposal of CO<sub>2</sub>: hydrodynamic and mineral trapping.- *Energy Conversion and Management*, vol. 35, pp. 269-279.
- Baines, S.J. & Worden, R.H. (2004): Geological storage of carbon dioxide.- in: Baines, S.J. & Worden, R.H. (Eds): *Geological storage of carbon dioxide*, London, Special Publication vol. 233, pp. 1-6.
- Baisert, D. (1990): Zeitliche Fixierung diagenetischer Prozesse in Saxon-Sandsteinen der DDR.- *Z. angewandt. Geol.*, vol. 36, pp. 253-256.
- Baker, P.A., Kastner, M. (1981): Constraints on the formation of sedimentary dolomite.- *Science*, vol. 213, pp. 214–216.

- 
- Bandlowa, T. (1990): Lagerstättenbildung in Teilgebieten der Mitteleuropäischen permokarbonischen Erdgasprovinz.- *Z. angew. Geol.*, vol. 36, pp. 336-341.
- Bandlowa, T. (1998): Erdgasführung im Karbon-Perm-Trias-Komplex der Mitteleuropäischen Senke.- *Geol. Jb.*, vol. A151, pp. 1-65, Hannover.
- Barclay, S.A. & Worden, R.H. (2000): Geochemical modelling of diagenetic reactions in a subarkosic sandstone.- *Clay Min.*, vol. 35, pp. 57-67.
- Basan P.B., Lowden B.D., Whittler P.R., Attard J.J. (1997): Pore-size data in petrophysics - a perspective on the measurement of pore geometry.- in: Lovell M.A. & Harvey P.K. (Eds): *Development in Petrophysics.*- *Geol. Soc. Spec. Publ.*, vol. 122, pp. 47-67.
- Basu, A., Young, S.W., Suttner, L. J., James, W. C. & Mack, G. H. (1975): Re-evaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation.- *J. of Sed. Petr.*, vol. 45, pp. 873-882.
- Baxby, M., Patience, R.L., Bartle, K.D. (1994): The origin and diagenesis of sedimentary organic nitrogen.- *J. Petrol. Geol.* vol. 17, pp. 211-230.
- Beitler, B., Chan, M.A., Parry, W.T. (2003): Bleaching of Jurassic Navajo Sandstone on Colorado Plateau Laramide highs: Evidence of exhumed hydrocarbon supergiants? .- *Geology*, vol 31, pp. 1041-1044.
- Beitler, B., Parry, W.T., Chan, M.A. (2005): Fingerprints of Fluid Flow: Chemical Diagenetic History of the Jurassic Navajo Sandstone, Southern Utah, U.S.A., *Journal of Sedimentary Research.*- vol. 75, pp. 547-561.
- Benek, R. (1995): Late Variscan calderas/volcanotectonic depressions in eastern Germany.- *Terra Nostra* 7/95, pp. 16-19.
- Benek, R., Kramer, W., McCann, T., Scheck, M., Negendank, J.F.W., Korich, D., Huebscher, H.-D., Bayer, U. (1996): Permo-Carboniferous magmatism of the Northeast German Basin.- *Tectonophysics*, vol. 266, pp. 379-404.
- Beninson, K.C. & Golstein, R.H. (2001): Evaporites and siliciclastics of the Permian Nippewalla Group of Kansas, USA: a case for non-marine deposition in saline lakes and saline pans.- *Sedimentology*, vol. 48, pp.165-188, Oxford.
- Benox, D., Ludwig, A.O., Schulze, W., Schwab, G., Hartmann, H., Knebel, G., Januszewski, I. (1997): Struktur und Entwicklung mesozoischer Störungszonen in der Südwest- Altmark.- *Hallesches Jahrb. Geowiss.*, vol. B19, pp. 83-114.
- Berger, A. Gier, S., Krois, P. (2009): Porosity-preserving chlorite cements in shallow-marine volcanoclastic sandstones: Evidence from Cretaceous sandstones of the Sawan gas field.- *Pakistan, AAPG Bulletin*, v. 93, pp. 595-615.
- Bernabe, Y. (1991): Pore geometry and pressure dependence of the transport properties in sandstones.- *Geophysics*, vol. 56, pp. 436-446.
- Berryman J. G. & Blair S. C. (1987): Kozeny-Carman relations and image processing methods for estimating Darcy's constant.- *J. Appl. Phys.* Vol. 62, pp. 2221-2228.
- Berthelsen, A. (1992): From Precambrian to Variscan Europe.- in: Blundell, D., Freeman, R., Mueller St. (Eds.): *A Continent Revealed - The European Geotraverse.*- Cambridge University Press, Cambridge, pp. 153-164.
- Billault, V., Beaufort, D., Baronet, A., Lacharpagne, J.-C. (2003): A nanopetrographic and textural study of graincoating chlorites in sandstone reservoirs.- *Clay Minerals*, vol. 38, pp. 315-328.
- Bildstein, O., Worden, R.H., Brosse, E. (2001): Assessment of anhydrite dissolution as the rate-limiting step during thermochemical sulfate reduction.- *Chemical Geology*, vol. 176, pp.173-189.
- Bjørlykke K. (1983): Diagenetic reactions in Sandstones.- in: Parker, A. & Sellwood, B.W. (Eds.): *Sediment Diagenesis.*- NATO ASI, Series C: Mathematical and Physical Sciences vol. 115, Reidel Publishing Company, Dordrecht, The Netherlands. pp. 169-214.
- Bjørlykke, K., Ramm, M., Saigal, G.C. (1989): Sandstone diagenesis and porosity modification during basin evolution.- *Geol. Rundsch.*, vol. 78, pp. 243-268.
- Bjørlykke, K. & Aagaard, P. (1992): Clay minerals in North Sea sandstones.- In: Houseknecht, D.W. & Pittman, E.D. (Eds.): *Origin, Diagenesis, and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones*, *SEPM Spec. Pub.*, vol. 47, pp. 65-80.

- Bjørlykke, K., & Egeberg, P.K. (1993): Quartz cementation in sedimentary basins: AAPG Bulletin, vol. 77, pp. 1538-1548.
- Bjørlykke, K. (2010): Petroleum geoscience : from sedimentary environments to rock physics.- Springer: Berlin, 508 p.
- Blatt, H., Middleton, G.V. & Murray, R.C. (1980): Origin of sedimentary rocks.- Englewood Cliffs, Prentice-Hall: New Jersey, 782 p.
- Bloch, S. (1991): Empirical prediction of porosity and permeability in sandstones.- AAPG Bulletin, vol. 75, pp. 1145-1160.
- Bloch, S., Mc Gowan, J.H., Duncan, J.R., Brizzolara, D.W. (1990): Porosity prediction, prior to drilling, in sandstones of the Kekituk Formation (Mississippian), North Slope of Alaska.- AAPG Bulletin, vol. 74, pp.1371-1385.
- Bloch, S. (1994): Secondary porosity in sandstones: significance, origin, relationship to subaerial unconformities, and effect on predrill reservoir quality prediction.- In: Wilson M. D. (Ed.): Reservoir quality assessment and prediction in clastic rocks, SEPM Short Course vol. 30, pp. 137-160.
- Bloch, S., Lander, R.H., Bonnell, L. (2002): Anomalously high porosity and permeability in deeply buried sandstone reservoirs: Origin and predictability.- American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, vol. 86, pp. 301.-328.
- Boggs, S. JR. (2009): Petrology of Sedimentary Rocks.- 2.Aufl., University Press: Cambridge, 600 p.,
- Boles, J. R. & Franks, S. G. (1979): Clay diagenesis in Wilcox sandstones of southwest Texas: implications of smectite diagenesis on sandstone cementation.- J. Sed. Petrol., vol. 49, pp. 55-70.
- Boles, J.R. & Ramseyer, K. (1987): Diagenetic Carbonate in Miocene Sandstone Reservoir, San Joaquin Basin, California.- AAPG Bull., vol. 71, pp. 1475-1487.
- Bouch, J.E., Hole, M.J., Trewin, N.H., Chenery, S., Morton, A.C. (2002): Authigenic apatite in a fluvial sandstone sequence: evidence for rare-earth element mobility during diagenesis and a tool for diagenetic correlation.- Journal of sedimentary research, vol. 72, pp. 59-67.
- Brandt, F. Bosbach, D., Krawczyk-Bärsch, E., Arnold, T., Bernhard, G. (2003): Chlorite dissolution in the acid pH-range: A combined microscopic and macroscopic approach.- Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 67, pp. 1451-1461.
- Brantley S. L. & Chen Y. (1995): Chemical Weathering Rates of Pyroxenes and Amphiboles.- in: White, A. F. & Brantley, S. L. (Eds): Reviews in Mineralogy.- Min. Soc. Am. vol. 31, pp. 119-172.
- Brantley, S.L. & Mellot, N.P. (2000): Surface area and porosity of primary silicate minerals.- Amer. Mineral, vol. 85, pp. 1767-1783.
- Brauckmann, F. & Littke, R. (1989): Organische Spuren in Rotliegend Sedimenten NW-Deutschlands.- Nachrichten der Dt Geol Gesellschaft, vol. 41, pp. 17-18.
- Briere, P.R. (2000): Playa, playa lake, sabkha: proposed definitions for old terms.- Journal of Arid Environments, vol. 45, pp. 1-7.
- Brindley, G.W. & Brown, G. (1980): Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification.- Mineral. Soc. Monograph: London, 495 p.
- Brunauer, S., Emmet, P.H. & Teller, E. (1938): Adsorption of gases in multimolecular layers.- J. Amer. Chem. Soc., vol. 60, pp. 309-319.
- Buatier, M. D., Deneele, D., Dubrois, M., Potdevin, J. L. & Lopez, M. (2000): Nacrite in the Lodeve Permian Basin: a TEM and fluid-inclusion study.- Eur. J. Mineral., vol. 12, pp. 329-340.
- Bucke, D. P. & Mankin, C. J. (1971): Clay-mineral diagenesis within interlaminated shales and sandstones.- J. Sediment. Petrol., vol. 41, pp. 971-981.
- Budzinski, H. & Judersleben, G. (1980): Zur Diagenese tonarmer Sandsteine.- Z. angew. Geol., vol. 26, pp. 302-308.
- Burley, S.D. (1984): Patterns of diagenesis in the Sherwood Sandstone Group (Triassic), United Kingdom.- Clay Min., vol. 19, pp. 403-440.

- 
- Burley, S.D. & Kantorowicz, J.D. (1986): Thin section and SEM textural criteria for the recognition of cement-dissolution porosity in sandstones.- *Sedimentology*, vol. 33, pp. 587-604.
- Burley, S.D. (1986): The development and destruction of porosity within Upper Jurassic reservoir sandstones of the Piper and Tartan Fields, Outer Moray Firth, North Sea.- *Clay Min.*, vol. 21, pp. 649-694.
- Burley, S.D. & Flisch, M. (1989): K/Ar geochronology and the timing of detrital I/S clay illitization and authigenic illite precipitation in the Piper and Tartan fields, outer Moray Firth, UK North Sea.- *Clay Minerals*, vol. 24, pp. 285-315.
- Carman P.C. (1937): Fluid flow through a granular bed.- *Trans. Inst. Chem. Eng.*, v. 15, p. 150–156.
- Carotheers, W. W. & Kharaka, Y. K. (1978): Aliphatic Acid Anions in Oil-Field Waters - Implications for Origin of Natural Gas.- *AAPG Bull.*, vol. 62, pp. 2441-2453.
- Carvalho, M.V.F., De Ros L.F., N.S. Gomes (1995): Carbonate cementation patterns and diagenetic reservoir facies in the Campos Basin.- *Marine and Petroleum Geology*, vol. 12, pp. 741-758.
- Carstea, D.D., Harward, M.E., Knox, E.G. (1970): Comparison of iron and aluminium hydroxy interlayers in montmorillonite and vermiculite: I. Formation.- *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, vol. 34, pp. 517–521.
- Cerepi, A., Durand, C., Brosse, E. (2002): Pore microgeometry analysis in low-resistivity sandstone reservoirs.- *Journal of Petroleum Science and Engineering* vol. 35, pp. 205-232.
- Chadwick, R.A., Holloway, S., Brook, M.S., Kirby, G.A. (2004): The case for underground CO<sub>2</sub> sequestration in northern Europe.- in: Baines, S.J. & Worden, R.H. (Eds): *Geological storage of carbon dioxide*, London, Special Publication, vol. 233, pp.17-24.
- Chameides, W.L. & Perdue, E.M. (1997): Biogeochemical cycles – a computer-interactive study of earth system change.- Oxford university press: New York, 224 p.
- Chamley, H. (1994): Clay mineral diagenesis.- in: Parker, A. & Sellwood, B.W. (Eds.): *Quantitative diagenesis: Recent Developments and Applications to Reservoir Geology*, pp. 161-188.
- Chan, M. A., Parry, W. T., Bowman, J. R. (2000): Diagenetic Hematite and Manganese Oxides and Fault-Related Fluid Flow in Jurassic Sandstones, Southeastern Utah.- *AAPG Bull.*, vol. 84, pp.1281-1310.
- Chang, H. K., Mackenzie, F. T., Schoonmaker, J. (1986): Comparison between the diagenesis of dioctahedral and trioctahedral smectite, Brazilian offshore basins.- *Clay. Clay Mineral.*, vol. 34, pp. 407-423.
- Chilingarian, G.V. (1963): Relationship between porosity, permeability and grain size distributions of sands and sandstones.- in: Van Straaten, J.U. (Ed): *Deltaic and shallow marine deposits*. Elsevier Science Publication Co, New York, Amsterdam, pp. 71-75.
- Chilingarian G.V., Torabzadeh J., Riecke H.H., Metghalchi M., Mazzullo S.J. (1992): Interrelationships among Surface Area, Permeability, Porosity, Pore Size and Residual Water Saturation.- *Developments in Petroleum Science*, vol. 30, pp. 379-397.
- Chierici, G.L. (1995): *Principles of petroleum reservoir engineering 2*, Springer: Berlin, 398 p.
- Claret, F., Bauer, A., Schäfer, T., Griffault, L., Lanson, B. (2002): Experimental investigation of the interaction of clays with high-pH solutions: A case study from the Callovo-Oxfordian Formation, Meuse-Haute Marne Underground Laboratory (France).- *Clays Clay Min.*, vol. 50, pp. 633-646.
- Clark, J.E. & Reinson, G.E. (1990): Continuity and performance of an estuarine reservoir, Crystal Field, Alberta Canada.- in: Barwis, J.H., McPherson, J.G., Studlick, J.R.J. (Eds): *Sandstone Petroleum Reservoirs*, Springer: Berlin, pp. 343-361.
- Clauser, C. & Pape, H. (2003): Das Erkennen, Beschreiben und Erklären von Mustern der Permeabilitätsverteilung in zementierten Speichergesteinen mit geophysikalischen Logs, fraktalen Strukturmodellen und gekoppelten numerischen Simulationen.- *Endbericht zu CL 121/11-1: Zementation von Speicherhorizonten*, 17 p.
- Clément, J.C., Shrestha, J., Ehrenfeld, J.G., Jaffé, P.R. (2005): Ammonium oxidation coupled to dissimilatory reduction of iron under anaerobic conditions in wetland soils.- *soil biology & biochemistry*, vol. 37, pp. 2323-2328.
- Collinson, J.D. & Thompson, D.B. (1989): *Sedimentary Structures*.- Hyman: London, 207 p.

- Cord, M. (1994): Diagenese äolischer Sandsteine im Oberrotliegenden Norddeutschlands.- Dissertation, Universität Mainz, 119 p.
- Coskun, S.B. & Wardlaw, N.C. (1996): Image analysis for estimating ultimate oil recovery efficiency by waterflooding for two sandstone reservoirs.- *Journal of Petroleum Science and Engineering*, vol. 15, pp. 237-250.
- Crabaugh, M. C., & Kocurek, G. (1993): Entrada Sandstone - example of a wet eolian system.- in: Pye, K. (Ed.): *The Dynamics and Environmental Context of Aeolian Sedimentary Systems*, The Geological Society of London, Special Publication, vol. 72, pp.103-126.
- Cuiec, L. (1987): Wettability and oil reservoirs.- in: Kleppe, J. (Ed.): *North Sea Oil and Gas reservoirs*, Graham and Trotman: London, pp. 193-207.
- Curiale, J.A. (1985): Origin of solid bitumens, with emphasis on biological marker results.- *Org. Geochem.*, vol.10, pp. 559-580.
- Curtis C.D. & Spears D.A. (1971): Diagenetic development of kaolinite.- *Clays and Clay Minerals*, vol. 19, pp. 219-227.
- Curtis C.D. (1983): Link between aluminium mobility and destruction of secondary porosity.- *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, vol. 67, pp. 380-384.
- Curtis C.D. (1985): Clay mineral precipitation and transformation during burial diagenesis.- *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, vol. 315, pp. 91-105.
- Curtis, C.D., Hughes, C.R., Whiteman, J.A., Whittle, C.K. (1985): Compositional variation within some sedimentary chlorites and some comments on their origin.- *Mineral. Mag.*, vol. 49, pp. 375-386.
- Curtis, C. D. & Coleman, M. L. (1986): Controls on the precipitation of early diagenetic calcite, dolomite and siderite concretions in complex depositional sequences.- In: Gautier, D. L. (Ed.): *Roles of organic matter in sediment diagenesis*. Society of Economic Paleontologists & Mineralogists, Special Publication, vol. 38, pp. 23-33.
- David, F., Gast, R., Kraft, T. (1993): Relation between facies, diagenesis, and reservoir quality of Rotliegende Reservoirs in North Germany (abstract).- *AAPG Bulletin*, vol. 77, pp. 1617.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (1992): *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*.- 2. Aufl., 696 p., Harlow, Essex, England (Longman).
- Degens, E.T. (1968): *Geochemie der Sedimente*.- Enke: Stuttgart, 282 p.
- De Ros L.F., Sgarbi, G.N.C., Morad, S. (1994): Multiple authigenesis of K-feldspar in sandstones: evidence from the Cretaceous Areado Formation, São Francisco Basin.- *Central Brasil. Jour. of Sedimentology Research*, vol. A64, pp. 778-787.
- Deutrich, T. (1993): Illitbildung in Rotliegend-Sandsteinen des Norddeutschen Beckens.- Dissertation, Universität Mainz, 179 p.
- Dickinson, W.R. (1970): Interpreting detrital modes of greywacke and arkose.- *Journal of sedimentary petrology*, vol. 40, pp. 695-707.
- Dickinson, W. R. (1985): Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones.- In: Zuffa, G.G. (Ed): *Provenance of arenites*.- Dordrecht, Reidel, vol. 148, pp. 333-361.
- Dickinson, W. R. & Suczek, C. A. (1979): Plate tectonics and sandstone compositions.- *AAPG Bull.*, vol. 63, pp. 2164-2182.
- Dickinson, W.W., & Ward, J.D. (1994): Low depositional porosity in eolian sands and sandstones, Namib Desert.- *Journal of Sedimentary Research*, vol. A64, pp. 226-232.
- Dixon, S.A., Summers, D.M., Surdam, R.C. (1989): Diagenesis and preservation of porosity in Norphlet Formation (Upper Jurassic), southern Alabama.- *AAPG Bull.*, vol. 73, pp. 707-728.
- Djunin, V.I. & Korzun, A.V. (2010): *Hydrogeodynamics of oil and gas basins*.- Springer: Dordrecht, 395 p.
- Dolbert, G. (1998): *Das Oberrotliegend im Flechtinger Höhenzug bei Bebertal, Sachsen-Anhalt – Untersuchungen zur Genese, Sedimentologie, Geometrie und Petrophysik der Dünen des Flechtinger Bausandsteins*.- Diplomarbeit, Universität Kiel.

- 
- Dullien F.A.L. (1992): Porous Media, Fluid Transport and Pore Structure.- Academic Press, Inc., San Diego, 574 p.
- Durand, B., B. Alpern, J.L. Pittion, B. Pradier (1986): Reflectance of vitrinite as a control of thermal history in sediments.- in Burrus, J. (Ed.): Thermal Modeling in Sedimentary Basins, Editions Technip, Paris, 624 p.
- Drever, J.I. (1997): The geochemistry of natural waters.- Prentice-Hall: Upper Saddle River, 436 p.
- Drong, H.J. (1979): Diagenetische Veränderungen in den Rotliegend Sandsteinen im NW Deutschen Becken.- Geologische Rundschau, vol. 68, pp. 1172–1183.
- Drong, H.J., Plein, E., Sannemann, D., Schuepbach, M.A., Zimdars, J. (1982): Der Schneverdingen-Sandstein des Rotliegenden - eine äolische Sedimentfüllung alter Grabenstrukturen.- Z. dt. geol. Ges., vol. 133, pp. 699-725.
- Ehrenberg, S.N. (1989): Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones: Discussion, Compaction and porosity evolution of Pliocene sandstones, Ventura Basin, California.- Discussion. AAPG Bull., vol. 73, pp. 1274-1276.
- Ehrenberg S.N. & Nadeau P.H. (1989): Formation of diagenetic illite in sandstones of the Garn Formation, Haltenbanken area, Mid Norwegian continental shelf.- Clay Miner., vol. 24, pp. 233-253.
- Ehrenberg, S.N. (1993): Preservation of anomalously high porosity in deeply buried sandstones by grain-coating chlorite, examples from the Norwegian Continental Shelf.- AAPG Bull., vol. 77: pp. 1260-1286.
- Ehrenberg, S.N. (1995): Measuring sandstone compaction from modal analyses of thin sections: How to do it and what the results mean.- J. Sediment. Res., vol. A65, pp. 369-379.
- Ehrlich R., Kennedy S.K., Crabtree S.J., Cannon R.L. (1984): Petrographic image analysis 1. Analysis of reservoir pore complexes.- J. Sed. Petrol., vol. 54, pp. 1365-1378.
- Ehrlich, R., Crabtree J., Horkowitz, K.O., Horkowitz, J.P. (1991): Petrography and reservoir physics: I. Objective classification of reservoir porosity.- AAPG Bulletin, vol. 75, pp. 1547–1562.
- Eiserbeck, W., Mehlhorn, S., Müller, E.P., Schimanski, W., Schretzenmayr, S. (1992): Zum Kohlenwasserstoffpotential des Präperms in den östlichen Bereichen der Bundesrepublik.- in: DGMK- Tagungsbericht 9303, Hamburg, pp. 31-54.
- Ellenberg, J. (1970): Lithologische Spezialaufnahme des sedimentären (postvulkanischen) Rotliegenden der Bohrung Peckensen 4/67 Teil I+II., Zentralinstitut Physik der Erde der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, 57 p.
- Ellenberg, J., Falk, F., Grumbt, E., Lütznier, H. & Ludwig, A. O. (1976): Sedimentation des höheren Unterperms der Flechtinger Scholle.- Z. geol. Wiss., vol. 5, pp. 705-737.
- England, W.A. & Meckenzie, A.S. (1989): Some aspects of the organic geochemistry of petroleum fluids.- Geologische Rundschau, vol. 78, pp. 291-303.
- Ernst, W. G. & Blatt, H. (1964): Experimental study of quartz overgrowths and synthetic quartzites.- Jour. Geology, vol. 72, pp. 461-470.
- Esequin, J. (1969): Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité.- Bull centre Centre Rech. Pau-SNPA, vol. 1,2, pp. 259 -278.
- Eslinger, E. & Pevear, D. (1988): Clay minerals for petroleum geologists and engineers.- SEPM Short course notes, vol. 22, pp. 356 p.
- Eugster, H.P. & Hardie, L.A. (1978): Saline lakes.- in: Lerman A. (Ed.): Lakes, Chemistry, Geology and Physics, Springer: Berlin, pp. 237-293.
- Fens, T. W. (2000): Petrophysical properties from small rock samples using image analysis techniques.- Dissertation, Technical University of Delft, Netherlands, 199 p.
- Fischer, C. (2002). Oberflächenquantifizierung an Schwarzpeliten unterschiedlicher Verwitterungsgrade.- Dissertation Universität Jena, 117 p.
- Fischer, C., Gaupp, R., Rusek, M. (2003): Oberrotliegendes in Bebertal: Räumliches Faziesmodell einer äolisch-fluviatilen Schichtenfolge.- Jena, 59 p.

- Fischer, C. & Gaupp, R. (2004): Multi-scale rock surface area quantification-a systematic method to evaluate the reactive surface area of rocks.- *Chemie der Erde* vol. 64, pp. 241–256.
- Fischer, C., Gaupp, R., Dimke, M. & Sill, O. (2007): 3D high resolution model of bounding surfaces in aeolian-fluvial deposits: An outcrop analogue study from the Permian Rotliegend, Northern Germany.- *Journal of Petroleum Geology* vol. 30, pp. 257-273.
- Fischer, C., Dunkl, I., von Eynatten, H., Wijbrans, J.R., Gaupp, R. (2012): Products and timing of diagenetic processes in Upper Rotliegend sandstones from Bebertal (North German Basin, Parchim Formation, Flechtingen High, Germany).- *Geol. Mag.*, pp. 1-14.
- Fischer, S., Zemke, K., Liebscher, A., Wandrey, M. (2010): Long term CO<sub>2</sub> exposure experiments – Geochemical effects on brine-saturated reservoir sandstone.- *Geophysical research abstracts*, vol. 12, EGU 2010.
- Fisher, Q.J., Knipe, R., 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. & Morad, S. (Eds): *Quartz cementation in sandstones*, IAS special publication, Blackwell Science, vol. 29, pp. 129-146.
- Folk R.L. & Ward W.C. (1957): Brazos river bar - a study of significant grain size parameters.- *J. Sediment. Petrol.*, vol. 27, pp. 3-26.
- Franke, D. (1990): Der präpermische Untergrund der Mitteleuropäischen Senke - Fakten und Hypothesen.- *Nds. Akad. Geowiss. Veröfftl.*, pp. 19-75.
- Franke, D., Hoffmann, N., Lindert, W. (1995): The Variscan Deformation Front in East Germany, Part 1: Geological and Geophysical Constraints.- *Z. angew. Geol.*, vol. 41, pp. 83-91.
- Franke, D., N, H. & Lindert, W. (1996): The Variscan Deformation Front in East Germany Part 2: Tectonic Interpretation.- *Z. angew. Geol.*, vol. 42, pp. 44-56.
- Franke, D. (2003): *Regionalgeologie Ostdeutschlands – Ein Wörterbuch*.- [www.regionalgeologie-ost.de](http://www.regionalgeologie-ost.de)
- Franks, S.G. & Forester, R.W. (1984): Relationships among secondary porosity, pore-fluid chemistry and carbon dioxide, Texas Gulf Coast.- in: Mc Donald, D.-A. & Surdam, R.C. (Eds): *Clastic diagenesis*: pp. 63-81.
- Friberg, L., Poelchau, H.S., Kross, B., Littke, R. (2000): 3 D modelling of thermal history and simulation of methane and nitrogen migration along the Northeastern German seismic DEKORP profile 9601.- *J. Geoch. Expl.*, vol. 69-70, pp. 263-267.
- Fryberger, S. G., Al-Sari, A. & Clisham, T. (1983): Eolian Dune, Interdune, Sand Sheet, and Siliciclastic Sabkha Sediments of an Offshore Prograding Sand Sea, Dhabran, Saudi Arabia.- *AAPG Bulletin*, vol. 67, pp. 280- 312.
- Fryberger, S.G., Al-Sari, A.M. Clisham, T.J., Rizvi, Khattab G. (1984): Wind sedimentation in the Jafurah sand sea, Saudi Arabia.- *Sedimentology*, vol. 31, pp. 413-431.
- Fryberger, S. G. (1993): A review of aeolian bounding surfaces, with examples from the Permian Minnelusa Formation, USA.- in: ed: North, C. P. & Prosser, D. J. (Eds): *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*, London, pp. 167-197.
- Fryberger, S. G., Schenk, C. J. & Krystinik, L. F. (1988): Stokes surfaces and the effects of near-surface groundwater-table on aeolian deposition.- *Sedimentology*, vol. 35, pp. 21-41.
- Füchtbauer, H. (1979): Die Sandsteindiagenese im Spiegel der neueren Literatur.- *Geol. Rundsch.*, vol. 68, pp. 1125-1151.
- Füchtbauer, H. (1983): Facies controls on sandstone diagenesis.- in: Parker, A. & Sellwood, B.W. (Eds.): *Sediment Diagenesis*, pp. 269-288.
- Füchtbauer, H. (1988): *Sedimente und Sedimentgesteine. Sediment-Petrologie Teil 2*.- Schweizerbart: Stuttgart, 1141 p.
- Füchtbauer, H., Jankowski, B., David, F., Frank, F., Kraft, T., Sedat, B., Selter, V., Stehlau, K. (1989): *Sedimentologie des Nordwestdeutschen Oberkarbons*.- *Nachrichten der deutschen geologischen Gesellschaft*, vol. 41, pp. 31.
- Gabriel, W: (1989): *Der permokarbone Vulkanismus der Altmark*, Dissertation Universität Halle, 151 p.
- Ganor, J., Reznik, I. J., Rosenberg, Y. O. (2009): Organics in Water-Rock Interactions.- *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, vol. 70, pp. 259-369.

- 
- Gaupp, R. (1989): Lithofazies-Typen des Rotliegenden.- BEB Erdgas Erdöl: Hannover, 120 p.
- Gaupp, R., Matter, A., Platt, J., Ramseyer, K., Walzebeck, J.P. (1993): Diagenesis and Fluid Evolution of Deeply Buried Permian (Rotliegende) Gas Reservoirs, Northwest Germany.- AAPG Bull., vol 77 , pp. 1111-1128.
- Gaupp, R. (1996): Diagenesis types and their application in diagenesis mapping.- Zbl. Geol. Paläont., Teil 1: pp. 1183-1199.
- Gaupp, R. & Fischer, C. (1999): Diagenese der Oberrotliegend-Sedimente des Flechtinger Höhenzugs.- Jena, 62 p.
- Gaupp, R. & Fischer, C. (2000): Diagenese der Oberrotliegendesandsteine aus den Bohrungen Leer Z2 & Z3.- Jena, 32 p.
- Gaupp, R., Gast, R., Forster, C. (2000): Late Permian playa lake deposits of the southern Permian Basin (central Europe) .- in Gierlowski-Kordesch, E.H., Kelts, K.R., (Eds.): Lake Basins through Space and Time: American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology, vol. 46, pp. 75–86.
- Gaupp, R., Solms, M., Deutrich, T. (2001): Einfluß der Tonmineralgenese auf das Speicherverhalten von Rotliegendenandsteinen des Nordwestdeutschen Beckens.- DGMK Tagungsbericht, vol. 2, pp. 61-68, Celle.
- Gaupp, R. (2003): The Permian megaplayas of Central Europe – Do we have Recent analogs?. – XVth International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy (ICC-P).- August 10–16, 2003, Utrecht, abstracts, pp. 164–165, Utrecht.
- Gaupp, R., Baunack, C., Pudlo, D., Solms, M., Trappe, H., Schubart-Engelschall, J., Samiee, R., Littke, R., Schwarzer, D., Oncken, O., Krawczyk, C.M., Tanner, D. (2005): Paleo Oil- and Gasfields in the Rotliegend of the North German Basin: Effects upon Hydrocarbon Reservoir Quality.- DGMK-Forschungsbericht, vol. 593-8, pp. 1-242.
- Gaupp, R. & Brenner, S.L. (2006): Diagenese-Upscaling-Techniken für die Reservoir-Simulation mit Hilfe geostatistischer Verfahren: Vorstudie zur Einsatzmöglichkeit des Semivariogramm-Verfahrens.- DGMK- Forschungsbericht, DGMK: Hamburg, 68 p.
- Gaupp, R., & Schöner, R. (2008): Intra-reservoir generation of organic acids and late stage enhanced porosity in sandstones (abstract): American Association of Petroleum Geologists, Annual Convention.- San Antonio, Texas, 2008, abstracts.
- Gaupp, R. & Okkerman, J.A. (2011): Diagenesis and reservoir quality of Rotliegend Sandstones in the Northern Netherlands – a review.- in: Grötsch, J. & Gaupp, R. (Eds.): The Permian Rotliegend of the Netherlands.- SEPM-Spec Publ 89, pp. 193-226.
- Gardiner, S., Thomas, D.V., Bowering, E.D., McMinn, L.S. (1990): Abraided fluvial reservoir, Peco field, Alverta, Canada.- in: Barwis, J.H., McPherson, J.G., Studlick, J.R.J. (Eds.): Sandstone Petroleum Reservoirs: Springer: New York, pp. 31-56.
- Gast, R. (1988): Rifting im Rotliegend Niedersachsens.- Die Geowissenschaften, vol. 6, pp. 115-122.
- Gast, R., Pasternak, M., Piske, J., Rasch, H.-J. (1998): Das Rotliegend im nordostdeutschen Raum: regionale Übersicht, Stratigraphie, Fazies und Diagenese.- Geol. Jb.,vol. 149, pp. 59-79.
- Gast R. (1991): The Perennial Rotliegend Saline Lake in NW-Germany.- Geol. Jb., vol. A 119, pp. 25-59.
- Gast, R. & Gebhardt, U. (1995): Elbe-Subgruppe.- in E. Plein (Ed.): Stratigraphie von Deutschland I Norddeutsches Rotliegendbecken Rotliegend Monographien Teil II.- Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft, Frankfurt a. M., pp. 121-125.
- Gast, R., Pasternak, M., Piske, J. & Rasch, H.-J. (1998): Das Rotliegend im nordostdeutschen Raum: Regionale Übersicht, Stratigraphie, Fazies und Diagenese.- In: Karnin, W.D., Merkel, D., Piske, J., Schretzenmayer, S. (Eds.): Geowissenschaftliche Ergebnisse der Kohlenwasserstoff-Exploration im Land Brandenburg und im Thüringer Becken in den Jahren 1991-1996 (Zechstein und Rotliegend). Geol. Jb. vol. A 149, pp. 59-79.
- Gast, R., Duser, M., Breitkreuz, C., Gaupp, R., Schneider, J.W., Stemmerik, L., Geluk, M., Geißler, M., Kiersnowski, H., Glennie, K., Kabel, S., Jones, N. (2010): Rotliegend.- in: Doornenbal, J.C. and Stevenson, A.G. (Eds): Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area. EAGE Publications b.v. (Houten): pp. 101-121.

- Gebhardt, U., Schneider, J., Hoffmann, N. (1991): Modelle zur Stratigraphie und Beckenentwicklung im Rotliegenden der Norddeutschen Senke.- Geologisches Jahrbuch, vol. A127, pp. 405–427.
- Gebhardt, U. & Plein, E. (1995): Neue Rotliegend-Gliederung.- in Plein, E. (Ed.): Stratigraphie von Deutschland I: Norddeutsches Rotliegendbecken Rotliegend Monographien Teil II.- Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft, Frankfurt a. M., pp. 18-24.
- Geißler, M., Breitkreuz, C., Kiersnowski, H. (2008): Late Paleozoic volcanism in the central part of the Southern Permian Basin (NE Germany W Poland): Facies distribution and volcano-topographic hiatus.- Int J Earth Science, vol. 97, pp. 973–989.
- Geluk, M.C. (2007): Permian.- in: Wong, T.E., Batjes D.A.J., de Jager, J. (Eds.): Geology of the Netherlands, Royal Netherlands Academy of Arts and Sciences.- pp. 63–83.
- George, G. T. & Berry, J. K. (1993): A new lithostratigraphy and depositional model for the Upper Rotliegend of the UK sector of the southern North Sea.- in: North, C. P. & Prosser, D. J. (Eds.): Characterization of fluvial and aeolian reservoirs. Geol. Soc. London, Spec. Publ., vol. 73, pp. 291-319.
- Georgi D.T. & Menger S.K. (1994): Reservoir quality, porosity and permeability relationships.- Trans. 14, Mintrop Seminar, DGMK and Ruhr Universität Bochum, vol. 163, pp. 1-35.
- Gerdes, G., Klenke, T. & Noffke, N. (2000): Microbial signatures in peritidal siliciclastic sediments: a catalogue.- Sedimentology, vol. 47, pp. 279–308, Oxford.
- Giles, M.R. & Marshall, J.D. (1986): Constraints on the development of secondary porosity in the subsurface: re-evaluation of processes, Mar. Petrol. Geol., vol. 3, pp. 243-255.
- Giles, M.R. & De Boer, R.B. (1990): Origin and significance of redistributional secondary porosity.- Mar. Petrol. Geol., vol. 7, pp. 378-397.
- Glennie, K. W. (1970): Desert Sedimentary Environments.- Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 222 p.
- Glennie, K.W. (1972): Permian Rotliegendes of Northwest Europe interpreted in the light of modern desert sedimentation studies.- AAPG Bulletin, vol 56, pp. 1048–1071.
- Glennie, K.W., Mudd, G., 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. London, vol. 135, pp. 25-34.
- Glennie, K. W. (1982): Early Permian (Rotliegendes) palaeowinds of the North Sea.- Sediment. Geol., vol. 34, pp. 245-265.
- Glennie, K.W. (1990): Early Permian: Rotliegend.- in: Glennie, K.W. (Ed.): Introduction to the Petroleum Geology of the North Sea.- 3rd Edition: Oxford, Blackwell, pp. 120-152.
- Gold, P. B. (1987): Textures and geochemistry of authigenic albite from Miocene Sandstones.- Louisiana Gulf Coast.- Journal of Sedimentary Petrology, vol. 58, pp. 353-362.
- Glennie, K.W. (1998): Petroleum Geology of the North Sea: basic concepts and recent advances.- 636 p., Oxford (Blackwell Science).
- Goodall, T., North, C. P. & Glennie, K. W. (2000): Surface and subsurface sedimentary structures produced by salt crusts.- Sedimentology, vol. 47, pp. 99-118.
- Gottesmann, W. (1995): Stoffliche Unterschiede in den Sandsteinen des Saxon in der Mitteleuropäischen Senke.- Z. geol. Wiss., vol. 23, pp. 449-469, Berlin.
- Gralla P. (1988): Das Oberrotliegende in NW-Deutschland - Lithostratigraphie und Faziesanalyse.- Geol. Jb., vol. A106, pp. 56.
- Gregg, S.J. & Sing, K.S.W. (1991): Adsorption, Surface Area and Porosity.- Academic Press: London, 303 p.,.
- Gunter, W.D., Perkins, E.H., McCann, T.J. (1993): Aquifer disposal of CO<sub>2</sub>-rich greenhouse gases: reaction design for added capacity.- Energy Conversion and Management, vol. 34, pp. 941-948.
- Gunter, W.D., Wiwchar, B., Perkins, E.H. (1997): Aquifer disposal of CO<sub>2</sub>-rich greenhouse gases: extension of the time scale experiment for CO<sub>2</sub> sequestering reactions by geochemical modeling.- Mineralogy and Petrology, vol. 59, pp. 121-140.

- 
- Güven, N., Hower, W.F., Davies, D.K. (1980): Nature of authigenic illites in sandstone reservoirs  
Journal of Sedimentary Research.- vol. 50, pp. 761-766.
- Hall, D.J., Skerrett, E.J., Thomas, W.D.E. (1978): Critical point drying for scanning electron microscopy:  
a semi-automatic method of preparing biological specimens.- J. Microbiol., vol. 113, pp. 277-  
290.
- Hancock, N.J. (1978): Possible causes of Rotliegend sandstone diagenesis in northern W. Germany.-  
J. Geol. Soc. London, vol. 135, pp. 35-40.
- Handford, C.R. (1982): Sedimentology and evaporite genesis in a Holocene continental-sabkha playa  
basin-Bristol Dry Lake, California.- Sedimentology, vol. 29, pp. 239-253.
- Hanor, J.S. (1994): Origin of saline fluids in sedimentary basins.- in Geofluids: Origin, Migration and  
Evolution of fluids in sedimentary basins, Geological Society Special Publishing House: Bath,  
pp. 151-174.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R. (1987): Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the  
Triassic.- Science, vol. 235, pp. 1156-1167.
- Hardie, L.A. (1968): The origin of recent non-marine evaporite deposits of Saline Valley, Inyo County,  
California.- Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 32, pp.1279-301.
- Harms, J.C., Tackenberg, P., Pickles, E., Pollock, R.E (1981): The Brae oilfield area.- in Heyden, S.  
(Ed.): Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe.- London, pp. 362-  
367.
- Hartmann, B. (1997): Mobilität von Seltenen-Erd-Elementen und deren Fixierung in Karbonatphasen  
am Beispiel von Rotliegend-Sandsteinen des Norddeutschen Beckens.- Dissertation,  
Universität Mainz, 116 p.
- Hartmann, M. (1963): Einige geochemische Untersuchungen an Sandsteinen aus Perm und Trias.-  
Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 27, pp. 459-499.
- Hasner, K. (2004): Untersuchungen an Hämatit-Tonmineralkrusten in Rotliegendesandsteinen des  
Norddeutschen Beckens.- Universität Jena, 145 p.
- Haszeldine, R.S., Quinn, O., England, G., Wilkinson, M., Shipton, Z.K., Evans, J.P., Heath, J., Crossey,  
L., Ballentine, C.J., Graham, C.M. (2005): Natural geochemical analogues for carbon dioxide  
storage in deep geological porous reservoirs, a United Kingdom perspective.- Oil Gas Sci.  
Technol. / Rev. IFP, vol. 60, pp. 33-49.
- Hawkins, P.J. (1978): Relationship between diagenesis, porosity reduction, and oil emplacement in late  
Carboniferous sandstone reservoirs, Bothamsall Oilfield.- E Midlands Journal of the Geological  
Society, vol. 135, pp. 7-24.
- Hay, R.L. & Sheppard, R.A. (2001): Occurrence of zeolites in sedimentary rocks: an overview.- in: Bish,  
D.L. & Ming, D.W. (Eds.): Natural zeolites: occurrence, properties, applications.- Reviews in  
Mineralogy and Geochemistry, vol. 45, pp. 217-234.
- Heaviside, J., Langley, G.O., Pallat, N. (1983): Permeability characteristics of Magnus reservoir rock.-  
in: Transactions of the SPWLA 8<sup>th</sup> European Formation Evaluation Symposium.- Society of  
Professional Well Log Analysts, Houston, Texas, pp. 1-29.
- Hedemann, H. A., & Teichmueller, R. (1971): Die palaeogeographische Entwicklung des  
Oberkarbons.- Fortschrittliche Geologie Rheinland und Westfalen, vol. 19, pp. 129-142.
- Hedemann, H.-A., Schuster, A., Stancu-Kristoff, G., Löscher, J. (1984): Die Verbreitung der Kohleflöze  
des Oberkarbons in Nordwestdeutschland und ihre stratigraphische Einstufung.- Fortschr. Geol.  
Rheinl. u. Westf., vol. 32, pp. 39-88.
- Helmuth, H.J. & Süssmuth, S. (1995): Ostteil des Norddeutschen Beckens.- in: Plein, E. (Ed.):  
Stratigraphie von Deutschland I Norddeutsches Rotliegendbecken Rotliegend Monographien  
Teil II. Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft, Frankfurt a. M. pp. 16-18.
- Herron, M. M. (1988): Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log  
data.- J. of Sed. Petr., vol. 58, pp. 820-829.
- Hetzer, H. & Katzung, G. (1985): Zur Bildung der Erdgas-Lagerstätten im Rotliegenden der  
Mitteleuropäischen Senke.- Zeitschrift für angewandte Geologie, vol. 31, pp. 285-290.
- Heydari, E., Moore, C.H. (1989): Burial diagenesis and thermochemical sulfate reduction, Smackover  
Formation, southeastern Mississippi Salt Basin.- Geology, vol. 12, pp. 1080-1084.

- Hillier S. (1993): Origin, diagenesis and mineralogy of chlorite minerals in Devonian lacustrine mudrocks, Arcadian Basin, Scotland.- *Clays Clay Miner.*, vol. 41, pp. 240-59.
- Hillier, S. (1994): Pore-lining chlorites in siliciclastic reservoir sandstones: Electron microprobe, SEM and XRD data, and implications for their origin.- *Clay Min.*, vol. 29, pp. 665-679.
- Hillier S., Fallick A.E. & Matter A. (1996): Origin of pore-lining chlorite in the aeolian Rotliegend of northern Germany.- *Clay Minerals*, vol. 31, pp. 153-171.
- Hillier, S. (2003): Quantitative analysis of clay and other minerals in sandstones by X-ray powder diffraction (XRPD).- in: Worden, R.H. & Morad, S. (Eds.): *Clay mineral cements in sandstones*, IAS special publication: Malden, vol. 34, pp. 213-251.
- Hoffmann, N. (1990): Zur paläodynamischen Entwicklung des Präzechsteins in der Nordostdeutschen Senke.- *Nds. Akad. Geowiss. Veröfftl.*, vol. 4, pp. 5-18.
- Hoffmann, N., Kamps, H.-J. & Schneider, J. (1989): Neuerkenntnisse zur Biostratigraphie und Paläodynamik des Perms in der Nordostdeutschen Senke - ein Diskussionsbeitrag.- *Z. angew. Geol.*, vol. 35, pp. 198-207.
- Hoffmann, N., Jödicke, H., Gerling, P. (2001): The distribution of Pre-Westphalian source rocks in the North German Basin - Evidence from magnetotelluric and geochemical data.- *Geol. Mijnbouw Neth. J. Geoscience*, vol. 80, pp. 71-84.
- Hoffmann, N., Jödicke, H., Horejschi, L. (2005): Regional Distribution of the Lower Carboniferous Culm and Carboniferous limestone facies in the North German Basin - derived from magnetotelluric soundings.- *Z. dt. Ges. Geowiss.*, vol. 156, pp. 323-339.
- Hoth, K., Huebscher, H.-D., Korich, D., Gabriel, W., Enderlein, F. (1993a): Die Lithostratigraphie der permokarbonen Effusiva im Zentralabschnitt der Mitteleuropäischen Senke.- *Geol. Jb.*, vol. A131, pp. 179-196.
- Hoth, K., Rusbuedt, J., Zagora, K., Beer, H. & Hartmann, O. (1993b): Die tiefen Bohrungen im Zentralabschnitt der Mitteleuropäischen Senke - Dokumentation für den Zeitabschnitt 1962-1990.- *Gesellschaft für Geowissenschaften e.V.*, Berlin, 145 p.
- Hoth, P., Mingram, B., Lüders, V., Müller, E.P. (2002): Neue Indikationen für die Genese und Migration stickstoffreicher Erdgase in Norddeutschland – Analyse von Fluideinschlüssen und N-Isotopenvariationen des Permokarbons.- *Erdöl Erdgas Kohle*, vol. 12, pp. 566-571.
- Hoth, P. (1997): Fazies und Diagenese von Präperm-Sedimenten der Geotraverse Harz – Rügen, Schriftenreihe für Geowissenschaften.- Berlin: Verl. der Ges. für Geowiss., 139 p.
- Hoth, P., Lindert, W., Hoth, K., Weyer, D. (2005): 4. Regionaler Teil. 4.1 Paralischer Bereich (Variscische Außensenke). 4.1.6 Das Oberkarbon des zentralen Bereiches der Mitteleuropäischen Senke in Nordostdeutschland (Südwest-Mecklenburg, Nordwest-Brandenburg, Altmark).- in: *Deutsche Stratigraphische Kommission (Ed.): Stratigraphie von Deutschland V – Das Oberkarbon (Pennsylvanium) in Deutschland.- Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg: Frankfurt a.M* vol. 254, pp. 335-353.
- Houseknecht, D.W. (1987): Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones.- *AAPG Bull.*, vol. 71, pp. 633-642.
- Houseknecht, D.W. (1988): Intergranular pressure solution for quartzose sandstones.- *journal of sedimentary petrology*, vol. 58, pp. 228-246.
- Howard, J.J. (1992): Influence of authigenic-clay minerals on permeability.- in: Houseknecht, D. & Pittman, E. (Eds): *Origin, Diagenesis, and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones*, SEPM special publication, vol. 47, pp. 257-264.
- Howarth, R.J. (1998): Improved estimators of uncertainty in proportions, point counting, and pass-fail test results.- *Am. J. Sci.*, vol. 298, pp. 594-607.
- Howell, J., & Mountney, N. (1997): Climatic cyclicity and accommodation space in arid to semi-arid depositional systems: an example from the Rotliegend Group of the UK Southern North Sea.- in: Ziegler, K., Turner, P., Daines, S.R. (Eds): *Petroleum Geology of the Southern North Sea: Future Potenzial.- Geological Society of London, Special Publication*, vol. 123, pp. 63–86.
- Hower, J., Eslinger, E.V., Hower, M.E., Perry, E.A. (1976): Mechanisms of burial metamorphism of argillaceous sediments: A mineralogical and chemical evidence.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 87, 725–737.

- 
- Hug, N. (2004): Sedimentgenese und Paläogeographie des höheren Zechstein bis zur Basis des Buntsandstein in der Hessischen Senke.- Geol. Abh. Hessen: Wiesbaden, vol. 113, 238 p.
- Humphreys, B., Smith, S.A., Strong, G.E. (1989): Authigenic chlorite in late Triassic sandstones from the Central Graben, North Sea.- Clay Min., vol. 24, pp. 427-444.
- Humphreys, B., Kemp, S.J., Lott, G.K., Bermanto, Dharmayanti, D.A., Samsori, I. (1994): Origin of grain-coating chlorite by smectite transformation: An example from Miocene sandstones, North Sumatra back-arc basin, Indonesia.- Clay Min., vol. 29, pp. 681-692.
- Hunt, J. M. (1979): Petroleum Geochemistry and Geology.- Freeman: San Francisco, 617 p.
- Hunter, R.W. (1981): Stratification styles in eolian sandstones: Some Pennsylvanian to Jurassic examples from the western interior USA.- in Etheridge, F.G. & Flores R.M. (Eds.): Recent and ancient nonmarine depositional environments: Models for exploration, SEPM special publication vol. 31, pp. 315-329.
- Hurst, A. & Nadeau, P.H. (1995): Clay microporosity in reservoir sandstones: an application of quantitative electron microscopy in petrophysical evaluation.- AAPG Bull, vol. 79, pp. 563-573.
- Hutcheon, I., Oldershaw, A., Ghent, E.D. (1980): Diagenesis of Cretaceous sandstones of the Kootenay Formation at Elk Valley (southeastern British Columbia) and Mt Allan (southwestern Alberta).- Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 44, pp. 1425-1435.
- Hutcheon, I. (1984): A review of artificial diagenesis during thermally enhanced recovery.- in: McDonald, D.A. & Surdam, R.C. (Eds): Clastic diagenesis: pp. 413-431.
- IPCC (2005): Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) Special Report – Carbon Dioxide Capture and Storage – Technical Summary.- Cambridge University Press, Cambridge, 431 p.
- Jackson, K. S., Jonasson, I. R. Skippen, G. B. (1978): The nature of metals-sediment-water-interactions in freshwater bodies, with emphasis on the role of organic matter.- Earth Sci. Rev., vol. 14, pp. 97-146.
- Jansa, L.F., Noguera Urrea, V.H. (1990): Geologic and diagenetic history of overpressured sandstone reservoirs, Venture gas field, Offshore Nova Scotia, Canada.- AAPG Bulletin, vol. 74, pp. 1640-1658.
- Kantorowicz, J.D. (1990): The influence of variations in illite morphology on the permeability of middle Jurassic Brent Group Sandstones, Cormorant field, UK North sea.- marine and petroleum Geology, vol 7, pp 66-74.
- Karnkowski, P., Solak, M., Zolnierczuk, T. (1993): The development of oil and gas basins in Poznan region.- Nafta-Gas, vol. 5, pp. 124-133.
- Kastner, M. & Siever, R. (1979): Low temperature feldspars in sedimentary rocks.- American Journal of Science, vol. 279, pp. 435-479.
- Katzung, G. (1977): Die Saxongliederung im Zentralabschnitt der Mitteleuropäischen Senke.- Z. angew. Geol., vol. 23, pp. 559-561.
- Katzung, G. & Krull, P. (1984): Zur tektonischen Entwicklung Mittel- und Nordwesteuropas während des Jungpaläozoikums.- Z. angew. Geol., vol. 30, pp. 163-173.
- Katzung, G. (1988): Tectonics and Sedimentation of Variscan Molasses in Central Europe.- Z. geol. Wiss., vol. 16, pp. 823-843.
- Kayser, A. (2006): Herkunft, Auftreten und Visualisierung von Permeabilitätsbarrieren in einer Gaslagerstätte in Sandsteinen des Rotliegenden (Südliches Permbecken, Deutschland): Bedeutung für Diagenese, Fluidfluß und Produktion.- Diss, Universität Marburg, 206 p.
- Kendall M.G., Moran P.A.P. (1963): Geometrical probability.- Hafner Publishing Company, New York, 125 p.
- Kerr, D. & Thompson, A. (1963): Origin of nodular and bedded anhydrite in Permian shelf sediments, Texas and New Mexico.- Am Assoc Petrol Geol Bull, vol. 47, pp. 1726-1732.
- Kettel, D., Devay, L., Block, M., Schröder, L., Porth, H., Cordes, R., Dorn, M., Stancu-Kristoff, G. (1984): Untersuchungen zur Erdgaslagerstättenbildung in der Nordfortsetzung der unterpermischen Emssenkung.- Nieders. Landesamt: Hannover.

- Kharaka, Y.K., Law, L.M., Carothers, W.W., Goerlitz, D.F. (1986): Role of organic species dissolved in formation waters from sedimentary basins in mineral diagenesis.- in: Gautier, D.L. (Ed.): Roles of Organic Matter in Sediment Diagenesis, SEPM Spec. Pub., SEPM: Tulsa, vol. 38, pp. 111-122.
- Kiersnowski, H., Paul, J., Peryt, T.M., Smith, D.B. (1995): Facies, Paleogeography, and Sedimentary History of the Southern Permian Basin in Europe.- in: Scholle, P.A., Peryt, T.M., Ulmer-Scholle, D.S. (Eds.): The Permian of Northern Pangea, Volume 2: Sedimentary Basins and Economic Resources, Springer: Berlin, pp. 119-136
- Killops, S.D. & Killops, V.J. (1997): Einführung in die organische Geochemie.- Stuttgart: Enke, 230 p.
- Kiyosu, Y., Krouse, H.R., Viau, C.A. (1990): Carbon isotope fractionation during oxidation of light hydrocarbon gases.- in: Orr, W.L. & White, C.M. (Eds.): Geochemistry of Sulfur in Fossil Fuels. ACS Symposium Series, vol. 429, American Chemical Society: New York, pp. 633-641.
- Kleditzsch, O. & Kurze, M. (1993): Ergebnisse petrographischer Untersuchungen an Sandsteinen des tieferen Oberrotliegenden im Raum Altmark/Westmecklenburg.- Geol. Jahrb., Reihe A 131 (1993): pp. 141-178.
- Kleditzsch, O. (2004): Beiträge zur Genese, Lithostratigraphie, Petrographie sowie Petrophysik sandiger Klastika des tieferen Oberrotliegend (II) der Altmark und benachbarter Regionen.- Dissertation Univ Freiberg, 426 p.
- Kley, J., & Voigt, T. (2008): Late Cretaceous intraplate thrusting in central Europe: Effect of Africa.- Iberia.-Europe convergence, not Alpine collision.- Geology, vol. 36., pp. 839-842.
- Knauss, K.G., Johnson, J.W., Steefel, C.I., Nitao, J.J. (2001): Evaluation of the impact of CO<sub>2</sub>, aqueous fluid and reservoir rock interactions on the geologic sequestration of CO<sub>2</sub>, with special emphasis on economic implications.- Lawrence Livermore National Laboratory Report, 11 p.
- Kocurek, G. & Dott, R.H. (1981): Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand, journal of sedimentary petrology.- vol. 51, pp. 579-595.
- Kocurek, G.H. & Fielder, G. (1982): Adhesion structures. J. Sediment. Petrol., vol. 52, pp. 1229-1241.
- Kocurek G. & Nielson J. (1986): Conditions favorable for the formation of warm-climate aeolian sand sheets.- Sedimentology, vol. 33, pp. 795-816.
- Korich, D. (1990): Der Einfluss von Magmatitkörpern auf ihre Nebengesteine und seine Bedeutung für die Bildung von Kohlenwasserstoffen.- in: Forschungsbericht Beckenmodellierung II, Freiberg, Greifswald, Potsdam: 46 p.
- Kossow, D. (2001): Die kinematische Entwicklung des invertierten, intrakontinentalen Nordost-deutschen Beckens – Ergebnisse seismisch-stratigraphischer Untersuchungen und einer Profilbilanzierung.- Dissertation, Universität Potsdam, 101 p.
- Kovscek, A.R. & Orr, F.M. 2004: Geologic CO<sub>2</sub> Sequestration, in: GCEP (Global Climate and Energy Project at Stanford University).- Technical report, pp. 115-147.
- Kozeny J. (1927): Über kapillare Leitung des Wassers im Boden.- Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, vol. 136, pp. 271-306.
- Krainer, K. & Spötl, Ch. (1989): Detrital and authigenic feldspars in Permian and early Triassic sandstones, Eastern Alps (Austria).- Sedimentary Geology, vol. 62, pp.59-77.
- Krooss, B.M., Littke, R., Müller, B., Frielingsdorf, J., Schwochau, K., Idiz, E.F. (1995): Generation of nitrogen and methane from sedimentary organic matter: implications on the dynamics of natural gas accumulations.- Chem. Geol., vol. 126, pp. 291-318.
- Kroos, B.M., Jurisch, A., Plessen, B. (2006): Investigation of the fate of nitrogen in Palaeozoic shales of the Central European Basin.- Journal of Geochemical Exploration, vol. 89, pp. 191-194.
- Krumbein, W.C. & Sloss, L.L. (1963): Stratigraphy and Sedimentation.- Freeman: San Francisco, 660 p.
- Kübler, H. (1967): Anchimetamorphisme et schistosité.- Bull centre Centre Rech. Pau-SNPA, vol. 1,2, 259-278.
- Lancaster, N. & Teller, J.F. (1988): Interdune deposits in the Namib Sand Sea.- Sedimentary Geology, vol. 55, pp. 91-107.

- 
- Latil, M. (1980): Enhanced oil recovery.- Gulf publishing company: Paris, 238 p.
- Lee, M., Aronson, J.L., Savin, S.M. (1989): Timing and Conditions of Permian Rotliegende Sandstone Diagenesis, Southern North Sea: K/Ar and Oxygen Isotopic Data.- AAPG Bull., vol. 73, pp. 195-215.
- Legler, B. (2006): Faziesentwicklung im Südlichen Permbecken in Abhängigkeit von Tektonik, eustatischen Meeresspiegelschwankungen des Proto-Atlantiks und Klimavariabilität (Oberrotliegend, Nordwesteuropa) .- Dissertation Universität Freiberg, 108 p.
- Legler, B. & Schneider, J.W. (2008): Marine ingressions into the Middle/Late Permian saline lake of the Southern Permian Basin (Rotliegend, Northern Germany) possibly linked to sea-level highstands in the Arctic rift system.- Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology vol. 267, pp. 102–114.
- Lemon, N.M. & Cubitt, C.J. (2003): Illite fluorescence microscopy: a new technique in the study of illite in the Merrimelia Formation, Cooper Basin, Australia.- in Worden, R. & Morad, S. (Eds): Clay Mineral Cements in Sandstones.- Int. Ass. Sed. Spec. Pub., vol. 34, Oxford (Blackwell).
- Leveille, G.P., Primmer, T.J., Dudley, G., Ellis, D., Allinson, G.J. (1997): Diagenetic controls on reservoir quality in Permian Rotliegendes sandstones, Jupiter Fields area, southern North Sea.- Geological Society, London, Special Publications, vol. 123, pp. 105-122.
- Li, H., Chen, S., Mu, B.-Z., Gu, J.-D. (2010): Molecular Detection of Anaerobic Ammonium-Oxidizing (Anammox) Bacteria in High-Temperature Petroleum Reservoirs.- Microb Ecol vol. 60, pp. 771–783.
- Libes, S. (2009): Introduction to marine biogeochemistry.- Elsevier: Amsterdam, 909 p.
- Liewig, N., & Clauer, N. (2000): K-Ar dating of varied microtextural illite in Permian gas reservoirs, northern Germany.- Clay Minerals, vol. 35, pp. 271.–281.
- Lindert, W., Warncke, D. & Stumm, M. (1990): Probleme der lithostratigraphischen Korrelation des Oberrotliegenden (Saxon) im Norden der DDR.- Z. angew. Geol., vol. 36, pp. 368-375.
- Lindert, W. (1994): Zur Entwicklung des Oberkarbon im Untergrund von Rügen.- Z. geol. Wiss., vol. 1/2, pp. 241-248.
- Lindquist, S.J. (1983): Nugget Formation reservoir characteristics affecting production in the overthrust belt of southwestern Wyoming: Journal of Petroleum Technology.- vol. 35, pp. 1355-1365.
- Lippmann, F. (1979): Stabilitätsbeziehungen der Tonminerale.- Neues Jahrbuch Mineralogischer Abhandlungen, vol. 136, pp. 287-209.
- Littke, R. & Brauckmann, F. (1993): Solid bitumen in gas reservoirs: Implications for the filling history (abstract).- 8. Kontaktwochenende Aachen: Reservoir Geology.
- Littke, R., Büker, C., Lückge, A., Sachsenhofer, R.F., Welte, D.H. (1994): A new evaluation of palaeo-heat flows and eroded thicknesses for the carboniferous Ruhr basin, western Germany.- Int. J. Coal Geol., vol. 26, pp.155-183.
- Littke, R., Krooss, B., Idiz, E. & Frielingsdorf, J. (1995): Molecular Nitrogen in Natural-Gas Accumulations-Generation from Sedimentary Organic-Matter at High-Temperatures.- AAPG Bulletin, vol. 79, pp. 410-430.
- Littke, R., Brauckmann, F.J., Radke, M., Schaefer, R.G. (1996): Solid bitumen in Rotliegend gas reservoirs in northern Germany: implications for their thermal and filling history.- Zbl. Geol. Paläont., vol. 11/12, pp. 1275-1292.
- Lokhorst, A. (1998): Northwest European Gas Atlas - Composition and Isotope Ratio of Natural Gases.- Haarlem (NITG-TNO).
- Longiaru, S. (1987): Visual comparators for estimating the degree of sorting from plane and thin section, Journal of sedimentary petrology.- vol. 57, pp. 791-794.
- Loucks, R. G., Dodge, M. M., Galloway, W. E. (1984): Regional controls on diagenesis and reservoir quality in lower Tertiary sandstones along the Texas Gulf Coast.- in: McDonald, D.A. & Surdam, R. C. (Eds.): Clastic diagenesis: AAPG Memoir, vol. 37, pp. 15–45.
- Lovley, D.R. (1991): Dissimilatory Fe(III) and Mn(IV) reduction.- Microb. Rev., vol. 55, pp. 259-287.

- Lüders, V., Reutel, C., Hoth, P., Banks, D.A., Mingram, B., Pettke, T. (2005): Fluid and gas migration in the North German Basin: fluid inclusion and stable isotope constraints.- *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, vol. 94, pp. 990–1009.
- Lüders, V., Plessen, B., Romer, R.L., Weise, S.M., Banks, D.A., Hoth, P., Dulski, P., Schettler, G. (2010): Chemistry and isotopic composition of Rotliegend and Upper Carboniferous formation waters from the North German Basin.- *Chemical Geology*, vol. 276, pp. 198–208.
- Lundegard, P.D. (1992): Sandstone porosity loss: a “big picture” view of the importance of compaction.- *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 62, pp. 250–260.
- Machel, H.G. (1987): Some aspects of diagenetic sulphate-hydrocarbon redox-reactions.- in: Marshall, J.D. (Ed.): *Diagenesis of Sedimentary Sequences*.- *Geol. Soc. Spec. Publ.*, vol. 36, pp. 15.
- Machel, H.G. & Burton, E.A. (1990): Burial-diagenetic sabkha-like gypsum and anhydrite nodules.- *Journal of Sedimentary Petrology*.- vol. 61, pp. 394-405.
- Machel, H.G. (2001): Bacterial and thermodynamic sulfate reduction in diagenetic settings - old and new insights.- *Sed. Geol.*, vol. 140, pp. 143-175.
- Mack, G.H., Jerzykiewicz, T. (1989): Detrital modes of sand and sandstone derived from andesitic rocks as a palaeoclimatic indicator.- *Sediment. Geol.*, vol. 65, pp. 35-44.
- Macchi L. (1987): A review of sandstone illite cements and aspects of their significance to hydrocarbon exploration and development.- *Journal of Geology*, vol. 22, pp. 333-345.
- Magee, J.W., Bowler, J.M., Miller, G.H. & Williams, D.L.G. (1995): Stratigraphy, sedimentology, chronology and palaeohydrology of Quaternary lacustrine deposits at Madigan Gulf, Lake Eyre, South Australia.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 113, pp. 3–42, Amsterdam.
- Marx, J.W. (1990): Die permokarbonen Magmatite Nordwestdeutschlands im Vergleich zu den magmatischen Serien angrenzender Gebiete: Verbreitung, Petrographie, Geochemie, Vulkanostratigraphie.- *Dissertation Univ Hannover*. 197 p.
- Marx, J.W., Huebscher, H.-D., Hoth, K., Korich, D., Kramer, W. (1995): Vulkanostratigraphie und Geochemie der Eruptivkomplexe.- in: Plein, E. (Ed.): *Norddeutsches Rotliegendbecken, Rotliegend- Monographie Teil II*, *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, vol. 183, pp. 54-83 Frankfurt a.M.
- Mast, R.F. & Potter, P. E. (1963): Sedimentary structures, sand shape fabrics and permeability.- *Journal of Geology*, vol. 71, pp. 548-565.
- Matlack, K.S., Houseknecht, D.W., Applin, K.R. (1989): Emplacement of clay into sand by infiltration.- *J. Sediment. Petrol.*, vol. 59, pp. 77-87.
- Matter, A. & Ramseier, K. (1985): Cathodoluminescence microscopy as a tool for provenance studies of sandstones.- in: Zuffa, G.G. (Ed.): *Provenance of arenites NATO ASI series*, vol. 148, pp. 191-211.
- May, F., Krull, P. & Gerling, J.P. (2003): GESTCO report, Work Package 4, Storage Scenarios in North Germany, 47 p.
- May H. M., Acker J. G., Smyth J. R., Bricker O. P., Dyar M. D. (1995): Aqueous dissolution of Low-Iron Chlorite in dilute acid solutions at 25°C.- 32nd Ann. Meeting Clay Minerals Society.
- McBride, E. F. (1963): A classification of common sandstones.- *J. Sediment. Petrol.*, vol. 33, pp. 664-669.
- McCann, T. (1996): Pre-Permian of the North-East German Basin.- *Geol. J.*, vol. 31, pp. 159-177.
- McCann T. (1998): Sandstone composition and provenance of the Rotliegend of the NE German Basin.- *Sedimentology*, vol. 116, pp. 177-198.
- McCarthy, P.J., Martini, P.I., Leckie, D.A. (1998): Use of micromorphology for palaeoenvironmental interpretation of complex alluvial palaeosols: an example from the Mill Creek Formation southwestern Alberta, Canada.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 143, pp. 87–110, Amsterdam.
- McHardy, W.J., Wilson, M.J., Tait, J.M. (1982): Electron microscope and X-ray diffraction studies of filamentous illitic clay from sandstones of the Magnus Field.- *Clay Minerals*, vol. 17, pp. 23-39.

- 
- McKenzie, D. (1978): Some remarks on the development of sedimentary basins, *Earth and Planetary Science Letters*.- vol. 40, pp. 25-32.
- McKinley, J. M., Wordem, R. H., Ruffell, A. H. (2003): Smectite in sandstones: a review of the controls on occurrence and behavior during diagenesis.- in: Worden, R.H. & Morad, S. (Eds.): *Clay Mineral Cements in Sandstones*, International Association of Sedimentologists Special Publication 34, Blackwell Publishing, Oxford, pp. 109- 128.
- McNeil, B., Shaw, H.F., Rankin, A.H. (1998): The timing of cementation in the Rotliegend Sandstones of the Southern North Sea: A petrological and fluid inclusion study of cements.- *Journal of Petroleum Geology*, vol. 21, pp. 311-328.
- Meier, A. (2011): Experimentelle Untersuchungen zu Reaktionen von Erdölverbindungen (n-Alkanen) mit Hämatit-Kutanen in klastischen Erdölspeichergesteinen.- Dissertation Universität Jena, 140 p.
- Melia, T.P. & Moffitt, W.P. (1964): Crystallization from aqueous solution.- *Journal of Colloid Science*, vol. 19, pp. 433-477.
- Menning, M. (1991): Rapid subsidence in the Central European Basin during the initial development (Permian-Triassic boundary sequences, 258-240 Ma).- *Zbl Geol Paläont. Vol. 1*, pp. 809-824.
- Menning, M. (1995): A Numerical Time Scale for the Permian and Triassic Periods: An Integrated Time Analysis.- in: Scholle, P.A., Peryt, T.M., Ulmer-Scholle, D.S. (Eds.): *The Permian of Northern Pangea, Volume 1: Paleogeography, Paleoclimates, Stratigraphy*, pp. 77-97, Springer: Berlin.
- Menning, M. & Hendrich, A. et al. (2002): *Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002*.- Deutsche Stratigraphische Kommission.- Tafel, [www.stratigraphie.de](http://www.stratigraphie.de).
- Metcalf, R., Rochelle, C.A., Savage, D., Higgs, J.W. (1994): Fluid-Rock interactions during continental red bed diagenesis: implications for theoretical models of mineralization in sedimentary basins.- in: Parnell, J. (Ed.): *Geofluids: Origin, Migration and Evolution of Fluids in Sedimentary Basins*.- *Geol. Soc. Spec. Pub.*, vol. 78, pp. 301-324, London.
- Meyn, V. (2003): Vorhersagbarkeit der Eigenschaften von Rhät-Aquiferen in Norddeutschland für die geothermische Nutzung: Experimentelle Simulation der Anhydritausfällung.- Abschlussbericht, Institut für Erdöl- und Erdgastechnik, Technische Universität Clausthal.
- Mingram, B., Bräuer, K. (2001): Ammonium concentration and nitrogen isotope composition in metasedimentary rocks from different tectonometamorphic units of the European Variscan Belt.- *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 65, pp. 273-287.
- Mingram, B., Hoth, P., Harlov, D.E. (2003): Nitrogen Potential of Namurian shales in the North German Basin.- *Journal of Geochemical Exploration*, vol. 78-79, pp. 405-408.
- Mingram, B., Hoth, P., Lüders, V., Harlov, D. (2005): The significance of fixed ammonium in Paleozoic sediments for the generation of nitrogen-rich gases in the North German Basin.- *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, vol. 94, pp. 1010-1022.
- Mingram, J. (1988): Lithofazielle, milieuanalytische und petrografische Untersuchungen im höheren Saxon der südwestlichen Altmark.- Dissertation Bergakademie Freiberg.
- Moore, D.M., & Reynolds, R.C. (1997): *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*.- Oxford University Press. 400 p.
- Morad, S. (1998): Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and geochemical evolution.- in: Morad, S. (Ed.): *Carbonate Cementation in Sandstones: Distribution Patterns and Geochemical Evolution*, Int. Ass. Sed. Spec. Pub., vol. 26 Blackwell, Oxford, pp. 1-26.
- Morad, S.D. & Aldahan, A.A. (1986): Alteration of detrital Fe-Titanoxides in sedimentary rocks.- *Geological Society of America Bulletin*, vol. 97, pp. 567-578.
- Morad, S., Bergan, M., Knarud, R., Nystuen, J.P. (1990): Albitization of detrital plagioclase in Triassic reservoir sandstones from the Snorre Field, Norwegian North Sea.- *J. Sediment. Petrol.*, vol. 60, pp. 411-425.
- Morad, S., Ketzer, J.M., De Ros, L.F. (2000): Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins.- *Sedimentology*, vol. 47, pp. 95-120.

- Moraes, M. A. S. & de Ros, L. F. (1990): Infiltrated clays in fluvial Jurassic sandstones of Reconcavo basin, Northeastern Brazil.- *J. Sed. Petrol.*, vol. 6, pp. 809–819.
- Moraes, M. A. S. & Surdam, R. C. (1993): Diagenetic Heterogeneity and Reservoir Quality: Fluvial, Deltaic and Turbiditic Sandstone Reservoirs, Potiguar and Reconcavo Rift Basins, Brazil.- *AAPG Bull.*, vol. 77, pp. 1142–1158.
- Mowers T.T., Budd D.A. (1996): Quantification of porosity and permeability reduction due to calcite cementation using computer-assisted petrographic image analysis techniques.- *AAPG Bulletin*, vol. 80, pp. 309-322.
- Muchez, P., Viaene, W. & Duser, M. (1992): Diagenetic control on secondary porosity in flood plain deposits: an example of the Lower Triassic of northeastern Belgium.- *Sed. Geol.*, vol. 78, pp. 285-298.
- Müller, E.P., Goldbecher, K., Botnewa, T.A. (1973): Zur Geochemie und Genese stickstoffreicher Erdgase.- *Z. angew. Geol.*, vol. 19, pp. 494-499.
- Müller, E.P. (1990): Genetische Modelle der Bildung von Erdgaslagerstätten im Rotliegenden.- *Nds. Akad. Geowiss. Veröff.*, vol. 4, pp. 77-90.
- Müller, E., P., Dubsloff, H., Eiserbeck, W., Sallum, R. (1993): Zur Entwicklung der Erdöl- und Erdgasproduktion zwischen Ostsee und Thüringer Wald.- *Geologisches Jahrbuch* vol. 131, pp. 5-31.
- Nadeau, P.H. & Hurst, A. (1991): Application of back-scattered electron microscopy to the quantification of clay mineral microporosity in sandstones.- *Journal of Sedimentary Research*, vol. 61, pp. 921-925.
- Nagtegaal P. (1979): Relationship of facies and reservoir quality in Rotliegend desert sandstones, southern North Sea region.- *Journal of Petroleum Geology*, vol. 2, pp. 14-158.
- Neugebauer H. J. & Walzebeck J. P. (1987): A modelling theory for cratonic basins and their hydrocarbon accumulations.- *Abstr. 12<sup>th</sup> World Petrol. Congr.*, Houston, pp. 9–17.
- Neunzert, G.H., Gaupp, R., Littke, R. (1996): Absenkungs- und Temperaturgeschichte paläozoischer und mesozoischer Formationen im Nordwestdeutschen Becken.- *Deutsche Geologische Gesellschaft, Zeitschrift*, vol. 147, pp. 183–208.
- Nesbitt, H. W., Young, G. M., McLennan, S. M. & Keays, R. R. (1996): Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliciclastic sediments, with implications for provenance studies.- *J. Geol.*, vol. 104, pp. 525-542.
- Nielsen, H., Rieke, W. (1964): Schwefel-Isotopenverhältnisse von Evaporiten aus Deutschland: Ein Beitrag zur Kenntnis von <sup>34</sup>S im Meerwasser-Sulfat.- *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 28, pp. 577-591.
- Odin, G.D. & Matter, A. (1981): Origin of glaukonites.- *Sedimentology*, vol. 28, pp. 611-641.
- Ozawa, H. (1997): Thermodynamics of frost heaving: a thermodynamic proposition for dynamic phenomena.- *physical review E*, vol. 56, pp. 2811-2816.
- Palandri, J.L. & Kharaka, Y.K. (2005): Ferric iron-bearing sediments as mineral trap for CO<sub>2</sub> sequestration: Iron reduction using sulfur-bearing waste gas.- *Chem. Geol.*, vol. 217, pp. 315-364.
- Pallat, N. (1990): Critical point drying applied to clay minerals in sandstones (abstract).- *Clay Minerals Society 27<sup>th</sup> Annual Meeting, Columbia, MO, program and abstract*: pp. 100.
- Pape H., Clauser C., Iffland J. (1999): Permeability prediction for reservoir sandstones based on fractal pore space geometry.- *Geophysics*, vol. 64, pp. 1447-1460.
- Pape, H., Clauser, C., Iffland, J. (2000): Variation of Permeability with Porosity in Sandstone Diagenesis interpreted with a Fractal Pore Space Model.- *Pure appl. geophys.*, vol. 157, pp. 603–619.
- Parnell, J. (1994): Hydrocarbons and other fluids: paragenesis, interactions and exploration potential inferred from petrographic studies.- in: Parnell, J. (Ed.): *Geofluids: Origin, Migration and Evolution of Fluids in Sedimentary Basins*, *Geol. Soc. Spec. Pub.*, vol. 78, pp. 275-291, London.
- Parry, W.T., Chan, M.A., Beitler, B. (2004): Chemical bleaching indicates episodes of fluid flow in deformation bands in sandstone.- *AAPG Bull.*, vol. 88, pp. 175-191.

- 
- Paul, J. (1993): Anatomie und Entwicklung eines permo-triassischen Hochgebiets: die Eichsfeld-Altmark-Schwelle.- *International Journal of Earth Science*, vol.131, pp. 197-218.
- Pedersen, T.F., & Price, N.B. (1982): The geochemistry of manganese carbonate in Panama Basin sediments.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 46, pp. 59-69.
- Person, M., Raffensperger, J.P., Ge, S., Garven, G. (1996): Basin-scale hydrogeologic modeling.- review in *geophysics*, vol. 34, pp. 61-87.
- Petschick, R. (2002): Röntgendiffraktometrie in der Sedimentologie.- *Schriftenr. dt. geol. Ges.*, vol. 18, pp. 99-118.
- Pettijohn, F. J. (1963): Chemical composition of sandstones - excluding carbonate and volcanic sands.- in: *Fleischer, M. (Ed.): Data of Geochemistry*, 6. Aufl., U. S. Geological Survey Professional Paper, 440 p.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. & Siever, R. (1987): *Sand and sandstone*.- Springer: New York, 553 p.
- Philipp, W. & Reinicke, K.M. (1982): Zur Entstehung und Erschließung der Gasprovinz Osthannover.- *Erdöl-Erdgas*, vol. 98, pp. 85-90.
- Pierson, B. J. (1981): The control of cathodoluminescence in dolomite by iron and manganese.- *Sedimentology*, vol 28, pp. 601–610.
- Pittman E.D. (1971): Microporosity in carbonate rocks.- *AAPG Bull.*, vol. 55, pp. 1873–1881.
- Pittman, E.D., Larese, R.E., Heald, M.T. (1992): Clay coats: occurrence and relevance to preservation of porosity in sandstones.- in: *Houseknecht, D.W. & Pittman, E.D. (Eds.): Origin, Diagenesis, and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones*, SEPM Spec. Pub, vol 47, Tulsa, SEPM, pp. 241-255.
- Platt, J. (1991): The Diagenesis of Early Permian Rotliegend deposits from northwest Germany.- *Dissertation, Universität Bern*, 367 p.
- Platt, J. (1993): Controls on clay mineral distribution and chemistry in the early Permian Rotliegend of Germany.- *Clay Min.*, vol. 28, pp. 393-416.
- Platt, J. (1994): Geochemical evolution of pore waters in the Rotliegend (Early Permian) of northern Germany.- *Mar.Petrol. Geol.*, vol. 11, pp.66-78.
- Plein, E. (1978): Rotliegend-Ablagerungen im Norddeutschen Becken.- *Z. dt. geol. Ges.*, vol. 129, pp. 71-97.
- Plein, E. (1993): Bemerkungen zum Ablauf der paläogeographischen Entwicklung im Stefan und Rotliegend des Norddeutschen Beckens.- *Geol. Jb.*, vol. A131, pp. 99-116.
- Plein, E. (1995): Norddeutsches Rotliegendbecken, Rotliegend-Monographie Teil II.- *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, vol. 183, pp. 193., Frankfurt a.M.
- Plessen, B., Lüders, V., Hoth, P., Wemmer, K. (2006): Nitrogen isotope geochemistry of ammonium during diagenesis and brine events in sedimentary basins.- *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 70, pp. A497.
- Plummer, L.N., Wigley, T.M.L., Parkhurst, D.L. (1978): The kinetics of calcite dissolution in CO<sub>2</sub>-water systems at 5°C to 60°C and 0,0 to 1,0 atm CO<sub>2</sub>.- *Amer. J. Sci*, vol. 278, pp. 179-216.
- Poon, C.Y., Sayles, R.S. & Jones, T.A. (1992): Surface measurement and fractal characterisation of naturally fractured rocks.- *J. Phys. D: Appl. Phys.*, vol. 25, pp. 1269-1275.
- Pracejus, B. (2008): *The Ore Minerals Under the Microscope An Optical Guide*, *Atlases in geoscience 3*.- Elsevier: Amsterdam, 875 p.
- Price, W.A. (1963): Physicochemical and environmental factors in clay dune genesis.- *J. Sedim. Petrol.*, vol. 33, pp. 766–778.
- Purser, B.H. (1985): Coastal Evaporite Systems.- in: *Friedmann, G.M. & Krumbein, W.E. (Eds.): Hypersaline Ecosystems: The Gavish Sabkha. Ecological Studies*, Springer: Berlin, pp. 72–102.
- Purvis, K. (1992): Lower Permian Rotliegend sandstones, southern North Sea: a case study of sandstone diagenesis in evaporite associated sequences.- *Sedimentary Geology*, vol. 77, pp. 155–171.

- Purvis, K. & Okkerman, J.A. (1996): Inversion of reservoir quality by early diagenesis: an example from the Triassic Buntsandstein, offshore the Netherlands.- in: Rondeel, H.E., Batjes, D.A.J., Nieuwenhuijs, W.H. (Eds.): *Geology of Gas and Oil under the Netherlands*, Kluwer: Dordrecht, pp. 179-189.
- Pusch, G., Ionescu, G.F., May, F., Voigtländer, G., Stecken, L., Vosteen, H.D. (2010): Common features of carbon dioxide and underground gas storage.- *Oil gas European Magazine* vol. 3, pp.131-137.
- Putnis, A. & Mauthe, G. (2001): The effect of pore size on cementation in porous rocks.- *Geofluids*, vol. 1, pp. 37-41.
- Pye, K. (1983): Early post-depositional modification of aeolian dune sands.- in Brookfield, M.E., & Ahlbrandt, T.S. (Eds.): *Aeolian Sediments and Processes*: Amsterdam, Elsevier, *Developments in Sedimentology*, vol. 38, pp. 197–221.
- Pye K. & Krinsley D.H. (1986): Diagenetic carbonate and evaporite minerals in Rotliegend aeolian sandstone of the southern North Sea: their nature and relationship to secondary porosity development.- *Clay Minerals*, vol. 21, pp. 443-457.
- Pye, K. (1987): *Aeolian dust and dust deposits*.- Academic Press: London, 334 p.
- Rae, E. I. C. & Manning, D. A. C. (1996): Experimentally-determined solute yields from kaolinite-illite/muscovite assemblages under diagenetic conditions of pressure and temperature.- *Clay Minerals*, vol. 31, pp. 537-547.
- Ramseyer, K. & Boles, J. R. (1986): Mixed layer illite/ smectite minerals in Tertiary sandstones and shales, San Joaquin Basin, California.- *Clays & Clay Minerals*, vol. 34, pp. 115-124.
- Ramseyer, K., Amthor, J.E., Spötl, C., Terken, J.M.J., Matter, A., Vroon-ten Hove, M., Borgomano, J.R.F. (2004): Impact of basin evolution, depositional environment, pore water evolution and diagenesis on reservoir-quality of Lower Paleozoic Haima Supergroup sandstones, Sultanate of Oman.- *GeoArabia*, vol. 9, pp. 107-138.
- Raselowski, M. (1987): *Zementationsmodell Rotliegendes (Literaturstudie)*.- Gommern, 55 p.
- Rasmussen, B. (1996): Early diagenetic REE-phosphate minerals (Florencite, Gerceixite, Crandallite, and Xenotime) in marine sandstones: a major sink for oceanic phosphorus.- *American journal of science*, vol. 296, pp. 601-632.
- Rebscher, D. & Oldenburg, C.M. (2005): *Sequestration of Carbon Dioxide with Enhanced Gas Recovery - Case Study Altmark, North German Basin*.- Berkeley, 47 p.
- Reinhardt, A. (1989): *Lithofazies Rotliegendes: Petrophysik und diagenetische Entwicklung des Büstesandsteins und angrenzender Bereiche in der Altmark*.- Bericht Universität Freiberg, 33 p.
- Remy, R. R. (1994): Porosity reduction and major controls on diagenesis of Cretaceous–Paleocene volcanoclastic and arkosic sandstone, Middle Park Basin, Colorado.- *Journal of Sedimentary Research*, vol. A64, pp. 797–806.
- Rieke, H. (2001): *Sedimentologie, Faziesarchitektur und Faziesentwicklung des kontinentalen Rotliegendes im Nordostdeutschen Becken (NEDB)*.- Dissertation, Universität Potsdam, 138 p.
- Rieken, R. (1988): *Lösungs-Zusammensetzung und Migrationsprozesse von Paläo-Fluidsystemen in Sedimentgesteinen des Norddeutschen Beckens (Mikrothermometrie, Laser-Raman-Spektroskopie und Isotopen-Geochemie)*.- *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, vol. 37, pp. 1-116.
- Riepe, L. (1984): *Theoretische und experimentelle Untersuchungen über den Einfluss der spezifischen inneren Oberfläche auf petrophysiologische und bohrloch-geophysikalische Parameter von Sedimentgesteinen*.- Dissertation, Universität Clausthal-Zellerfeld, 337 p.
- Rink M. (1976): A computerized quantitative image analysis procedure for investigating features and an adaptive image process.- *J. Microsc.*, vol. 107, pp. 267–286.
- Robert, R. (2004): *Analytical Characterization of Porous Geomaterials: Reference Assessment in some Sedimentary Rocks*.- Dissertation Humboldt Universität Berlin, 125 p.
- Robinson, A. G., Coleman, M. L. & Gluyas, J. G. (1993): The Age of Illite Cement Growth, Village Fields Area, Southern North-Sea - Evidence from K-Ar Ages and O-18/O-16 Ratios.- *AAPG Bulletin* vol. 77, pp.68-80.

- 
- Rochelle, C.A, Czernichowski-Lauriol, I., Mildowski, A.E. (2004): The impact of chemical reactions on CO<sub>2</sub> storage in geological formations: a brief review.- in: Baines, S.J. & Worden, R.H. (Eds): Geological storage of carbon dioxide, London, Special Publication vol. 233, pp. 87-106.
- Röhling, H.-G. (1991): A Lithostratigraphic Subdivision of the Lower Triassic in the Northwest German Lowlands and the German Sector of the North Sea, Based on Gamma-Ray and Sonic Logs.Geol.- Jb., vol. 119, pp. 3-24.
- Rohrlich, V., Price, N.B., Calvert, S.E. (1969): Chamosite in the recent sediments of Loch Etiva, Scotland.- Journal of Sedimentary Petrology, vol. 39, pp. 624-631.
- Rollinson, H. R. (1993): Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation.- 1. Aufl., Longman: UK, 352 p.
- Rosenfeld M.A. (1949): Some aspects of porosity and cementation.- Prod. Month., vol. 13, pp. 39-42.
- Rossel, N. C. (1982): Clay mineral diagenesis in Rotliegend aeolian sandstones of the southern North Sea.- Clay Min., vol. 17, pp. 69-77.
- Rückheim, J. & Voigtländer,G. (2005): The technical and economical challenge of „Mature Gas Fields“: The Giant Altmark Field, a German Example.- Society of Petroleum Engineers, pp. 659-662.
- Rügner, O. (2000): Tonmineral-Neubildung und Paläosalinität im Unteren Muschelkalk des südlichen Germanischen Beckens.- Dissertation, Universität Heidelberg, 167 p.
- Ryan, P.C. & Reynolds, R.C. (1996): The origin and diagenesis of grain-coating serpentine-chlorite in Tuscaloosa Formation sandstone, U.S. Gulf Coast.- Amer. Mineral., vol. 81, pp. 213-225.
- Saggerson, E.P. & Turner,L.M. (1982): General comments on the identification of chlorites in thin section.- Mineralogical magazine, vol. 46, pp. 469-473.
- Saigal, G.C., Bjørlykke, K., Larter, S. (1992): The Effects of Oil Emplacement on Diagenetic Processes - Examples from the Fulmar Reservoir Sandstones, Central North Sea.- AAPG Bull., vol. 76, pp. 1024-1033.
- Scheck, M., Bayer, U., Lewerenz, B. (2003): Salt movements in the Northeast German Basin and its relation to major post-Permian tectonic phases - results from 3D structural modelling, backstripping and reflection seismic data.- Tectonophysics, vol. 361, pp. 277-299.
- Scheffer, F. & Schachtschabel, P. (2009): Lehrbuch der Bodenkunde.- Spektrum: Heidelberg, 528 p
- Schenk, C.J. (1983): Textural and structural characteristics of some experimentally formed eolian strata.- in: Brookfield, M.E., & Ahlbrandt, T.S. (Eds): Eolian sediments and processes, vol.38: Developments in Sedimentology, Elsevier, pp. 41-49.
- Scherer, G.W. (1999): Crystallization in pores.- Cement and concrete research, vol. 29, pp. 1347-1358.
- Schmidt, V. & McDonald, D.A. (1979): The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis.- in: Scholle, P.A. & Schluger, P.R. (Eds.): Aspects of diagenesis, SEPM Spec. Pub., vol. 26, pp. 175-207, Tulsa.
- Schmidt Mumm, A., Wolfgramm, M. (2004): Diagenesis and fluid mobilisation during the evolution of the North German and Polish Basin.- Geofluids, vol. 4, pp. 315–328.
- Schneider, J.W. & Gebhardt, U. (1993): Litho- und Biofaziesmuster in intra- und extramontanen Senken des Rotliegend (Perm, Nord- und Ostdeutschland).- Geol. Jb., vol. A131, pp. 57-98.
- Schön J.H. (1983): Petrophysik.- Enke: Stuttgart, 405 p.
- Schön J.H. (1998): Physical Properties of Rocks.- in: Helbig K., Treitel S., eds., Handbook of Geophysical Exploration.- Elsevier Science and Technology, Oxford, v. 18, 583 p.
- Schöner, R. (2006): Comparison of Rotliegend sandstone diagenesis from the northern and southern margin of the North German Basin.- Dissertation Universität Jena, 160 p.
- Schopper J.R. (1982): Porosity and permeability.- in: Angenheister, G. (Ed.): Physical Properties of Rocks, Springer: Berlin, pp. 184-193.
- Schulze, W. (1979): Zur postveriszischen Gerüstbildung im Bereich der Nordwesteuropäischen Senkungszone.- Z. geol. Wiss., vol. 7, pp. 269-282.
- Schumacher, K.H. & May, F. (1990): Trends der Verteilung fallen- und lagerstättengenetischer Parameter im Erdgaslagerstättengebiet Westaltmark.- Erdöl, Erdgas, Kohle, vol. 106, pp. 243-246.

- Schumacher, K.H. & May, F. (1993): Varianz lagerstättengenetischer Parameter im Rotliegenden der westlichen Altmark.- *Geol Jb*, vol. A131, pp. 261-270.
- Schwab, G. (1985): Paläomobilität der Norddeutsch-Polnischen Senke.- Dissertation Akademie der Wissenschaften der DDR: Potsdam, 196 p.
- Schwab, M. & Ehling, B.C. (2008): Karbon.- in: Bachmann, G.H., Ehling, B., Eichner, R., Schwab, M. (Eds.): *Geologie von Sachsen-Anhalt*.- Schweizerbart: Stuttgart, pp. 110-140.
- Scotchman, I.C., Johnes, L.H., Miller, R.S. (1989): Clay diagenesis and oil migration in the Brent Group sandstones of Hutton Field, UK North Sea.- *Clay Minerals*, vol. 24, pp. 339-374.
- Scotchman, I.C. & Johnes, L.H. (1990): Wave-dominated deltaic reservoirs of the Brent Group, northwest Hutton field, North sea.- in: Barwis, J.H. & McPherson, J.G., Studlick, J.R.J. (Eds.): *Sandstone Petroleum Reservoirs*, Springer:New York, pp. 227-261.
- Seemann, U. (1979): Diagenetically formed interstitial clay minerals as a factor in Rotliegend sandstone reservoir quality in the Dutch sector of the North Sea.- *Journal of Petroleum Geology*, vol. 1, pp. 55-62.
- Seemann, U. (1982): Depositional facies, diagenetic clay minerals and reservoir quality of Rotliegend sediments in the Southern Permian Basin (North Sea): A review.- *Clay Min.*, vol. 17, pp. 55-67.
- Seewald, J.S. (2003): Organic-inorganic interactions in petroleum-producing sedimentary basins.- *Nature*, vol. 426, pp. 327-333.
- Senglaub, Y., Littke, R., Brix, M.R. (2006): Numerical modelling of burial and temperature history as an approach for an alternative interpretation of the Bramsche anomaly, Lower Saxony Basin.- *International Journal of Earth Science*, vol. 95, pp. 204-224.
- Shebl, M.A. & Surdam, R.C. (1996): Redox reactions in hydrocarbon clastic reservoirs: experimental validation of this mechanism for porosity enhancement.- *Chem. Geol.*, vol. 132, pp. 103-117.
- Shiraki, R. & Dunn, T.L. (1998): Experimental study on water-rock interactions during CO<sub>2</sub>-flooding in the Tensleep Formation, Wyoming.- *Applied Geochemistry* vol. 15, pp. 265-279.
- Siever, R., Beck, K. C. & Berner E. A. (1965): Composition of interstitial waters of modern sediments.- *Jour. Geology*, vol. 73, pp. 39-73.
- Simpson, E.L. & Loopew, D.B. (1985): Amalgamated interdune deposits, White Sands, New Mexico.- *Journal of sedimentary petrology*, vol. 55, pp. 361-365.
- Small, J.S., Hamilton, D.L., Habesch, S. (1992): Experimental simulation of clay precipitation within reservoir sandstones 2: Mechanism of illite formation and controls on morphology.- *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 62, pp. 520.-529.
- Smith, J.V., atrd Stenstrom, R.C. (1965): Electron-excited luminescence as a petrologic tool.- *Journal of Geology*, vol. 73, pp. 627- 635.
- Smoot, J.P. & Castens-Seidell, B. (1994): Sedimentary Features Produced by Efflorescent Salt Crusts, Saline Valley and Death Valley, California.- in: Renaut, R.W. & Last, W.M. (Eds.): *Sedimentology and Geochemistry of Modern and Ancient Saline Lakes*. SEPM Spec. Publ., 50, SEPM: Tulsa, pp. 73-90.
- Spearman, C. (1904): The Proof and Measurement of Association between two Things.- *Amer. J. Psychol.*, vol. 15, pp. 72-101.
- Stalder, P. J. (1973): Influence of crystallographic habit and aggregate structure of authigenic clay minerals on sandstone permeability.- *Geologie Mijnbouw.*, vol. 52, pp. 217-220.
- Stasiuk, L.D. (1997): The origin of pyrobitumens in Upper Devonian Leduc Formation gas reservoirs, Alberta, Canada: an optical and EDS study of oil to gas transformation.- *Mar. Pet. Geol.*, vol. 14, pp. 915-929.
- Stoll, A. (1981): Forschungsaufgabe Strukturentwicklung Mitteldeutsche Hauptabbrüche und Südrand Norddeutsch-Polnische Senke, Themen-Nr. 5.07.2019, Zur Feinstruktur des Saxons der westlichen Altmark unter besonderer Berücksichtigung einer N-S-Traversal (Gebiet Salzwedel, Gebiet Mellin) .- Akademie der Wissenschaften der DDR, Zentralinstitut für Physik der Erde (ZIPE), Bereich Geologie, Berlin, 38 p.
- Stollhofen, H., & Stanistreet, I.G. (2002): Hoanib River flood deposits of Namib Desert inderdunes as analogues for thin permeability barrier mudstone layers in aeolianite reservoirs.- *Sedimentology*, vol. 49, pp. 719-736.

- 
- Stokes, W.L. (1968): Multiple parallel truncation bedding surfaces – a feature of wind-deposited sandstone formations.- *Journal of sedimentary petrology*, vol. 38, pp. 510-515.
- Stottmeister, L. & Poblozki, B. (1999): Die geologische Entwicklung der Altmark – eine Übersicht.- *Mitt. Geol. Sachsen-Anhalt*, vol. 5, pp. 45-72.
- Stroink, L. (2009): Die geologische Speicherung von CO<sub>2</sub> in Deutschland – Aktuelle Forschung im internationalen Kontext.- *Erdöl Erdgas Kohle*, vol. 125, pp. 251-256.
- Stumpf, E. (1958): Erzmikroskopische Untersuchungen an Schwermineralen in Sanden.- *Geol. Jb.*, vol. 73, pp. 685-724.
- Sucha, V., Elsass, F., Eberl, D.D., Kuchta, L., Madejová J., Gates, W.P., Komadel, P. (1998): Hydrothermal synthesis of ammonium illite.- *AM. Mineral.*, vol. 83, pp. 58-67.
- Surdam R.C., Boles J.R. (1979): Diagenesis of volcanic sandstones.- in: Scholle P.A. & Schluger P.R. (Eds.): *Aspects of diagenesis.- SEPM Spec Publ*, vol. 26, pp. 227-242.
- Surdam, R.C., Boese, S.W., Crossey, L.J. (1984): The geochemistry of secondary porosity.- in: McDonald, D.A. & Surdam, R.C. (Eds.): *Clastic Diagenesis, AAPG Mem 37, AAPG: Tulsa.*, pp. 127-149.
- Surdam, R. C. & Crossey, L. J. (1985): Organic-inorganic reactions during progressive burial: key to porosity/permeability enhancement and/or preservation.- *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A.*, vol. 315, pp. 135-156.
- Surdam, R.C., Crossey, L.J., Hagen, E.S., Heasler, H.P. (1989): Organic-Inorganic Interactions and Sandstone Diagenesis.- *AAPG Bull.*, vol. 73, pp. 1-23.
- Surdam, R.C., Jiao, Z.S., MacGowan, D.B. (1993): Redox reactions involving hydrocarbons and mineral oxidants: a mechanism for significant porosity enhancement in sandstones.- *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, vol. 77, pp. 1509–1518.
- Sweeny, J.J. & Burnham, A.K. (1990): Evaluation of a Simple Model of Vitrinite Reflectance Based on Chemical Kinetics.- *AAPG Bull.*, vol. 74, pp. 1559-1570.
- Sweet, M. L. (1999): Interaction between aeolian, fluvial and playa environments in the Permian Upper Rotliegend Group, UK southern North Sea.- *Sedimentology*, vol. 46, pp. 171-187.
- Teichmüller, M., Teichmüller, R., Bartenstein, H. (1979a): Inkohlung und Erdgas in Nordwestdeutschland - Eine Inkohlungskarte der Oberfläche des Oberkarbons.- *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, vol. 27, pp. 137-170.
- Teichmüller, M., Teichmüller, R., Weber, K. (1979b): Inkohlung und Illit-Kristallinität – vergleichende Untersuchungen im Mesozoikum und Paläozoikum von Westfalen.- *Fortsch. Geol. Rheinld. Westf., Krefeld*, vol. 27, pp. 201-276.
- Teichmüller, M., Teichmüller, R. & Bartenstein, H. (1984): Inkohlung und Erdgas – eine neue Inkohlungskarte der Karbon-Oberfläche in Nordwestdeutschland.- *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, vol. 32, pp. 11-34.
- Thompson, A.M. (1970): Geochemistry of color genesis in red bed sequence, Juniata and Bald Eagle Formations, Pennsylvania.- *J. Sediment. Petrol.*, vol. 40, pp. 599-615.
- Tiab, D. & Donaldson, E.C. (2007): *Petrophysics : theory and practice of measuring reservoir rock and fluid transport properties.- Elsevier: Amsterdam*, 889 p.
- Tigert, V., & Al-Shaieb, Z. (1990): Pressure seals: their diagenetic banding patterns: *Earth- Science Reviews.- vol. 29*, pp. 227-240.
- Tissot, B.P. & Welte, D.H. (1984): *Petroleum formation and occurrence.- Springer: Berlin*, 699 p.
- Trautwein, U (2005): Poroelastische Verformung und petrophysikalische Eigenschaften von Rotliegend Sandsteinen.- *Dissertation TU Berlin*, 126 p.
- Tröger, W.E. (1967): *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2.- Schweizerbart: Stuttgart*, 822 p.
- Tucker, M. (1996): *Methoden der Sedimentologie.- Enke: Stuttgart*, 366 p
- Tucker, M. (2009): *Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks.- 3. Aufl., Blackwell: Malden*, 262 p
- Turner, P. (1980): *Continental red beds, Developments in sedimentology vol. 29, Elsevier: 562 p.*

- Turpault M. P. and Trotignon L. (1994): The dissolution of biotite single crystals in dilute HNO<sub>3</sub> at 24°C: Evidence of an anisotropic corrosion process of micas in acidic solutions.- *Geochim. Cosmochim. Acta* vol. 58, pp. 2761–2775.
- Trudinger, P.A., Chambers, L.A, Smith, J.W. (1985): Low temperature sulphate reduction: Biological versus abiological.- *Canadian journal of earth science*, vol. 22, pp. 1910-1018.
- Vali, H. & Hesse, R. (1990): Alkylammonium ion treatment of clay minerals in ultrathin section, a new method for HRTEM examination of expandable layers.- *American Mineralogist*, vol. 75, pp. 1443-1446.
- Van den Berg, E.H., Bense, V.F., Schlager, W. (2003): Assessing textural variations in laminated sands using digital image analysis of thin sections, *Journal of sedimentary petrology*.- vol. 73, pp. 133-143.
- Van Ojik, K., Mijnlief, H., Nortier, J., Gaupp, R., Grötsch, J. (2011): Rotliegend core atlas of the Netherlands.- in: Grötsch, J. & Gaupp, R. (Eds.): *The Permian Rotliegend of the Netherlands*.- SEPM-Spec Publ., vol. 89, pp. 267-280.
- Van Wees, V., Stephenson, R.A., Ziegler, P.A., Bayer, U., McCann, T., Dadlez, R., Gaupp, R., Narkiewicz, M., Bitzer, F., Scheck, M. (2000): On the origin of the Southern Permian Basin, Central Europe.- *Marine and Petroleum Geology*, vol. 17, pp. 43–49.
- Voigt, T., von Eynatten, H. & Franzke, H. J. (2004): Late Cretaceous unconformities in the Subhercynian Cretaceous Basin (Germany).- *Acta Geologica Polonica*, vol. 54, pp. 673-694.
- Walker, T. R. (1967): Formation of Red Beds in Modern and Ancient Deserts.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 78, pp. 353-368.
- Walker, T. R. (1976): Diagenetic origin of continental red beds.- in: Falke, H. (Ed.): *The continental Permian in Central, West and South Europe*.- NATO ASI series C, vol. 22, Reidel: Dordrecht, pp. 240- 282.
- Walker, T.R., Waugh, B., Grone, A.J. (1978): Diagenesis in first-cycle desert alluvium of Cenozoic age, southwestern United States and northwestern Mexico.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 89, pp. 19-32.
- Walker, J. W. & Thompson, G.R. (1990): Structural variations in chlorite and illite in a diagenetic sequence from the Imperial Valley, California.- *Clays and Clay Minerals*, vol. 38, pp. 315-321.
- Walzebuck, J.P. (1993): Ranking of geological factors controlling the well productivity in Rotliegende Gas Fields of the Dutch Offshore Area (abstract).- *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, vol. 77, pp. 1675.
- Wang, F.H.L. & Guidry, L.J. (1994): Effect of oxidation-reduction condition on wettability alteration.- *Soc. Petrol. Eng. Formation Eval.*, vol. 9, pp. 140-148.
- Wangen, M. (2010): *Physical principles of sedimentary basin analysis*.- Cambridge University Press: Cambridge, 527 p.
- Watson, M.N., Zwingmann, N., Lemon, N.M. (2002): The Ladbrooke Grove-Katnook Carbon Dioxide Natural Laboratory: A recent CO<sub>2</sub> accumulation in a lithic sandstone reservoir.- Abstract, 6<sup>th</sup> international conference on greenhouse gas control technologies, Kyoto, Japan., 6 p.
- Watson, M.N., Zwingmann, N., Lemon, N.M., Tingate, P.R. (2003): Onshore Otway Basin carbon dioxide accumulations: CO<sub>2</sub>-induced diagenesis in natural analogues for underground storage of greenhouse gas.- *APPEA Journal*, vol. 43, pp. 637-653.
- Watson, M.N. & Kirste, D. (2006): An integrated and geochemical approach to predicting long term CO<sub>2</sub>-induced diagenesis in geosequestration.- *CO<sub>2</sub>CRC*, 6 p.
- Weber, K.J. (1980): Influence in fluid flow of common sedimentary structures in sand bodies.- *Society of Petroleum Engineers of AIME, Preprint SPEW 9247*, 12p.
- Weber, K. (1972): Kristallinität des Illits in Tonschiefern und andere Kriterien schwacher Metamorphose im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge.- *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, vol. 141, pp. 333-363.
- Weger, R. J. (2006): *Quantitative pore/rock type parameters in carbonates and their relationship to velocity deviations*.- Dissertation University of Miami, 232 p.
- Weibel, R. (1998): Diagenesis in oxidising and locally reducing conditions - an example from the Triassic Skagerrak Formation, Denmark.- *Sed. Geol.*, vol. 121, pp. 259-276.

- 
- Weltje, G. J. (1994): Provenance and dispersal of sand-sized sediments.- *Geologica Ultraiectina*, vol. 121, pp. 1-208.
- Wescott, W.A. (1983): Diagenesis of Coton Valley sandstone (Upper Jurassic), east Texas: implications for tight gas formation pay recognition.- *AAPG Bulletin*, vol. 77, pp. 1002-1013.
- Whalley, W.B. (1983): Desert varnish.- in: Goudie, A.S. & Pye, D. (Eds): *Chemical sedimentation and geomorphology*, Academic press, London, pp. 197-226.
- Whetten, J.T. & Hawkins, J.W. (1970): Diagenetic origin of graywacke matrix minerals.- *Sedimentology*, vol. 15, pp. 347-361.
- White, A.F., Peterson, M.L. (1990): The role of reactive surface areas in chemical weathering.- *Chem. Geol.*, pp. 334-336.
- Williams, L.B., Ferrell, R.E. Jr, Chinn, E.W., Sassen, R. (1989): Fixed ammonium in clays associated with crude oils.- *Appl Geochem* vol. 4, pp. 605-616.
- Wilkinson, M., Darby, D., Haszeldine, R.S., Couples, G.D. (1997): Secondary porosity generation during deep burial associated with overpressure leak-off: Fulmar Formation, United Kingdom Central Graben.- *AAPG Bull.*, vol. 81, pp. 803-813.
- Wilkinson, J.J., Lonergan, L., Fairs, T., Herrington, R.J. (1998): Fluid inclusion constraints on conditions and timing of hydrocarbon migration and quartz cementation in Brent Group reservoir sandstones, Columba Terrace, northern North Sea.- in: Parnell, J. (Ed.): *Dating and Duration of Fluid Flow and Fluid-Rock Interaction*.- *Geol. Soc. Spec. Pub.*, vol. 144, *Geol. Soc.*: London, pp. 69-89.
- Wilkinson, M. & Haszeldine, R.S. (2002): Fibrous illite in oilfield sandstones - a nucleation kinetic theory of growth.- *Terra Nova*, vol. 14, pp. 56-60.
- Wilkinson, M., Haszeldine, R.S., Milliken, K.L. (2003): Cross-formational flux of aluminium and potassium in Gulf Coast (USA) sediments.- In: Worden, R.H. & Morad, S. (Eds.): *Clay mineral cements in sandstones*.- *Int. Ass. Sed. Spec. Pub.*, vol. 34, Blackwell: Oxford, pp. 147-160.
- Wilson, M.D. & Pittman, E.D. (1977): Authigenic clays in sandstones: Recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis.- *Journal of Sedimentary Petrology*, vol 47, pp. 3-31.
- 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. & Pittman, E.D. (Eds.): *Origin, Diagenesis, and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones*.- *SEPM Spec. Pub. Vol. 47*, *SEPM*: Tulsa, pp. 209-225.
- Wilson, M. D. & Stanton, P. T. (1994): Diagenetic mechanisms of porosity and permeability reduction and enhancement.- in: Wilson, M. D. (Ed.): *Reservoir Quality Assessment and Prediction in Clastic Rocks*: *SEPM, Short Course*, vol. 30, pp. 59-118.
- Wimmenauer, W. (1984): *Das prävariszische Kristallin im Schwarzwald*.- *Forscht. Miner., Beih.*, vol. 62, pp. 69-86.
- Wirth, J. (2008): Erdgas und Erdöl.- in: Bachmann, G.H., Ehling, B., Eichner, R., Schwab, M. (Eds): *Geologie von Sachsen-Anhalt*.- *Schweizerbart*: Stuttgart, pp. 25-34.
- Wolfgramm, M. (2002): *Fluidentwicklung und Diagenese im Nordostdeutschen Becken - Petrographie, Mikrothermometrie und Geochemie stabiler Isotope*.- *Dissertation Universität Halle*, 170 p.
- Woodward K. & Curtis C.D. (1987): Predictive modeling for the distribution of production-constraining illites - Morecambe Gas Field, Irish Sea, Offshore UK.- in: Brooks, J. & Glennie, K.W. (Eds.): *Petroleum Geology of North West Europe*.- *Graham & Trotman*: London., pp. 205-215.
- Worden, R. H. & Burley S. D. (2003): *Sandstone diagenesis - the evolution of sand to stone*, Blackwell: Malden, 649 p.
- Worden, R. & Morad, S. (2003): *Clay Mineral Cements in Sandstones*.- *Int. Ass. Sed. Spec. Pub.*, vol. 34, Blackwell: Oxford, 520 p.
- Worden, R. H., & Smalley, P. C. (1996). H<sub>2</sub>S-producing reactions in deep carbonate gas reservoirs: Kuff Formation, Abu Dhabi.- *Chemical Geology*, vol. 133, pp. 157-171.
- Worthington, P.F. (2003): Effect of clay content upon some physical properties of sandstone reservoirs.- in: Worden, R.H. & Morad, S. (Eds): *Clay mineral cements in sandstones*.- *IAS special publication* vol. 34, pp. 191-211.

- Wygrala, B. (1989): Integrated study of an oil field in southern Po Basin, northern Italy.- Ber. Forschungszentrum Jülich, vol. 2313, pp. 1-217.
- Xu, T., Apps, J.A, Pruess, K. (2005): Mineral Sequestration of carbon dioxide in a sandstone-shale system.- *chemical geology*, vol. 217, pp. 295-318.
- Zahaf, K. & Tiab, D. (2002): Vertical permeability from in situ horizontal measurements in shaly-sand reservoirs.- *JCPT*, pp. 43-50.
- Zhang, X. & Knackstedt, M. A. (1995): Direct simulation of electrical and hydraulic tortuosity in porous solids.- *Geophysical Research Letters*, vol. 22, pp. 2333-2336.
- Ziegler, P.A. (1978): North-Western Europe: tectonic and basin development.- *Geologie en Mijnbouw*, vol. 57, pp. 487-502.
- Ziegler, A. (1990): *Geological Atlas of Western and Central Europe*.- 2 ed. Amsterdam: Elsevier.
- Ziegler K., Sellwood B.W. & Fallick A.E. (1994): Radiogenic and stable isotope evidence for age and origin of authigenic illites in the Rotliegend.- *Southern North Sea. Clay Minerals*, vol. 29, pp. 555-565.
- Ziegler, K. (2006): Clay minerals of the Permian Rotliegend Group in the North Sea and adjacent areas.- *Clay Minerals*, vol. 41, pp. 355-393.
- Zinkernagel, U. (1978): Cathodoluminescence of quartz and its application to sandstone petrology.- in: Füchtbauer, H. (Ed.): *Contributions to Sedimentology*, pp.1-66.
- Zwingmann, H., Clauer, N. & Gaupp, R. (1998): Timing of fluid flow in a sandstone reservoir of the north German Rotliegend (Permian) by K-Ar dating of related hydrothermal illite.- in: Parnell, K. (Ed.): *Dating and Duration of Fluid Flow and Fluid-Rock Interaction*, Geological Society: London, pp. 91-106
- Zwingmann, H., Clauer, N. & Gaupp, R. (1999): Structure-related geochemical (REE) and isotopic (K-Ar, Rb-Sr, delta O-18) characteristics of clay minerals from Rotliegend sandstone reservoirs (Permian, northern Germany).- *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 63, pp. 2805-2823.

# Anhang

---

## Tafeln

**Tafel 1:** Sedimentstrukturen

**Tafel 2:** Lithoklasten

**Tafel 3:** Calciumsulfat-Zement

**Tafel 4:** Karbonatzement und Feldspatzement

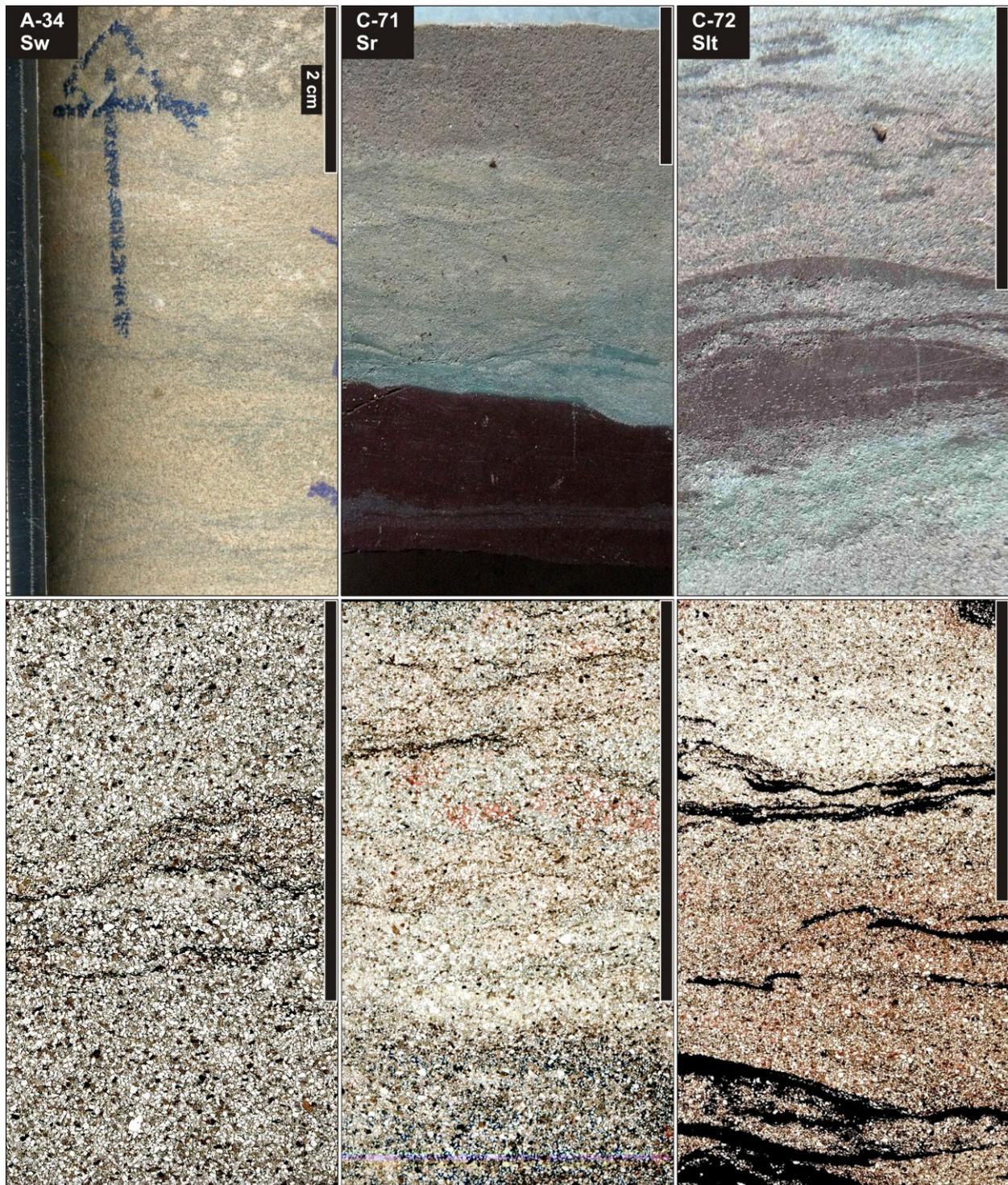
**Tafel 5:** Karbonatzement: Zonierungen (Kathodo-Lumineszenz)

**Tafel 6:** Weitere authigene Mineralphasen und Diagenese­phänomene

**Tafel 7:** Chlorit-Illit-Kutane in konkaven Einbuchtungen von Klasten

**Tafel 8:** Authigener Chlorit

**Tafel 9:** Authigener Chlorit und Illit

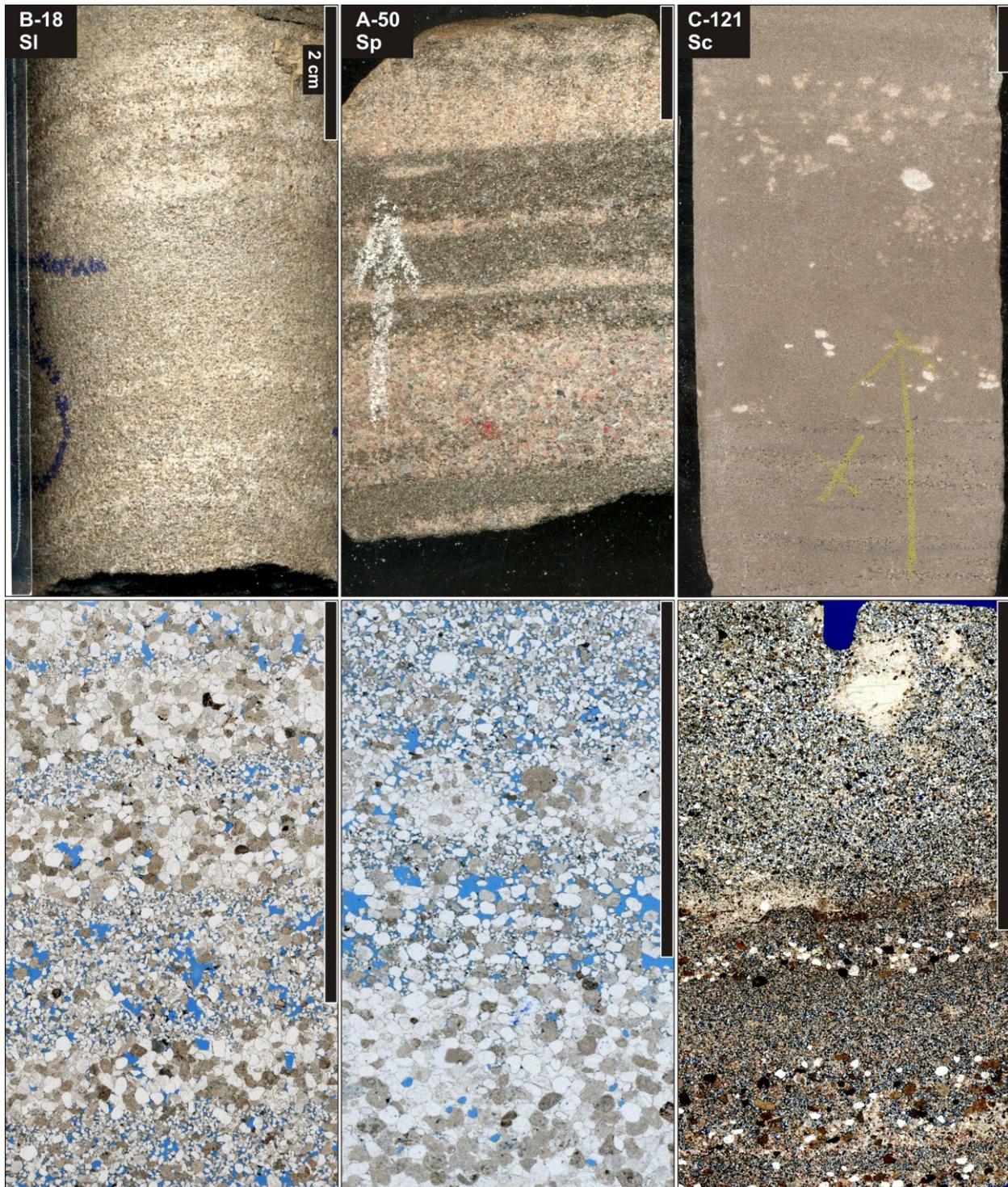


**Tafel 1: Sedimentstrukturen:** oben: Kernfotos, unten: eingescannte Dünnschliffe

L: Lithotyp Sw: wellig-horizontal geschichteter Sandstein mit feinen Tonsilt-Häutchen, bzw. Laminen, dunkel oliv gefärbt durch Festbitumen, Anhydrit-Poikiloblasten im Kernstück erkennbar, feuchte Sandebene (A-34).

M: Lithotyp Sr: Kleinrippelschichtung mit Tonhäutchen auf den Leebältern, Tonlaminen (vergrünt) teilweise aufgewölbt, wahrscheinlich durch Quellung von Salz, links unten im Kernstück Einschnitt des Sandsteins in den Tonstein im Liegenden, aquatisch, möglicherweise fluviatil abgelagert (C-71).

R: Lithotyp Slt: wellig-tonflartig horizontal geschichteter Sandstein, Tonlaminen von mehreren Millimetern Dicke, häufig lateral absetzend mit deutlicher Hämatit-Imprägnierung (Kernstück), bereichsweise rot und vergrünt, nasse Sandebene (C-72).

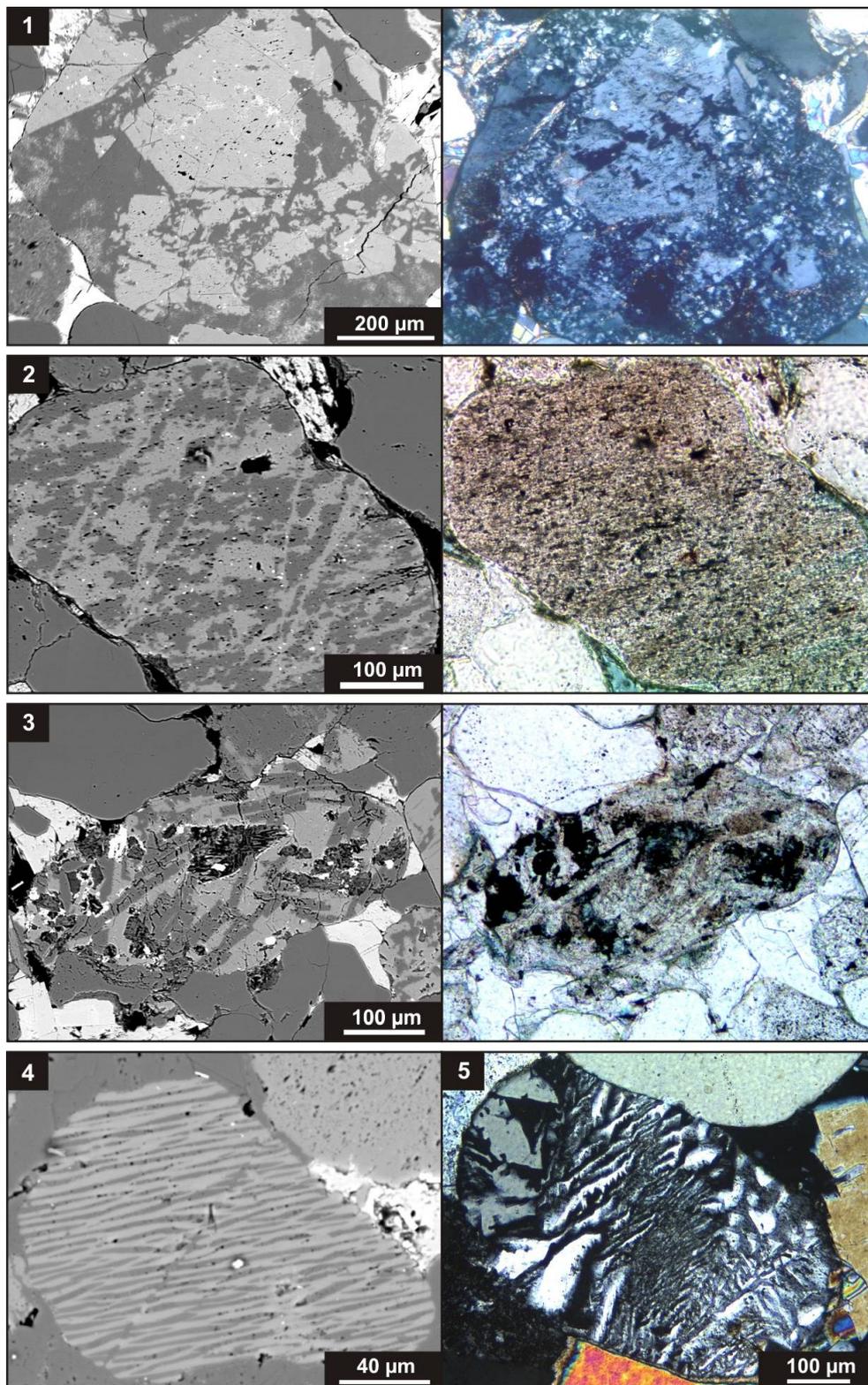


**Tafel 1** (Fortsetzung)

L: Lithotyp SI: laminiertes Sandstein, scharf abgesetzte, einige Millimeter dicke pin-stripe-Lamination mit früh zementierter Groblamine und poröser Feinlamina, diagenetische Bänderung durch hellgraue Zementation erkennbar, äolischer Flächensand (B-18).

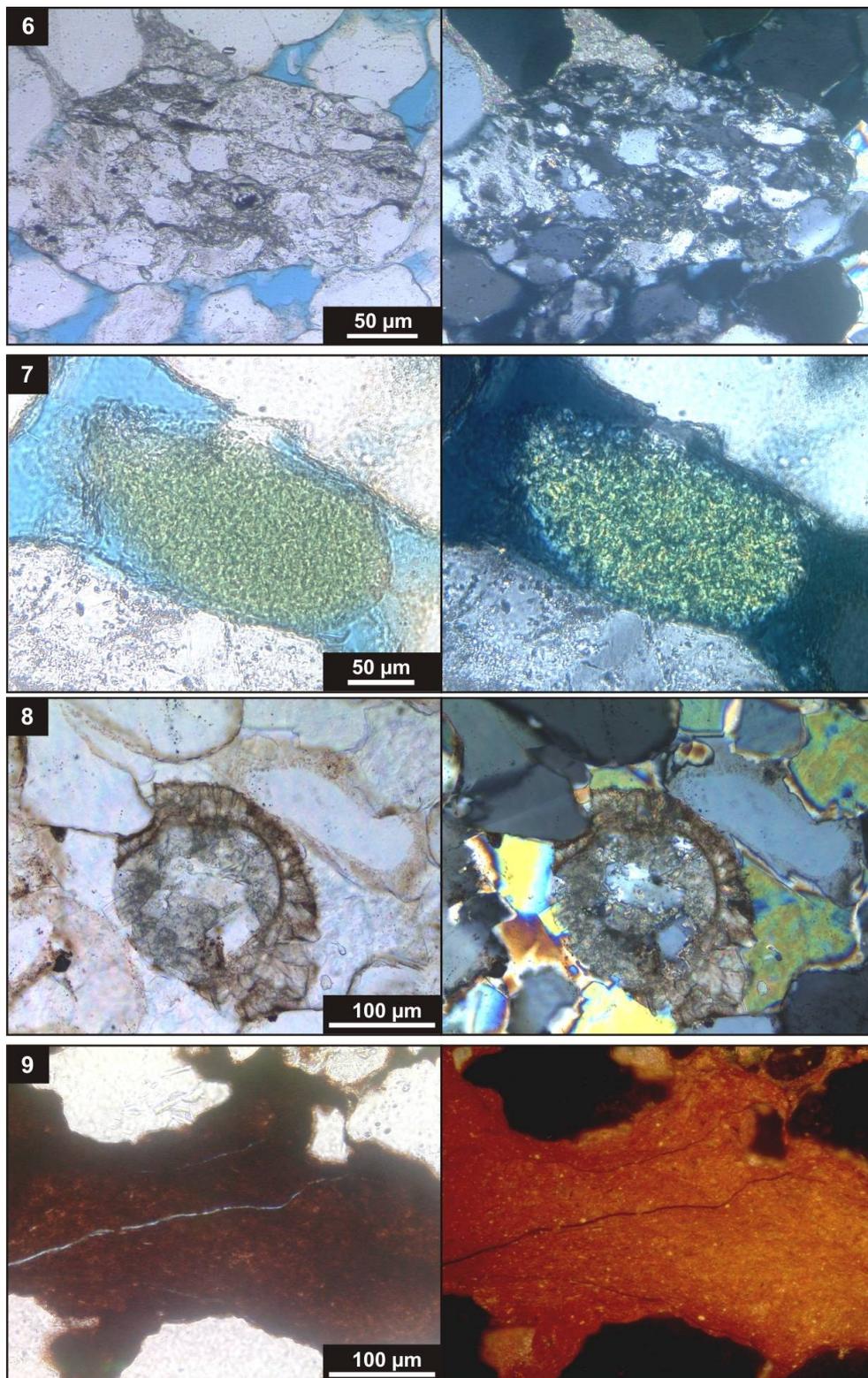
M: Lithotyp Sp: feingeschichteter Sandstein, scharf abgesetzte, mehrere Zentimeter dicke Grob-Fein-Wechselschichtung, flachwinklig bis horizontal, Zementation auf die Groblamine oder auf eingestreute grobe Klasten in der Feinlamina beschränkt, Bitumisierung färbt die Feinlamina oliv (Kernstück), äolischer Flächensand oder Dünenfuß (A-50).

R: Lithotyp Sc: flachwinklig schräggeschichteter Sandstein, unregelmäßige, leicht wellige und diskontinuierliche Lamination, unregelmäßige Einkornlagen aus Grobsand, welche entweder quatisch abgelagerte Sohlenpflaster eines kurzfristigen Fließereignisses (oder einer Schichtflut) darstellen; alternativ wäre auch eine Entstehung der Einkornlage als Deflationslage denkbar, aquatisch, möglicherweise fluviatil abgelagert (C-121).



**Tafel 2: Lithoklasten:**

1. grobkristalliner felsischer vulkanischer Lithoklast mit Alkalifeldspat, Plagioklas und Quarz (Lv<sub>f1</sub>)
2. feinkristalliner felsischer vulkanischer Lithoklast mit Plagioklas, Quarz und Titanoxid (Lv<sub>f3</sub>)
3. mafischer vulkanischer Lithoklast mit sperrigen Plagioklasleisten in einer Grundmasse aus Alkalifeldspat und Titanoxid (Lv<sub>m</sub>)
4. perthitische Verwachsung aus Plagioklas und Kalifeldspat
5. graphische Verwachsung aus Quarz und Feldspat



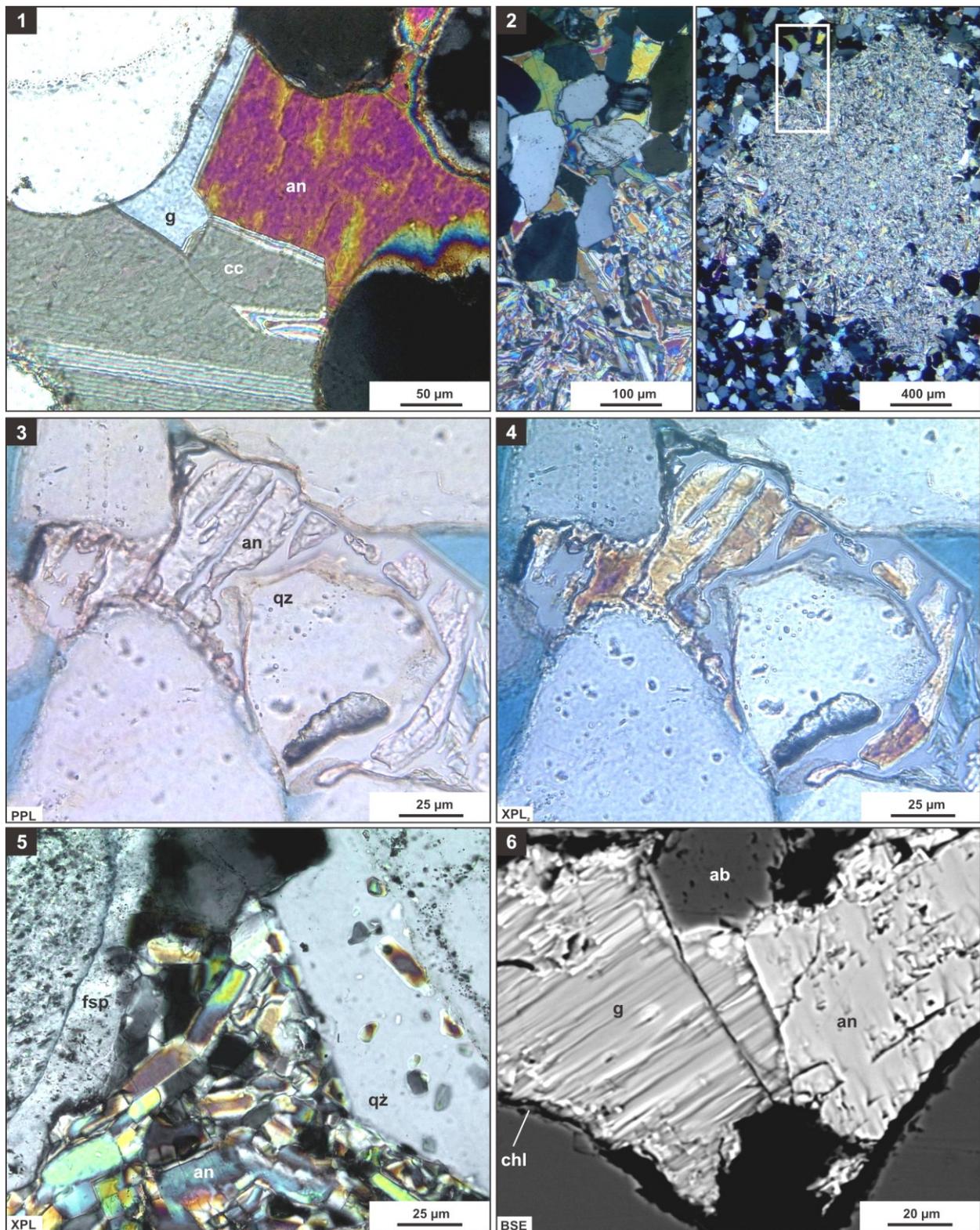
**Tafel 2** (Fortsetzung)

6. sedimentärer Lithoklast: Siltsteinklast

7. grünes Aggregat aus Tonmineralen: Interferenzfarbe überlagert von der Eigenfarbe (Glaukonit oder Corrensit)

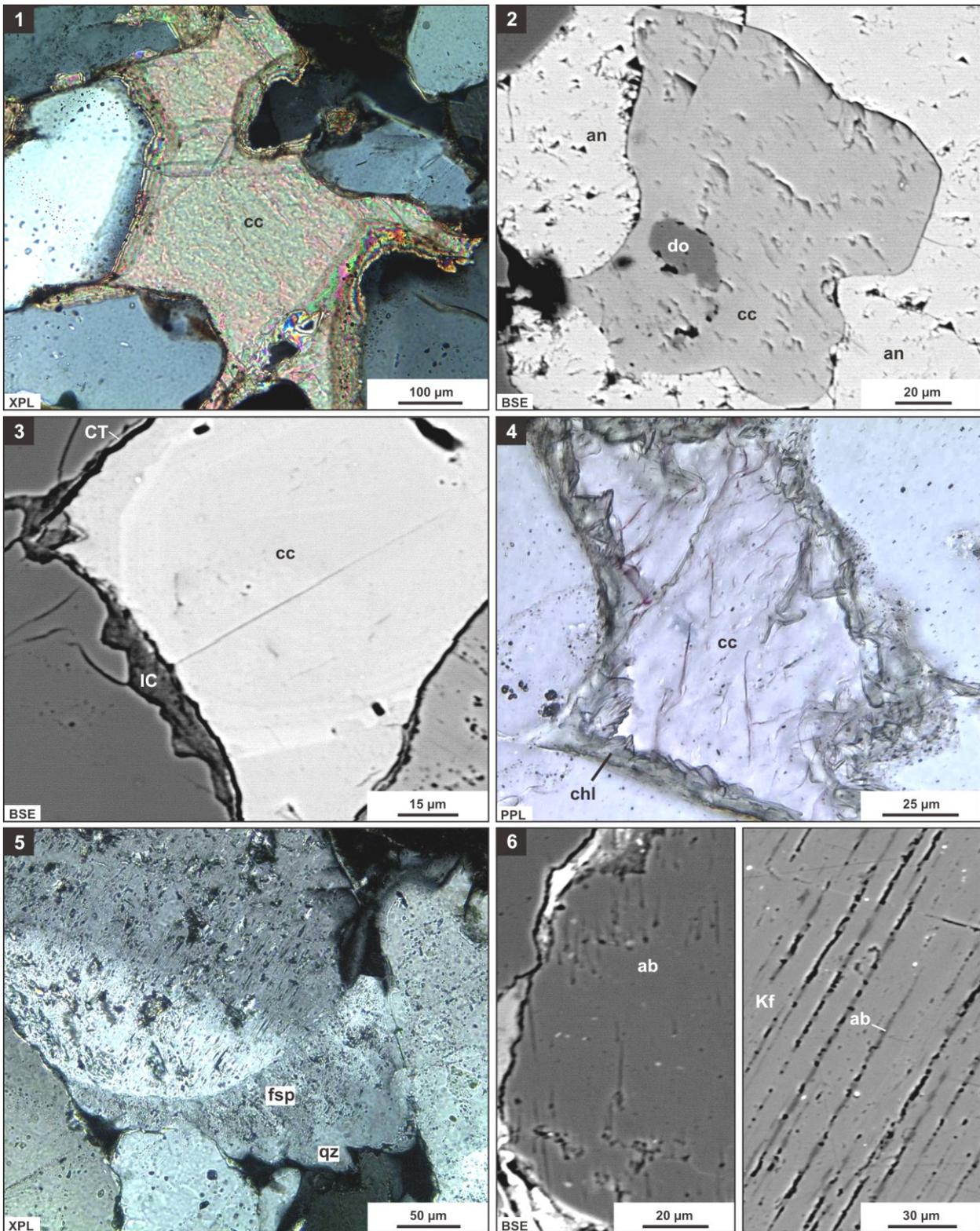
8. karbonatisiertes, sphärolithisches vulkanisches Bruchstück

9. Ton-Intraklast mit Hämatit imprägniert (Auflicht-Bild rechts)



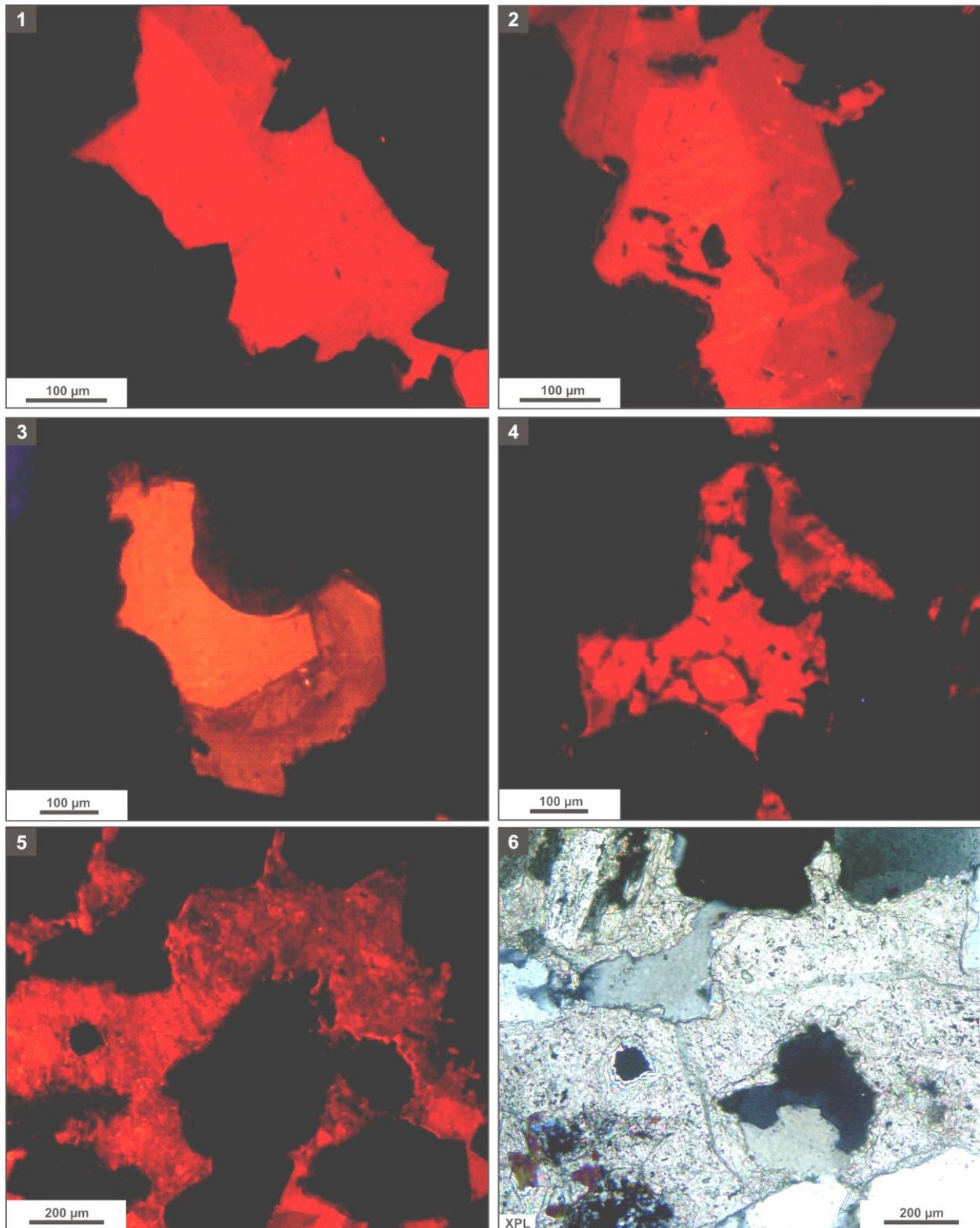
### Tafel 3: Calciumsulfat-Zement

1. Verwachsungsbeziehungen: Anhydrit, Calcit und Gips mit konkurrierenden Wachstumsgrenzen: Anhydrit verdrängt einen Klasten und Calcit (A-3)
2. Anhydrit-Konkretion vom Sabkha-Typ: Wachstum durch räumliche Ausdehnung ohne chemische Verdrängung; umliegende Klasten nicht angelöst (C-121)
3. und 4. Anhydrit-Einschluss innerhalb eines Quarzzements (4-37)
5. früher kleinblockiger Anhydritzement, Feldspat- und Quarzanwachssäume; Einschlüsse von Anhydrit im Quarzzement (C-50)
6. Grenze zwischen Gips (g) und Anhydrit (an): Gips wächst nach Chlorit. Anhydrit direkt auf dem Klasten (A-50)



**Tafel 4: Karbonatzement und Feldspatzement**

1. einchlussfreier, einphasiger Calcit in einem roten Sst (A-72)
2. Dolomit-Einschluss in einem Calcit-Zement, der von Anhydrit umwachsen oder verdrängt wird (A-3)
3. rekristallisierte Chlorit-Illit-Kornüberzüge vor spätem, zonierten Calcitzement; gebleichter Sst (A-63)
4. später Calcit (nach Chlorit) verdrängt frühen Anhydrit; gebleichter Sst (A-80)
5. Feldspat-Anwachsensaum um einen Alkalifeldspat-Plagioklas-Lithoklasten (links oben); zur Pore hin Quarzzement (A-15)
6. typischer Grad der Albitisierung in Plagioklasen (links: vollständig albitisiert) und Kalifeldspäten (nur entlang der Spaltrisse albitisiert und dort auch angelöst) (l: A-29, r: A-80)



**Tafel 5: Karbonatzement: Zonierungen (Kathodo-Lumineszenz)**

**Typ1: zoniert, früh:**

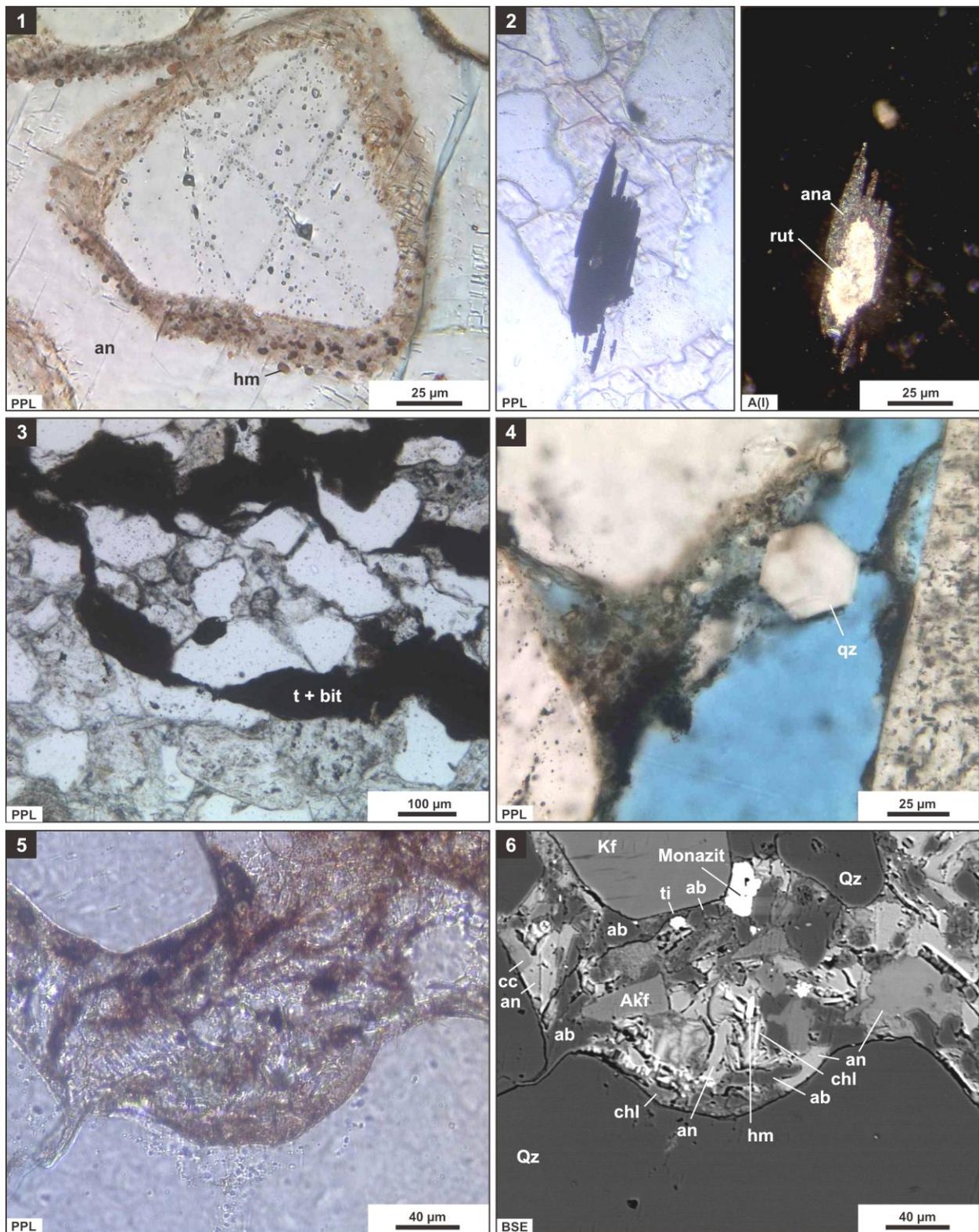
1. hell orange-rot lumineszierender Kern, dunkelrot lumineszierender Rand, roter Sst (A-69)
2. Zonierungsmuster wie 1: roter Sst (A-3)

**Typ2: zoniert, spät:**

3. später Calcit, nach rechts gerade Wachstumsgrenzen zum freien Porenraum, Kern hell-orangerot, Rand zum Porenraum dunkelrot: gebleichter Sst (A-80)
4. Kern und Ränder hell orange, dazwischen nicht-lumineszierende Karbonatzemente; gebleichter Sst (A-12A)

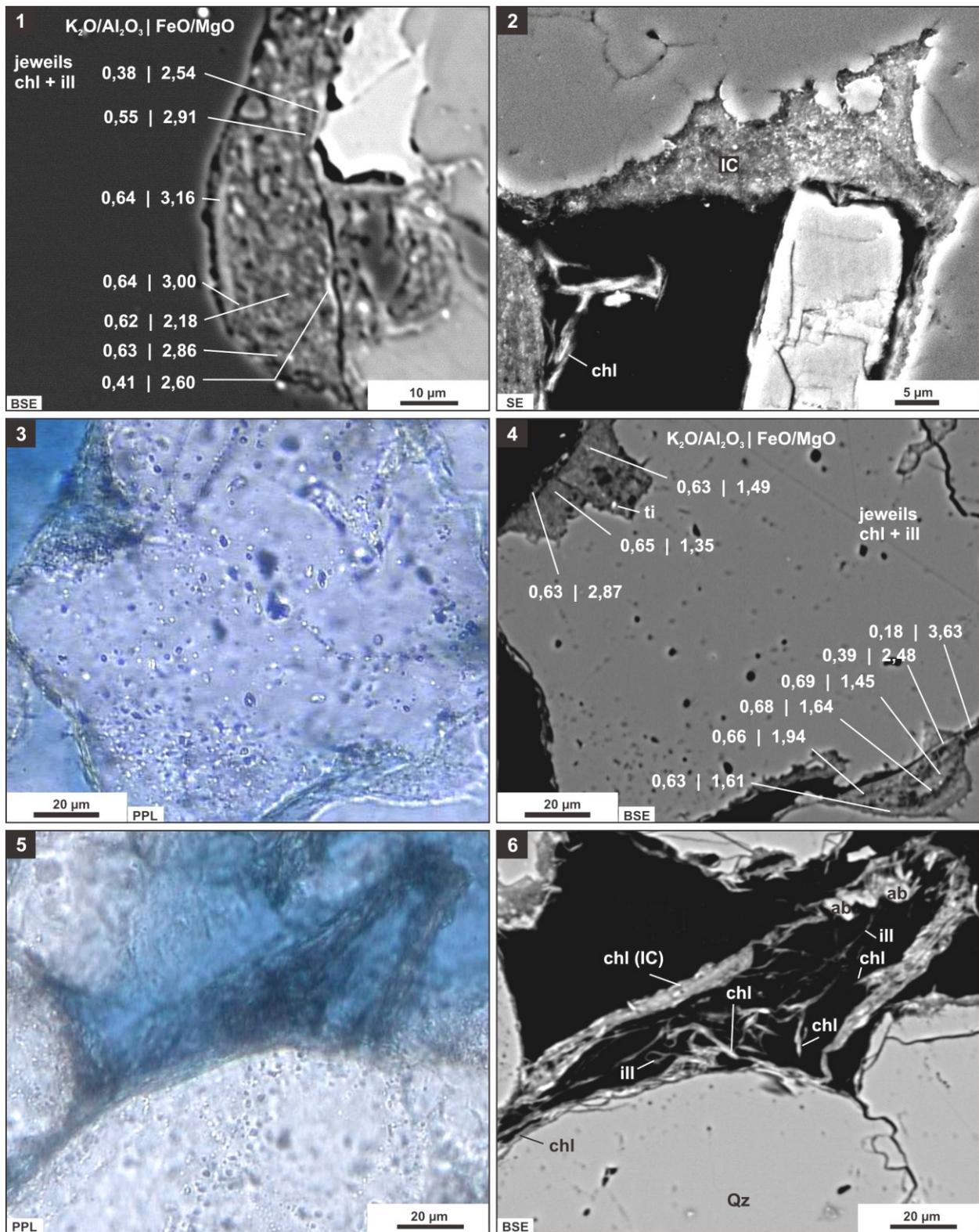
**Typ3: Fleckenmuster durch Klast-Verdrängung**

5. und 6. Karbonatzement verdrängt Feldspat und Quarz, dunkle, nicht lumineszierende Einschlüsse im Calcit <Schliffdicke (->dunkelrot); schwach gebleichter Sst mit Hm + CT (A-9)



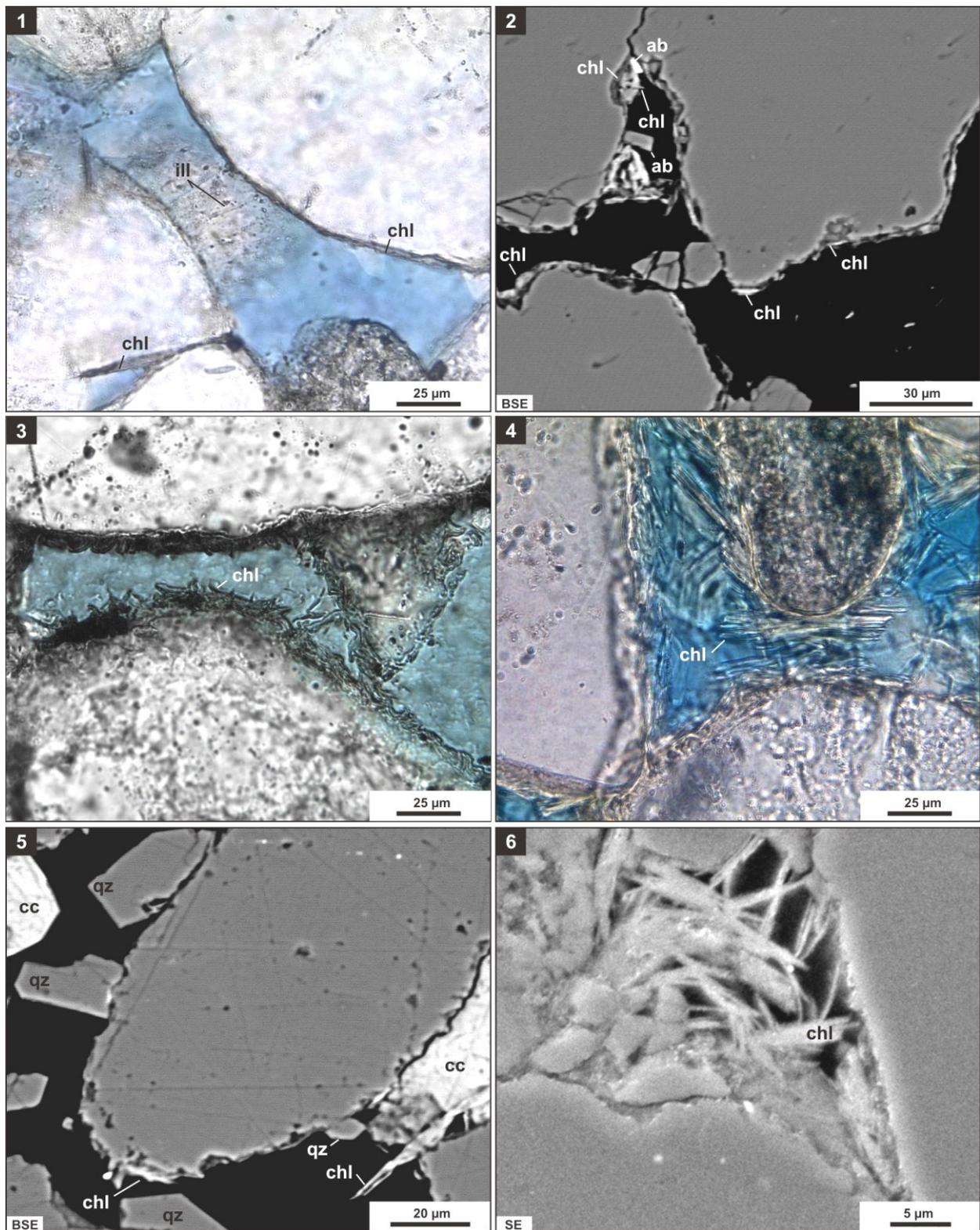
**Tafel 6: Weitere authigene Mineralphasen und Diageneseephänomene**

1. Hämatit-Kornüberzug mit kleinen Einkristallen, unter Anhydrit-Zement, roter Sst (A-58)
2. detritischer Rutil, umwachsen von authigenem Anatas; umwachsen von Calcit-Zement (C-14)
3. bitumisierte Tonlamine mit intensiver chemischer Kompaktion an Quarz-Klasten (C-42)
4. früher prismatischer Quarz, von Bitumen überzogen (A-18)
5. und 6. eine Vielzahl authigener Phasen wächst im intergranularen Raum zwischen zwei Klasten; Monazit (REE-Phosphat) detritisch oder authigen (A-29)



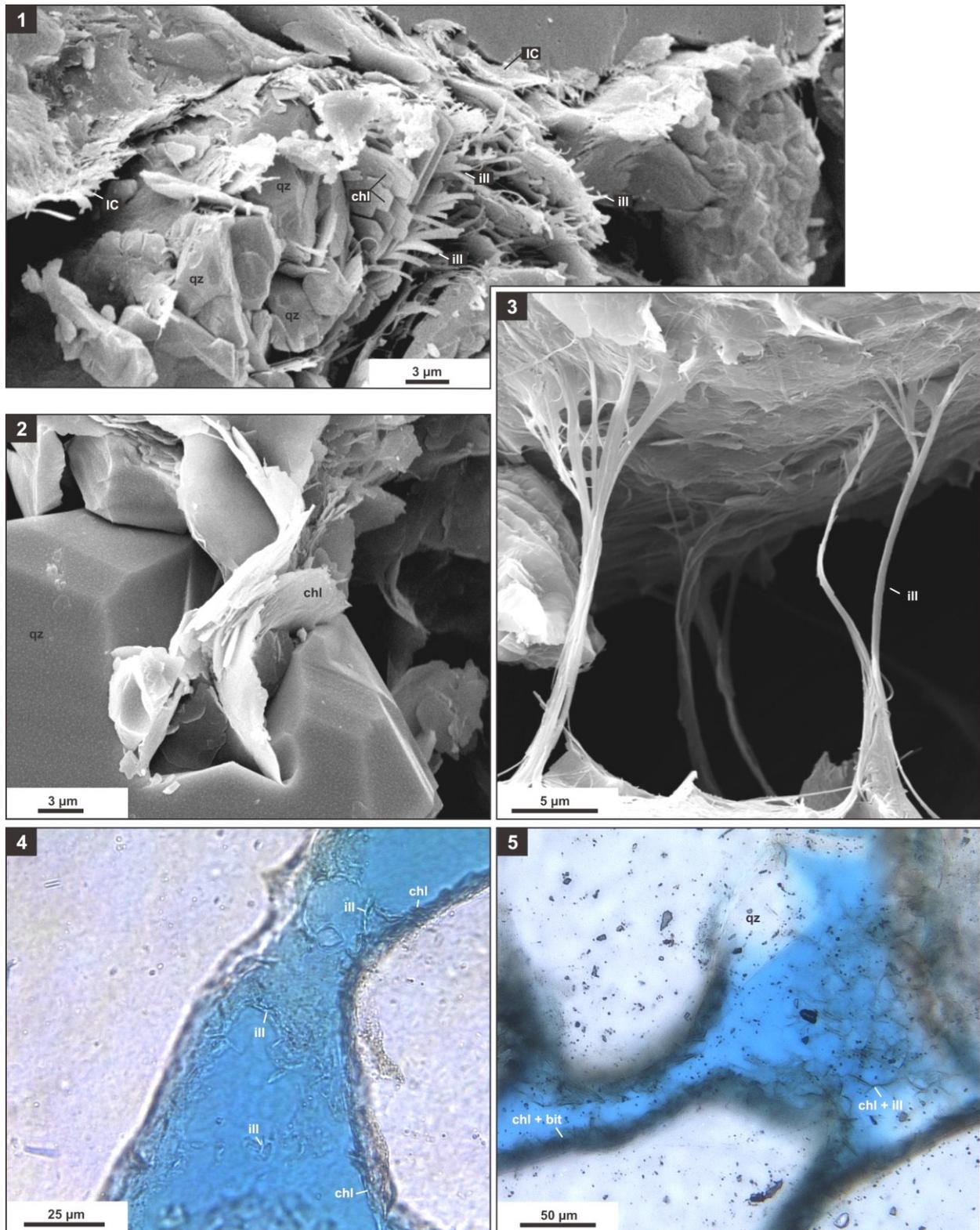
**Tafel 7: Chlorit-Illit-Kutane in konkaven Einbuchtungen von Klasten (IC)**

1. Tonkutan: außen K-arm und niedrigstes Fe/Mg-Verhältnis; innen K-reich und höchstes Fe/Mg-Verhältnis (A-29)
2. massiger Tonkutan, hier nur vereinzelt von tangentialen Chloritplatten bewachsen (A-63)
3. und 4. zwei Tonkutane:  
 links unten: lagig aufgebaut, K nimmt vom Korn zur Pore ab, Fe/ Mg steigt gleichermaßen;  
 rechts oben: unregelmäßig-massiges Erscheinungsbild: K einheitlich verteilt, Fe/Mg zur Pore hin größer (A-63)
5. und 6. chloritisch-illitische Umrandung (IC) eines ehemaligen Klasten, im Lösungshohlraum sind bereits wieder Chlorite und Illite gewachsen, Bitumen (PPL-Bild) sowohl außen als auch innerhalb der Hohlform (A-80)



### Tafel 8: Authigener Chlorit

1. tangentielle Chlorit-Kornüberzüge, zwischen den Körnern einzelne porenüberbrückende Illitfasern (B-32-2)
2. tangentielle Chlorit-Kornüberzüge (A-12A)
3. subtangentielle Chlorite mit sehr hoher Plattendichte, Braunfärbung durch Bitumen (A-50)
4. Chlorit-Fächer ausgehend vom Kornkontakt / Porenhalz (C-21)
5. gabelförmige, lange dünne Leiste (rechts unten) wächst von Kornrand in den offenen Porenraum; ansonsten schwache (CT) Chlorit-Authigenese (A-9)
6. nahezu porenfüllendes Gemenge aus Leisten (A-12A)



**Tafel 9: Authigener Chlorit und Illit**

1. aufgebrochener Kornüberzug aus Illit und Chlorit, Illit bildet breite Fasern, undeutlich lagig- tangentialer Aufbau (C-39)
2. Chloritplatten wachsen auf dem einspringenden Winkel eines Quarzzements (C-65)
3. Illit wächst wurzelartig auf Chloritplatten, vereinigt sich zu Porenhals-überspannenden Faserbündel (A-63)
4. Illit-Maschenwerk überbrückt überwiegend enge Porenbereiche nahe des Kornkontakts; daneben flachwinklig-subtangentiale Chlorit-Authigenese (C-83)
5. dicke Bitumen-Beläge auf steilwinkligen subtangentialen Chlorit-Überzügen sowie wabenförmige Chlorit- und Illit-Verwachsungen im intergranularen Porenraum (rechts) (A-47)

## **Ergänzende Abbildungen**

- I.** Diagnostische Merkmale der Lithotypen und Kernbeschreibung
- II.** Dünnschliffpetrographie: untersuchte Parameter
- III.** Diagenesetypen-Logs
- IV.** Unterschiede gebleichter und roter Sandsteine
- V.** Unterschiede der Kernlokationen hinsichtlich Klasten und Zementen
- VI.** Kompaktionszustände: ergänzende Grafiken
- VII.** Porositätsprofile und ergänzende Grafiken zum Porensystem
- VIII.** Authigener Illit: ergänzende Grafiken
- IX.** Zur Pore exponierte Mineralphasen: räumliche Abhängigkeit und Zusammenhang mit der volumetrischen Zusammensetzung
- X.** Räumliche Abhängigkeit der Zementation

## I. Diagnostische Merkmale der Lithotypen und Kernbeschreibung

	Diagnose	Beschreibung der Sedimentstrukturen
TI,MI	Tonstein laminiert	horizontal laminierte, nahezu reine Tonsteine mit wenig Silt, Glimmer kann auf diskreten Flächen angereichert sein, Trockenrisse
Md	Tonsiltstein diffus, schichtungslos syndimentär deformiert	massig, silt- und feinsandreiche Lagen und Linsen innerhalb von Ton, kleindimensionale Rippen, Anhydrit-Konkretionen, Halitpseudomorphosen Trockenrisse
Mds	Tonsiltstein feinsandführend, linsen- und flasergerichtet	massig, feinsandreiche Lagen und Linsen in tonig-siltiger Grundmasse, höherer Sandgehalt als Typ Md
Slt	Sandstein, reich an Ton- und Silt linsen- und flasergerichtet	horizontal bis flachwinklig geschichtet mit mm bis cm dicken Tonlaminaen Wechsel von Tonfasern, Silt- und Sandlinsen, infiltrierte Tonsiltmatrix
Sd	Sandstein diffus, schichtungslos infiltrierte Matrix	massig, syndimentär deformiert oder entschichtete primäre Linsen- und Flaserschichtung, hoher Gehalt an infiltrierter Matrix
Sw	Sandstein wellig geschichtet Tonsilt-Laminaen	horizontal- bis flachwinklig geschichtet mit >1 bis mehrere mm dicken, subparallelen Ton- und Siltlaminaen oder Tonhäutchen auf stratalen Flächen, Adhäsionsstrukturen, unregelmäßige Verteilung von Fein- und Mittelsand
Sh	Sandstein unscharf horizontal geschichtet	horizontal laminiert bis horizontal geschichtet schlechte Korngrößensortierung
Sm	Sandstein massig	massig, strukturlos Anhydrit- und Calcitblasten bis 2 mm Größe überwiegend bimodale Korngrößenverteilung
Smb	Sandstein massig, konvolute (Wickellamination)	massig, strukturlos Anhydrit- und Calcitblasten bis 5 mm Größe intensive Haloturbation, Adhäsionsrippel
Sf	Sandstein massig sandfleckig	massig bis strukturlos, 0,5 bis 3 cm große Flecken von Anhydritblasten, räumliche Drängung von Anhydrit-Zementnestern häufig durchzogen von Tonsilt-Laminaen
Ss	Sandstein schräggeschichtet Tonsilt-Intraklasten	mitteldimensional schräggeschichtet Ton- und Tonsilt-Intraklasten bis zu mehreren cm Größe erosive Basisflächen häufig, Schichtungswinkel 5- 15°
Sc	Sandstein schräggeschichtet	klein- bis mittelskalig schräggeschichtet, glimmerführend Schichtungswinkel 5- 15°
Sk	Sandstein massig bis rippelgeschichtet Tonsilt-Intraklasten	massig bis rippelgeschichtet, Ton und Silt-Intraklasten Schichtungswinkel meist nicht erkennbar
Sr	Sandstein Kleinrippelschichtung	kleine Strömungsrippel, glimmerführend Schichtung meist horizontal
Sp	Sandstein, scharf abgesetzt feingeschichtet flach und steilwinklig	horizontal bis flachwinklig (0-10°) oder steilwinklig (> 20°) scharf abgesetzt planar geschichtet, Lagen von 2-10 cm Dicke, ebene Top- und Basisflächen, scharfe horizontbeständige Erosionsflächen
Sl	Sandstein, scharf abgesetzt fein laminiert flach und steilwinklig	horizontal bis flachwinklig (0-10°) oder steilwinklig (> 20°) scharf abgesetzt planar als Nadelstreifen (pin-stripe)- Typ laminiert, ebene Top- und Basisflächen, große Korngrößenunterschiede Fein- und Groblamine

	detr. Ton	Granulometrie und Textur	Vertikale Assoziation	Ablagerungsraum
TI,MI	bis 100%	Ton	Tonpakete cm bis dm mächtig	ephemerer See salinare Tonebene
Md	> 75%	Silt, Ton und Feinsand angular bis subangular schlecht bis moderat sortiert	Tonpakete cm bis dm mächtig	salinare Tonebene
Mds	> 50%	Silt, Ton und Feinsand angular bis subangular schlecht bis moderat sortiert	Tonpakete dm bis m mächtig	Ton-Sandebene
Slit	1-20%	Feinsand, siltführend subangular moderat bis gut sortiert	isolierte Lagen in Silt- steinpaketen, oder dünne Sandsteinbänke	Ton-Sandebene, nasse Sandebene distale Schichtfluten
Sd	1-20%	Feinsand, siltführend subangular moderat bis gut sortiert	isolierte Lagen in Silt- steinpaketen, oder dünne Sandsteinbänke	feuchte Sandebene
Sw	1-5%	Feinsand, siltführend subangular moderat bis gut sortiert	isolierte Lagen in Silt- steinpaketen, oder dünne Sandsteinbänke	feuchte Sandebene nasse Sandebene
Sh	0-5%	Fein- bis Mittelsand, siltführend subangular schlecht bis moderat sortiert	isolierte Lagen innerhalb von Siltsteinen	Schichtfluten
Sm	0-2%	Mittelsand, bimodale Korngrößenv. subangular bis gut gerundet moderat bis sehr gut sortiert	mehrere dm bis m mächtige Sandsteine	fluviatil oder äolisch haloturbiert oder diagenetisch überprägt
Smb	0-2%	Fein- bis Mittelsand subangular bis gut gerundet moderat bis sehr gut sortiert	mehrere dm bis m mächtige Sandsteine	trockene Sandebene feuchte Sandebene
Sf	0-2%	Feinsand, siltführend subangular bis kantengerundet moderat bis gut sortiert	mehrere dm bis m mächtige Sandsteine	feuchte Sandebene trockene Sandebene
Ss	0-5%	Fein- bis Grobsand subangular bis gut gerundet gut sortiert	mehrere dm bis m mächtige Sandsteine, meist an der Basis	fluviatile Rinnen, Deichbruchfächer proximale Überflutungsebene
Sc	0-2%	Fein- bis Grobsand kantengerundet moderat bis gut sortiert	mehrere dm bis m mächtige Sandsteine	fluviatile Rinnen, Uferdamm
Sk	0-5%	Fein- bis Mittelsand subangular bis kantengerundet moderat sortiert	mehrere cm bis dm mächtige Sandsteine, meist an der Basis	fluviatile Rinnen, Schichtfluten
Sr	0-2%	Fein- bis Mittelsand kantengerundet moderat bis gut sortiert	mehrere dm bis m mächtige Sandsteine	feuchte Sandebenen Flussrinnen
Sp	0%	Mittelsand, uni- oder bimodale Korngrößenv., gut bis sehr gut gerundet, gut bis sehr gut sortiert	dm bis mmächtige Sandsteine, zum Top Über- gang in Schrägschichtung	trockene Sandebene äolische Dünen äolische Flächensande
Sl	0%	Fein- bis Mittelsand, uni- oder bimodale Korngrößenv., gut bis sehr gut gerundet, gut bis sehr gut sortiert	dm bis mmächtige Sandsteine, zum Top Über- gang in Schrägschichtung	trockene Sandebene äolische Dünen äolische Flächensande

## Rhythmus Kern A

15

<b>L</b>	an der Basis 2m siltfreie MS, Bankmächtigkeit > 0,5 m; Mittelteil siltige FS; durch Siltstein getrennt; oberer Teil > 1 m mächtiges Silt-Ton-Feinsand-Mischgestein mit Sandbänken
<b>Sstr</b>	MS: massig bis eben-horizantal, FS: flasrig bis linsig-flasrig oder wellig; Mischsedimente linsig-flasrig und synsedimentär deformiert
<b>LT</b>	basal: Sm, Sp (Sl) darüber: Sw, Slt, Sk, Sd
<b>F</b>	Basis trocken-äolisch: Dünenfuß, Dünen-leehang, darüber fluviatil und Schichtfluten; im oberen Teil Tonebene bis nasse Sandebene
<b>BI</b>	MS-Paket grau, FS und Mischsedimente rot und rotbraun
<b>Bes</b>	-

Obere Peckensen Wechselfolge  
tiefes Dambeck bis mittleres Niendorf-Mb.

## Kern B

<b>L</b>	basale 2 FS-Bänke < 1 m Mächtigkeit, darüber Siltsteine, reine Tonsteine, in der Mitte 2 m FS mit GS, darüber Silt-FS-Mischgesteine mit 1 diskreten Sst-Bank
<b>Sstr</b>	flasrig (Basis) und schräggeschichtet (Mitte), GS gradiert, Siltsteine linsig-flasrig, Tonsteine massig, Mischgesteine wellig
<b>LT</b>	Mittelteil und Basis Sl, Sp, (Sw) ansonsten Mds (Md, Slt, Sw)
<b>F</b>	Mitte: feucht- und trocken äolisch im Wechsel (Dünenfuß-Interdüne), Rest: Tonebene, See
<b>BI</b>	Sst im Mittelteil gebleicht, restliche Siltsteine, Mischgesteine und siltige Feinsandsteine rot
<b>Bes</b>	Haloturbation, An-Blasten

## Kern C

<b>L</b>	im unteren Abschnitt Ton-FS-Mischgestein und Siltsteine, Mittelteil abwechselnd Ton- und Siltsteine, obere Hälfte einige FS-Bänke zwischen Siltsteinen
<b>Sstr</b>	Tonsteine laminiert, Siltsteine englinsig FS eng-flasrig, massig, z.T. flachwinklig, oberste FS-Bank synsedimentär deformiert
<b>LT</b>	Sw, Sk, Sm, Mds, Md, Ml
<b>F</b>	vorwiegend Tonebene und See, wenig fluviatil, im obersten Teil auch dünne Bänke trocken-äolisch
<b>BI</b>	Sst-Bänke im oberen Teil schwach gebleicht, Silt- und Tonstein rot, laminierte Tonsteine an ihrer Basis vergrünt
<b>Bes</b>	am Top mehrere Brekzien und An-Blasten

14

<b>L</b>	untere Hälfte 2 MS-Pakete mit trennendem Siltstein, obere Hälfte Mischsedimente Silt-FS-Ton ohne interne Trennflächen, vereinzelt reine Tonsteine eingeschaltet
<b>Sstr</b>	Basis massig bis flachwinklig schräggesch. oberer Teil je nach Sand-Anteil linsig, flasrig, wellig-horizantal, Tonsteine massig
<b>LT</b>	untere Hälfte Sp, Sm, Sw, Sk obere Hälfte: Mds, Slt, Md
<b>F</b>	überwiegend feuchte, wenig trockene Sandebene, oberes Drittel Tonebene und Seesedimente
<b>BI</b>	MS an der Basis komplett gebleicht Mischsedimente und darin eingeschaltete Sandsteinbänke rot
<b>Bes</b>	mehrfach Salzquellen und Gradierungen

tiefe Obere Peckensen Wechselfolge  
höchstes Bahnsen-, tiefstes Dambeck-Mb.

<b>L</b>	untere Hälfte drei MS- Pakete (m-Mächtigkeit im Wechsel mit FS; dazwischen Siltsteine; darüber Ton-Silt-FS- Mischgesteine mit 20 % Anhydritbänken, dünne FS-Bänke
<b>Sstr</b>	untere Hälfte: wellig-, nach oben eben horizantal, obere Hälfte massig bis linsig-flasrig, zwischen Anhydrit stark deformiert
<b>LT</b>	untere Hälfte Sp, Sl obere Hälfte Mds, Md, A, Slt
<b>F</b>	Basis trocken-äolisch mit Interdünen, nach oben zunehmend Tonebenen und evaporitische Seesedimente
<b>BI</b>	Sst-Bänke und laminierte Siltsteine der unteren Hälfte gebleicht, obere Hälfte komplett rot
<b>Bes</b>	An als Aufarbeitungsklasten im Mittelteil

<b>L</b>	basal 1,5 m FS-MS, dm-Bankung, über trennendem Siltstein FS; Mittelteil 2 m FS, darüber FS und Siltstein im Wechsel, oberes Drittel 3 m FS mit Bankung > 0,5 m
<b>Sstr</b>	Basis flasrig und eben horizantal, Siltsteine eng-linsig, Mitte steil schräggeschichtet, Top flasrig und eben-horizantal im Wechsel
<b>LT</b>	Sp, Sw, Ss, Sl, Sf, Mds
<b>F</b>	Basis trocken und feucht-äolisch im Wechsel, oberer Teil stärker fluviatil geprägt
<b>BI</b>	mittlerer Sandstein teilweise und oberes Drittel komplett gebleicht, sonstige Sst rot
<b>Bes</b>	basale trocken-äolische Fazies rot

## Rhythmus Kern A

13

<b>L</b>	in den unteren 3/4, ca. 9 m MS, stark feinsandig, siltfrei oberster Teil siltiger Tonstein
<b>Sstr</b>	schräggeschichtet an der Basis, darüber eben-horizantal bis flachwinklig, z.T. massig am Top linsig bis linsig-flasrig
<b>LT</b>	Sp, SL, (Sm) am Top Mds
<b>F</b>	überwiegend trocken-ölisch, Dünenfuß und Flächensande, oberes Drittel auch feucht ölisch, am Top Tonebene
<b>BI</b>	untere 3/4 vollständig grau darüber rotbraun
<b>Bes</b>	-

Mittleres und hohes Beckensen Wechselfolge

## Kern B

	Basis 1 m FS, nach oben Übergang in MS, bis zur Hälfte FS, nach oben siltiger, obere Hälfte FS und MS im Wechsel, nach oben MS und GS
	Basis wellig-horizantal und flasrig darüber reine FS eben horizantal, vereinzelt steil schräggeschichtet, GS und MS massig Sp, Sm, (Sw)
	keine Proben verfügbar
	untere 3/4 grau, am Top braun, graugrün, selten dunkelrot

## Kern C

	unterster Teil mit 1 m FS, obere 4/5 überwiegend dm- mächtige Siltsteine mit Tonstein-Einschaltungen < 0,3 m
	FS steil schräggeschichtet, Siltsteine englinsig bis eng flasrig, Tonsteine massig Sp, Slt, Mds
	trocken-ölisch, daneben feuchte Sandebenen, hoher Anteil an Tonebenen und Seen
	nur Basis gebleicht, Siltsteine und Tonsteine fast komplett rot mit Ausnahme weniger dm-mächtiger Siltsteinbänke
	Siltsteine am Top stark An-zementiert

12

<b>L</b>	basal 2 m MS mit wenig FS darüber MS, GS im dm-Wechsel nach oben in FS und Silt übergehend am Top Siltsteine und siltige Tonsteine
<b>Sstr</b>	Basis eben-horizantal bis schräggesch. Mittelteil eben-horizantal und flasrig
<b>LT</b>	Top Fs wellig, linsig-flasrig, Tonsteine massig Basis Sp, Sl, darüber Ss, Sh obere Hälfte Mds, Slt
<b>F</b>	Basis: trockene Sandebene darüber ca. 1 m fluviatil obere Hälfte Tonebene und See
<b>BI</b>	untere 2 m gebleicht, FS mit zunehmendem Siltanteil schwächer gebleicht, Ton- und Siltsteine rot
<b>Bes</b>	mittleres Drittel An und Cc-Blasten

Untere Beckensen Wechselfolge

	unterste 0,5 m GS, darüber 4 m MS und FS im Wechsel; obere 2/3 Wechsel von Siltstein, Tonstein und FS, vereinzelt auch reine Tonsteine und Kalksteine
	basal schräggeschichtet, darüber 4 m wellig-horizantal und massig, flasrig; obere 2/3 heterolithisch, linsig oder deformiert
	Basis Sp, Sm, Sw obere 2/3: Sw, Slt, Mds, Tl, A keine Proben verfügbar
	untere Hälfte grau, obere Hälfte: Silt- und Tonsteine sowie siltige Sst rotbraun

	untere 3/4 FS-Paket ohne klare Bankgrenzen, darüber Siltstein, am Top etwa 1m reiner Tonstein
	FS eben horizantal bis eng flasrig, Siltstein enge Linsenschichtung, Tonstein massig
	Sl, Sf, Sw, Md
	vorwiegend trocken ölisch, wenig feuchte Sandebenen (bzw Interdünen), im oberen Teil Tonebene und See
	Sandsteine bis auf stärker siltige Abschnitte komplett gebleicht, Silt- und Tonstein rot
	Buntkupfererz-Konkretionen im Mittelteil

Rhythmus Kern A

11

**L** basal etwa 6 m MS im Wechsel mit FS  
Bankmächtigkeit 30-60 cm  
oberste 1,5 m mit zunehmendem  
Siltanteil, am Top fast reine Tonsteine

**Sstr** basal eben-horizantal bis flachwinklig  
selten flasrig  
nach oben stärker flasrig bis linsig

**LT** Sl, Sp, (Sm, Sc) an Basis und Mittelteil  
Slt, Mds im oberen Drittel

**F** Basis und Mitte trocken äolisch  
Dünenfuß bis Flächensande

**Bl** oberes Drittel Schichtfluten und Tonebenen  
Ms, Fs der Basis grau  
siltige FS des oberen Drittels braun  
Siltsteine rotbraun

**Bes** vereinzelt An-Konkretionen am Top

Kern B

unteres Drittel GS und gsFS; im Mittelteil  
enger Wechsel von FS und MS und FS  
mit dünnen GS-Lagen; oberes Drittel FS  
nach oben im Wechsel mit Siltsteinen

vorwiegend wellig-, selten eben horizantal,  
seltener mitteldimensional schräggeschich-  
tet, oberes Viertel flasrig und linsig

Sw, Sp, Sc, Sm, Slt, Mds

keine Proben verfügbar

basale 2,5 m rot, darüber: reine Sst grau,  
siltige Sst grüngrau, Siltsteine und Ton-  
steine am Top rotbraun

Kern C

an der Basis 1 m Tonstein, darüber  
mehrere FS-Pakete um 1 m, intern im dm-  
Bereich gebankt, oberer Teil FS ohne  
klare Bankgrenzen

Tonsteine massig, FS an der Basis flach-,  
nach oben steilwinklig schräggeschichtet,  
Mittelteil flasrig, Top flachwinklig schrägg.  
Sp, Sw, Sh, Slt, Mds

feuchte und nasse Sandebene, fluviale  
Einschaltungen, mächter Sst am Top  
trocken-äolisch

siltfreie Sst in Basis und Mittelteil grau,  
siltige Sandsteine und Siltsteine rot

Trockenrisse in Siltsteinen, Haloturbation

**Abkürzungen**

- L: Lithologie
- Sstr: Strukturen
- LT: Lithotypen
- F: Fazies
- Bl: Bleichung
- Bes: Besonderheiten

- FS: Feinsandstein
- MS: Mittelsandstein
- GS: Grobsandstein
- A: Anhydrit

Erläuterung der Lithotypen siehe Kapitel 4.2.1

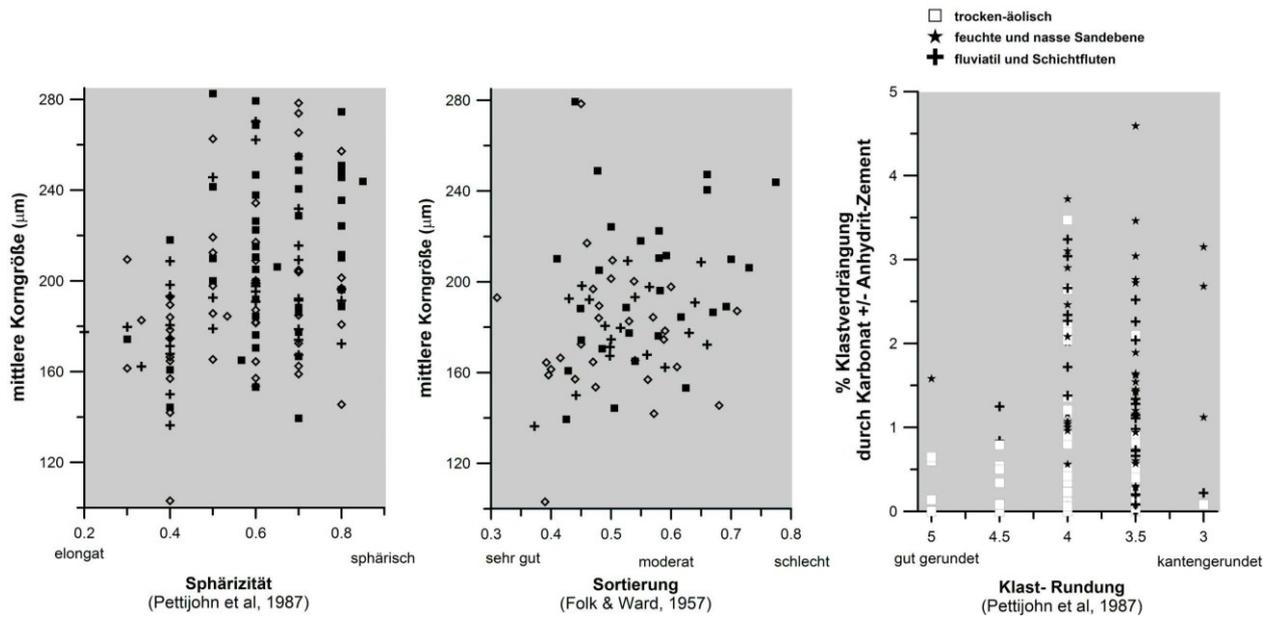


Abb. A1: Granulometrische Eigenschaften der beschriebenen Sandsteine

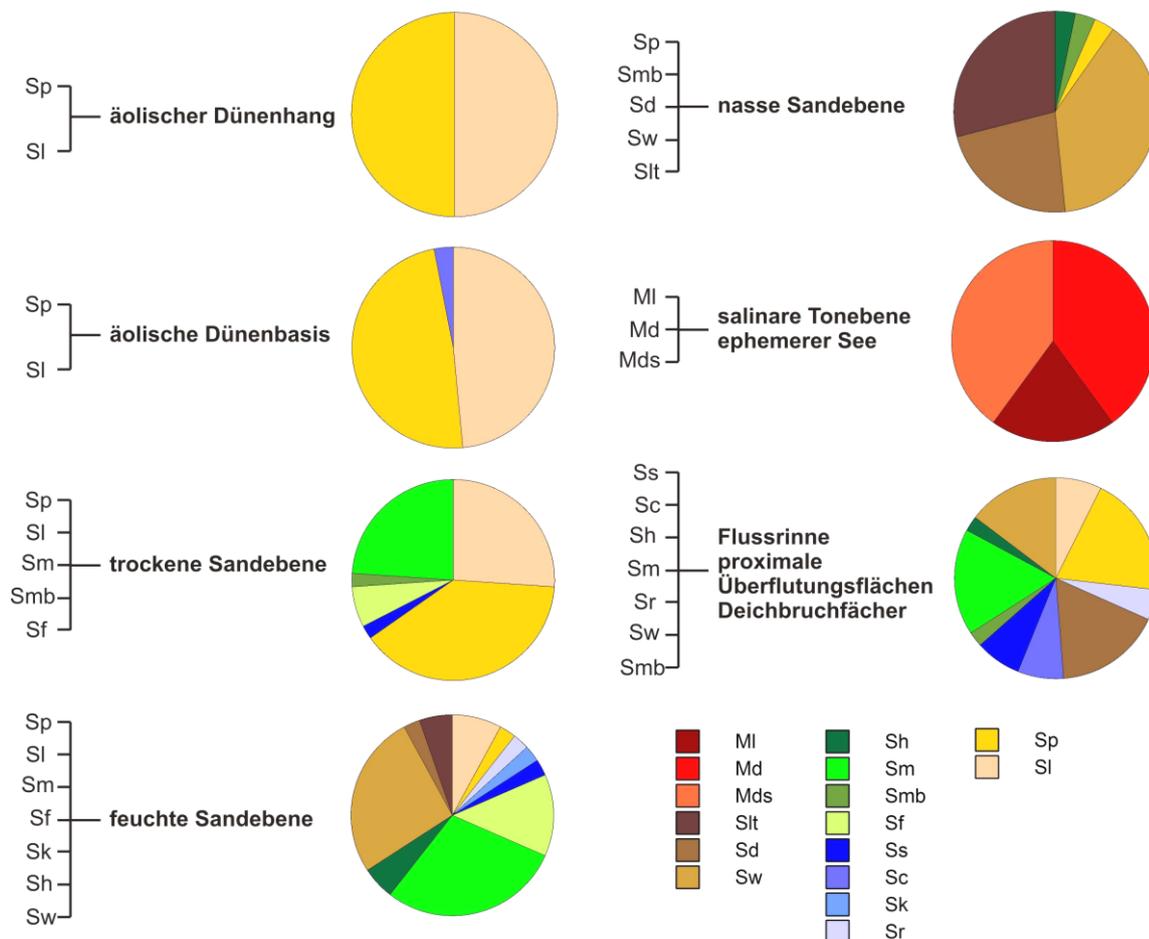


Abb. A2: Zusammenfassung von Lithofaziestypen zu Lithofazies-Assoziationen und Häufigkeitsverteilungen von Sedimentstrukturen

## II. Dünnschliffpetrographie: untersuchte Parameter

### A. Quantitative petrographische Parameter

vol.-%: volumetrische Mineralzusammensetzung eff.-%: effektive Mineralzusammensetzung (zur Pore exponiert)	vol.- % (142 Proben)	eff.- % (50 Proben)
<b>Klasten</b>		
▪ monokristallin (Qzm, (Qzp), Kf, Plag, Glimmer, Schwerminerale)	x	x
▪ felsische vulkanische Lithoklasten (Lv <sub>f1-4</sub> )	x	x
▪ mafische vulkanische Lithoklasten (Lvm <sub>1-3</sub> )	x	x
▪ metamorphe Lithoklasten (Lmetall- <i>Chl</i> , LmetaQz+ <i>Ill</i> + <i>Chl</i> , LmetaGneis, LmetaMag )	x	x nur ges
▪ alterierte Lithoklasten (ILK, CLK, Fe-Ox- und Ti-Ox-Klasten)	x	x
▪ sedimentäre Lithoklasten (Ls <sub>Siltstein</sub> , Ls <sub>Karbonat</sub> )	x	x
▪ Ton-Intraklasten	x	x
▪ Tonsilt (Staub)-Laminen, Tonsiltmatrix (auch infiltriert)	x	x
<b>blockige Zemente</b>		
▪ Quarz (gesamt, früh / spät)	x	x nur ges
▪ Albit	x	x
▪ Anhydrit (gesamt, früh / spät, intergranular / verdrängend)	x	x nur ges
▪ Gips	x	x
▪ Baryt	x	x
▪ Calcit (gesamt, früh / spät, intergranular / verdrängend)	x	x nur ges
<b>Kornüberzüge</b>		
▪ Chlorit (gesamt und aufgesplittet in: CT, CS1, CS2, CF)	x, split	x, split
▪ Illit (gesamt und aufgesplittet in: IM1, IM2)	x, split	x, split
▪ tangentielle Illit-Chlorit-Kutane	x	x
<b>sonstige authigene Minerale</b>		
▪ Hämatit	x	x
▪ Anatas	x	x
<b>Porenraum</b>		
▪ P <sub>intergranular</sub> , P <sub>intragranular</sub> , P <sub>übergroß</sub>	x	-
<hr/>		
Korngrößenanalyse	qualitativ	quantitativ
arithmetisches Mittel, Median, Maximum, 1. und 2. Modalwert		x
Modalität, 1. und 2. Modalwert	x	
Sortierung (Folk & Ward, 1957)		x
Lage der Quantile d5, d16, d84, d95		x
Anteil Korngrößenklassen (Udden & Wentworth, 1922)		x
20-63 µm, 63-125 µm, 125-250 µm, 250-500 µm, >500 µm		

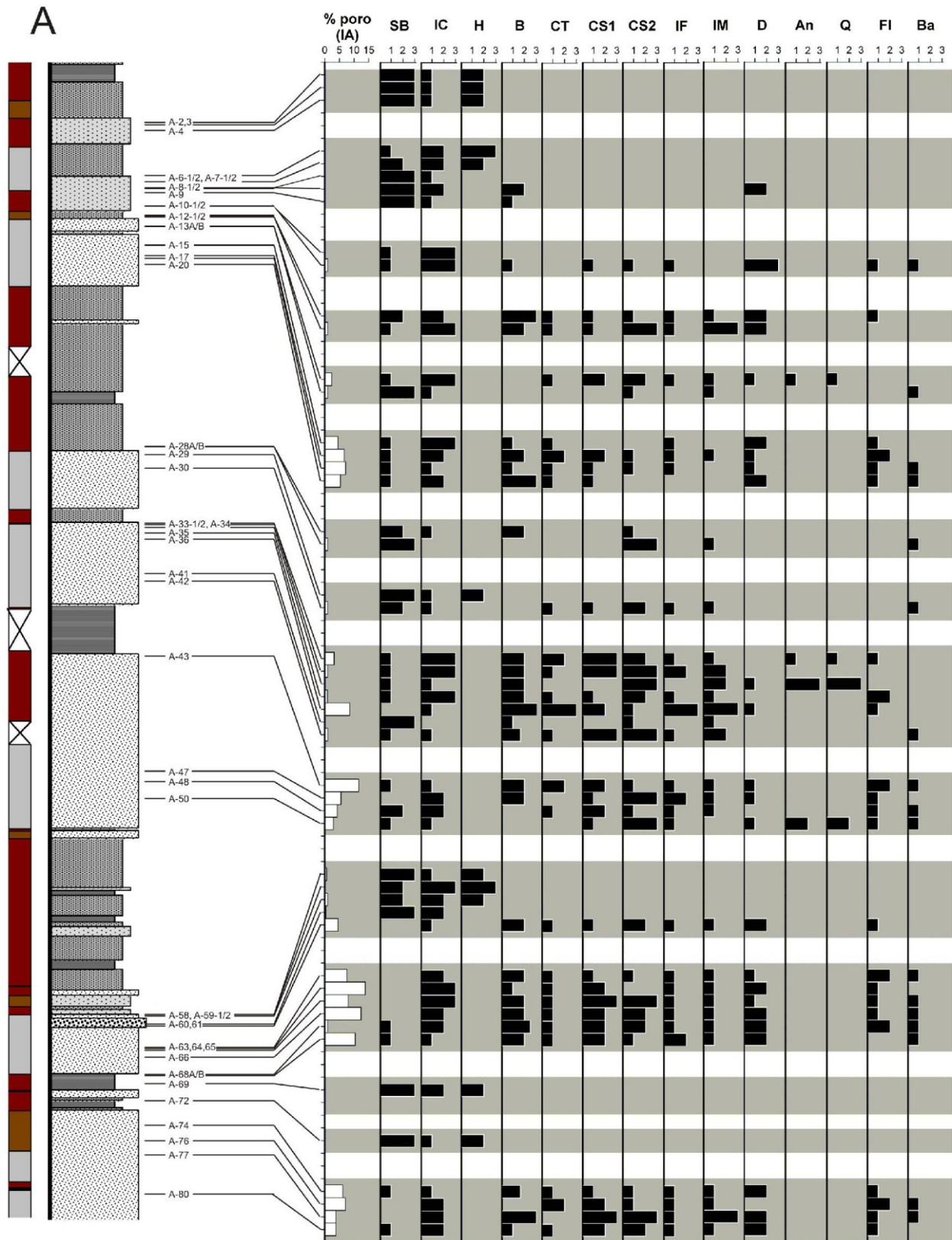
## B. Grenzen der Diagenesetypen

		qualitativ	quantitativ (Anzahl Klassen)
<b>SB</b>	$\Sigma$ früher An, Cc, Qz <5%, 5-15%, 15-25%, >25% (Grenzen: volumetrische Daten)	x	x (4)
<b>IC</b>	tangentiale Illit-Chlorit-Kutane <0,2%, 0,2-0,7%, 0,7-1,5%, >1,5%	x	x (4)
<b>H</b>	authigener Hämatit <0,2%, 0,2-1%, 1-2%, 2-5%, >5%	x	x (5)
<b>B</b>	Bitumen-Index <0,1%, 0,1-1,4%, 1,4-2,4%, >2,4%	x	x (4)
<b>CT</b>	tangentiale Chlorit-Kornüberzüge <0,1%, 0,1-0,7%, 0,7-1,2%, >1,2%	x	x (4)
<b>CS1</b>	subtangente, weitständige Chlorit-Kornüberzüge <0,1%, 0,1-0,7%, 0,7-1,2%, >1,2%	x	x (4)
<b>CS2</b>	subtangente, engständige Chlorit-Kornüberzüge <0,1%, 0,1-0,7%, 0,7-1,2%, >1,2%	x	x (4)
<b>IM1</b>	authigene weitständige Illit-Fasern <0,1%, 0,1-0,7%, 0,7-1,2%, >1,2%	x	x (4)
<b>IM2</b>	authigene engständige Illit-Fasern <0,1%, 0,1-0,7%, 0,7-1,2%, >1,2%	x	x (4)
<b>D</b>	früh-mesodiagenetisch gebildeter Karbonatzement <0,1%, 0,1-1%, 1-2%, 2-5%, >5%	x	x (5)
<b>An</b>	später Anhydritzement <0,1%, 0,1-1%, 1-2%, 2-5%, >5%	x	x (5)
<b>Q</b>	später Quarzzement <0,1%, 0,1-1%, 1-2%, 2-5%, >5%	x	x (5)
<b>FL</b>	Intragranularporosität (in Feldspäten und Lithoklasten) <0,5%, 0,5-1,5%, 1,5-2,5%, >2,5%	x	x (4)
<b>Ba</b>	authigener Baryt <0,1%, 0,1-1%, 1-2%, 2-5%, >5%	x	x (5)

## C. Qualitative und semiquantitative petrographische Parameter

	qualitativ	semi-quantitativ
Rundung (Pettijohn et al, 1987)		x
Sphärizität (Füchtbauer, 1988)		x
Sortierung (Longiaru, 1987)		x
Kornkontakt-Haupt- und Nebentyp (Pettijohn et al, 1987)		x
Art der duktil deformierten Klasten: Lvm, Lmeta, ILK	x	
räumliche Unterschiede der Kompaktion	x	
Drucksuturierung	x	
Verteilung, Anisotropie und Homogenität von Lösungsporosität	x	
scheinbare Poren-Vernetzung (6 stufige Skala: 0-5)		x
Art der Klasten mit Intragranularporosität	x	
Grad der Feldspat-Anlösung (5 stufige Skala: 0-4)		x
Auftreten und Verteilung von Hämatit	x	
Karbonatzement-Typen: Art und Häufigkeit von Einschlüssen (3 stufige Skala: 1-3)		x
Auftreten und Verteilung von Dolomit	x	
Verdrängung durch Calcit: Art der verdrängten Minerale	x	
Morphologie der Quarzzemente	x	
Bitumen-Index (4 stufige Skala: 0-3)		x
Grad der Lithoklast-Chloritisierung (4 st s.o.)		x
Grad der Imprägnierung von Lithoklasten mit Fe- und Ti-Oxiden (4 st s.o.)		x
Grad der Feldspat-Illitisierung (4 st s.o.)		x
Grad der Imprägnierung von Feldspäten mit Fe- und Ti-Oxiden (4 st s.o.)		x
Grad der Anlösung von Calcit-Zement (4 st s.o.)		x

### III. Diagenesetypen-Logs



**Abb. A3:** Log-Darstellung der Diagenesetypen in Kern A: Diagenesetypen gewichtet (0: nicht vorhanden, 3: stark ausgeprägt)

B

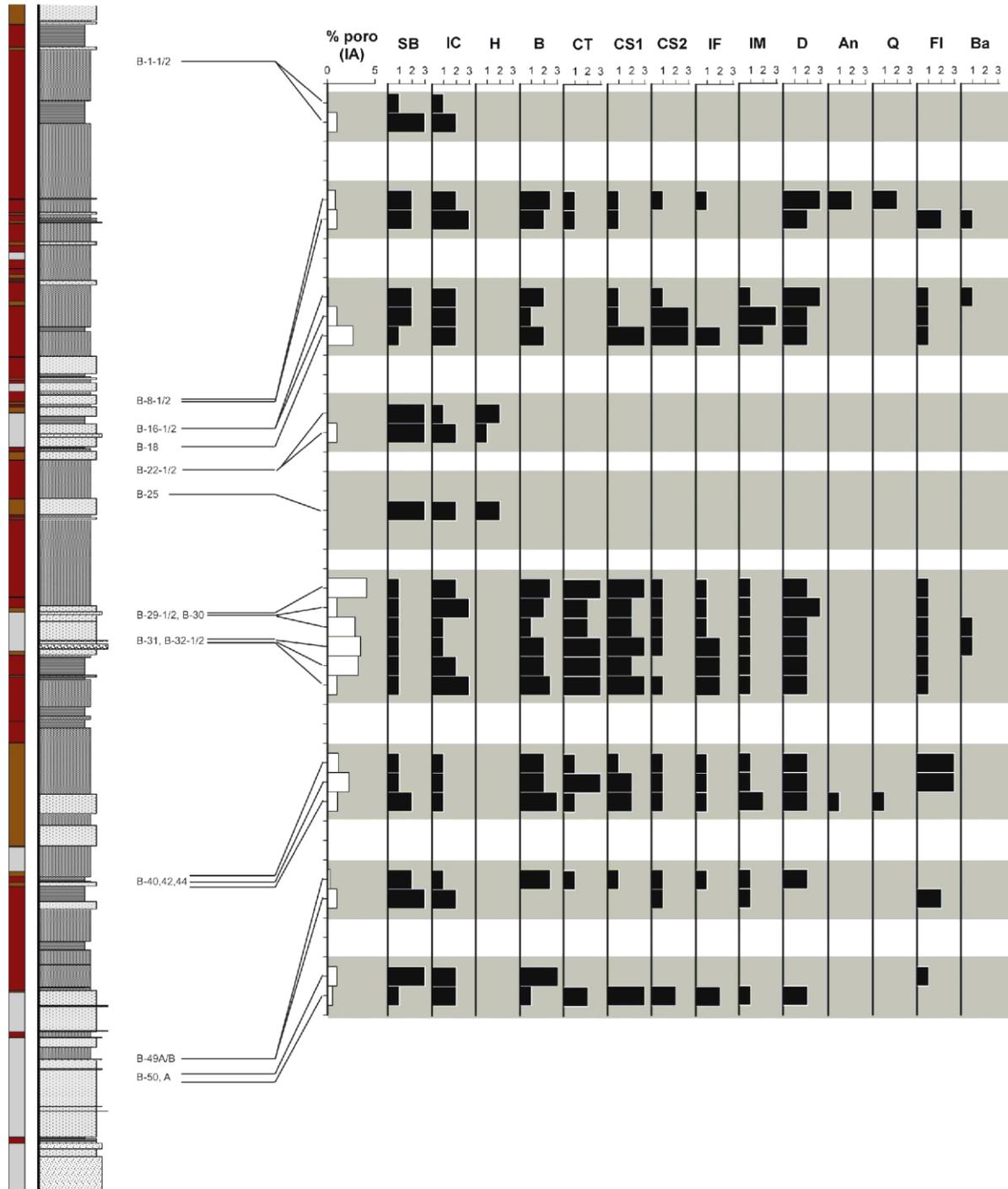


Abb. A4: Log-Darstellung der Diagenesetypen in Kern B

# C 1/2

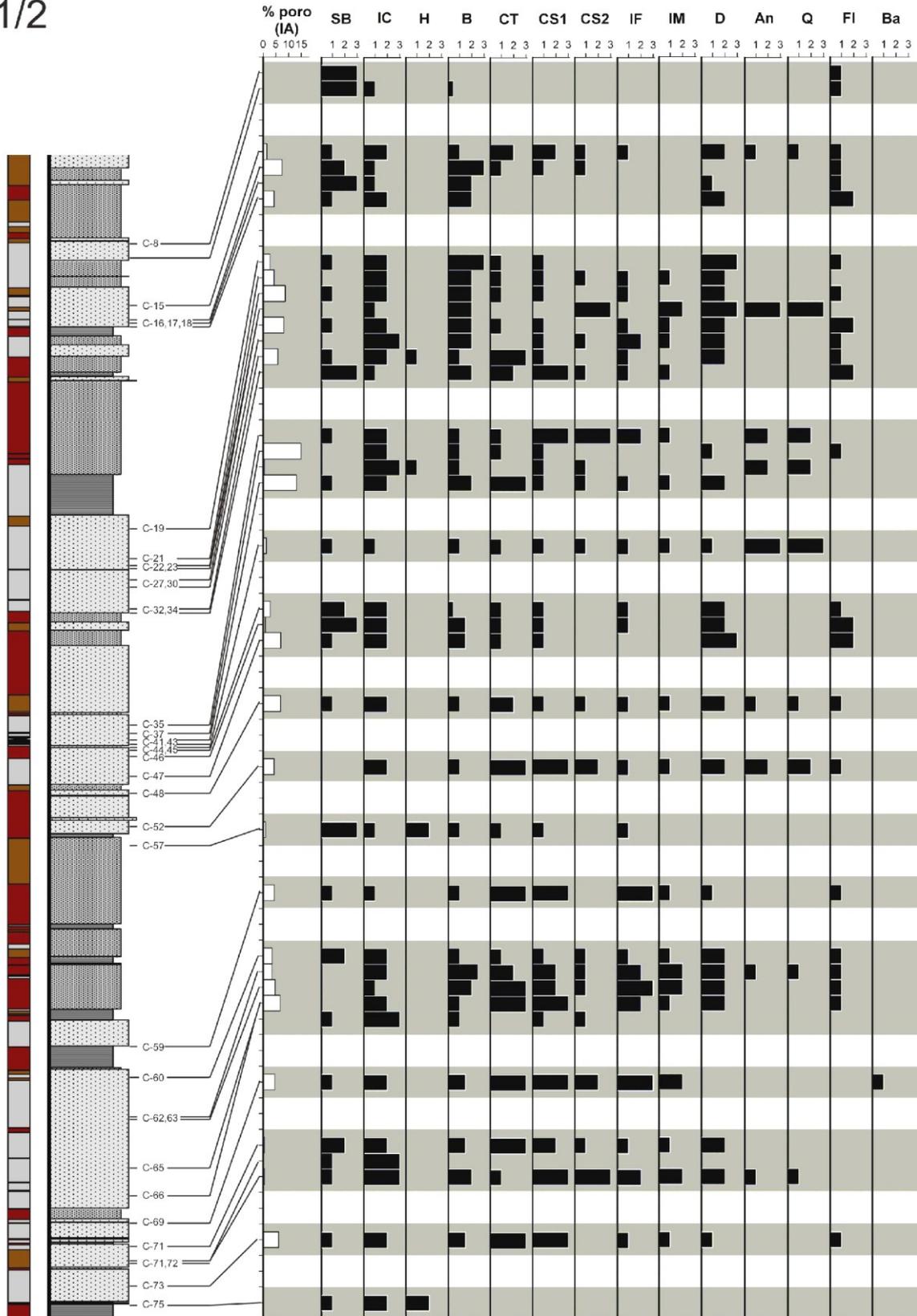
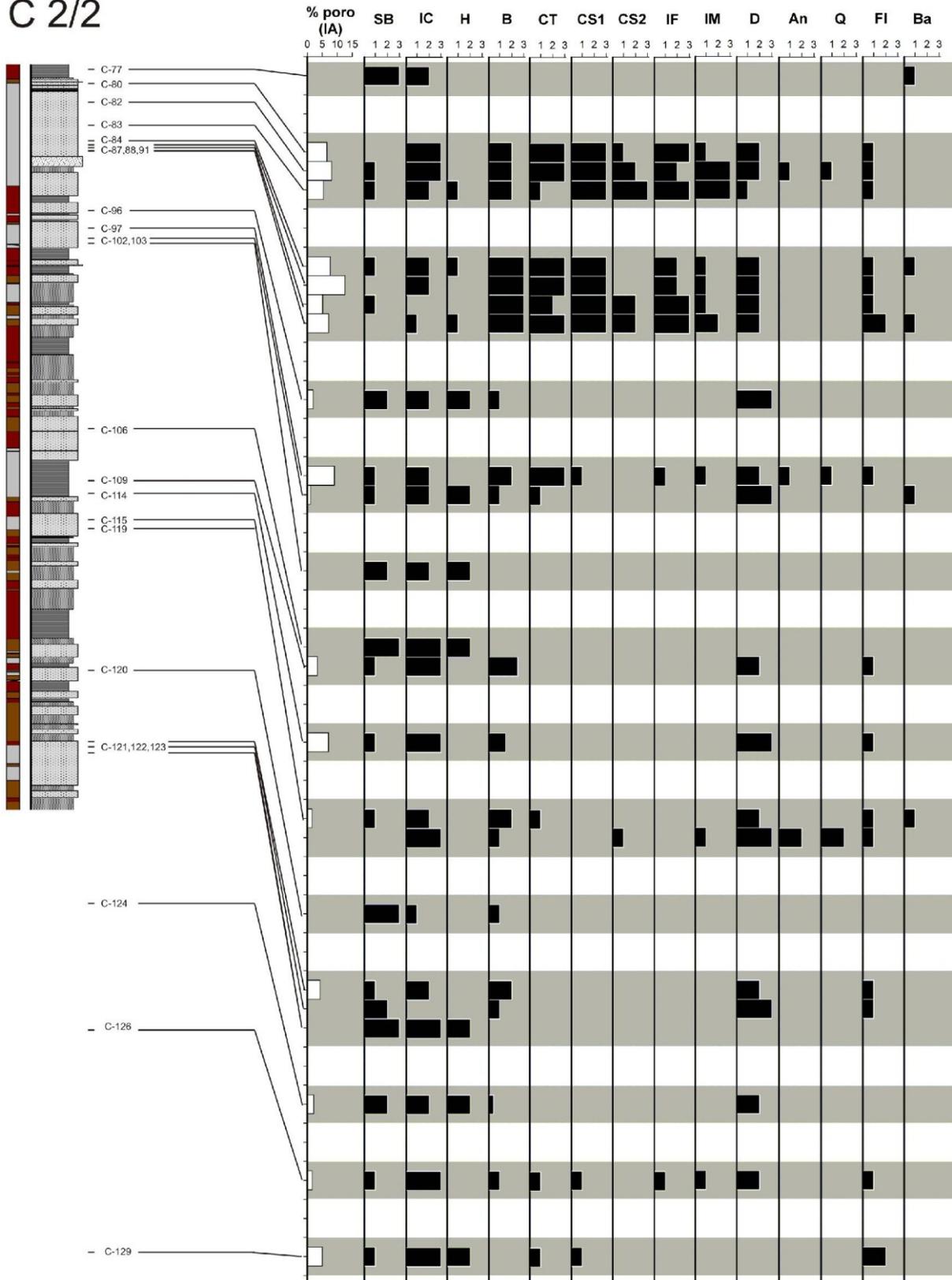
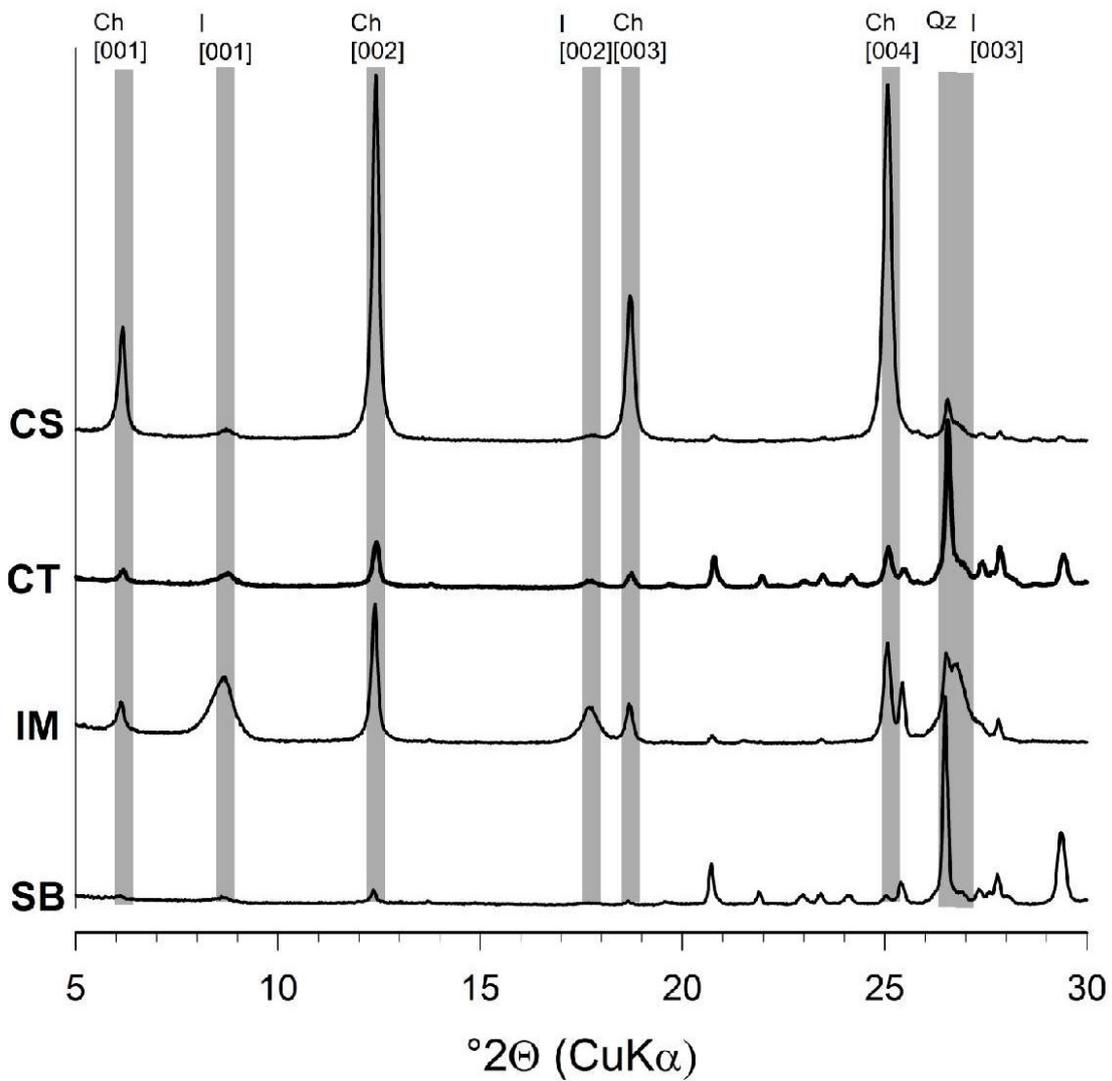
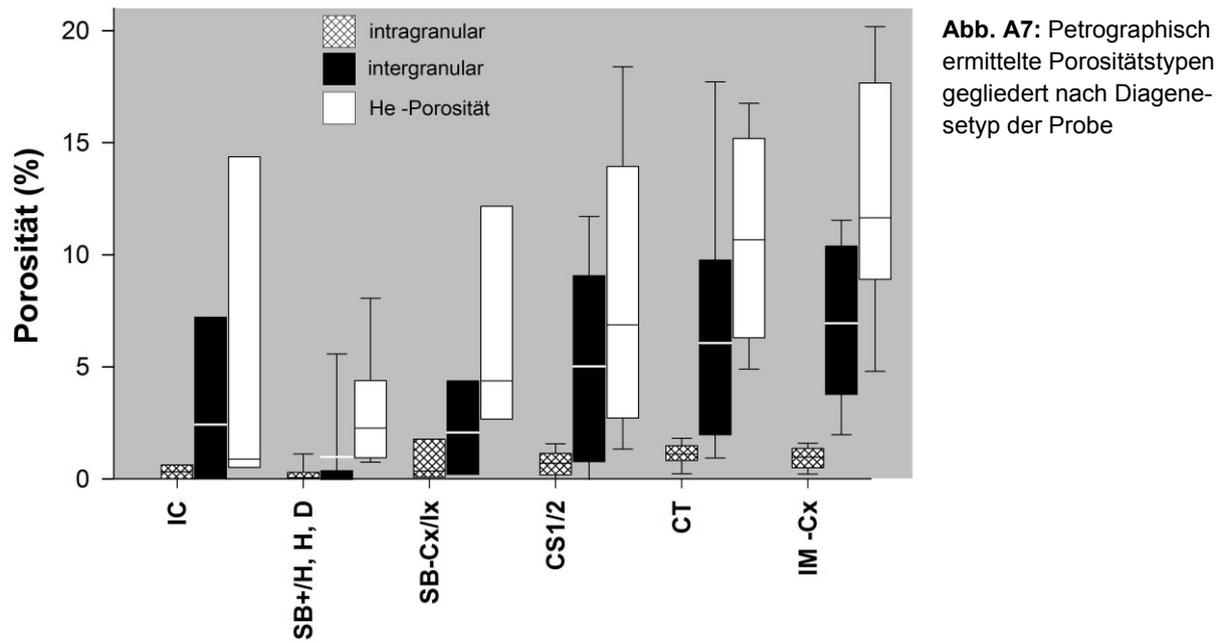


Abb. A5: Log-Darstellung der Diagenesetypen in Kern C (stratigraphisch höherer Teil)

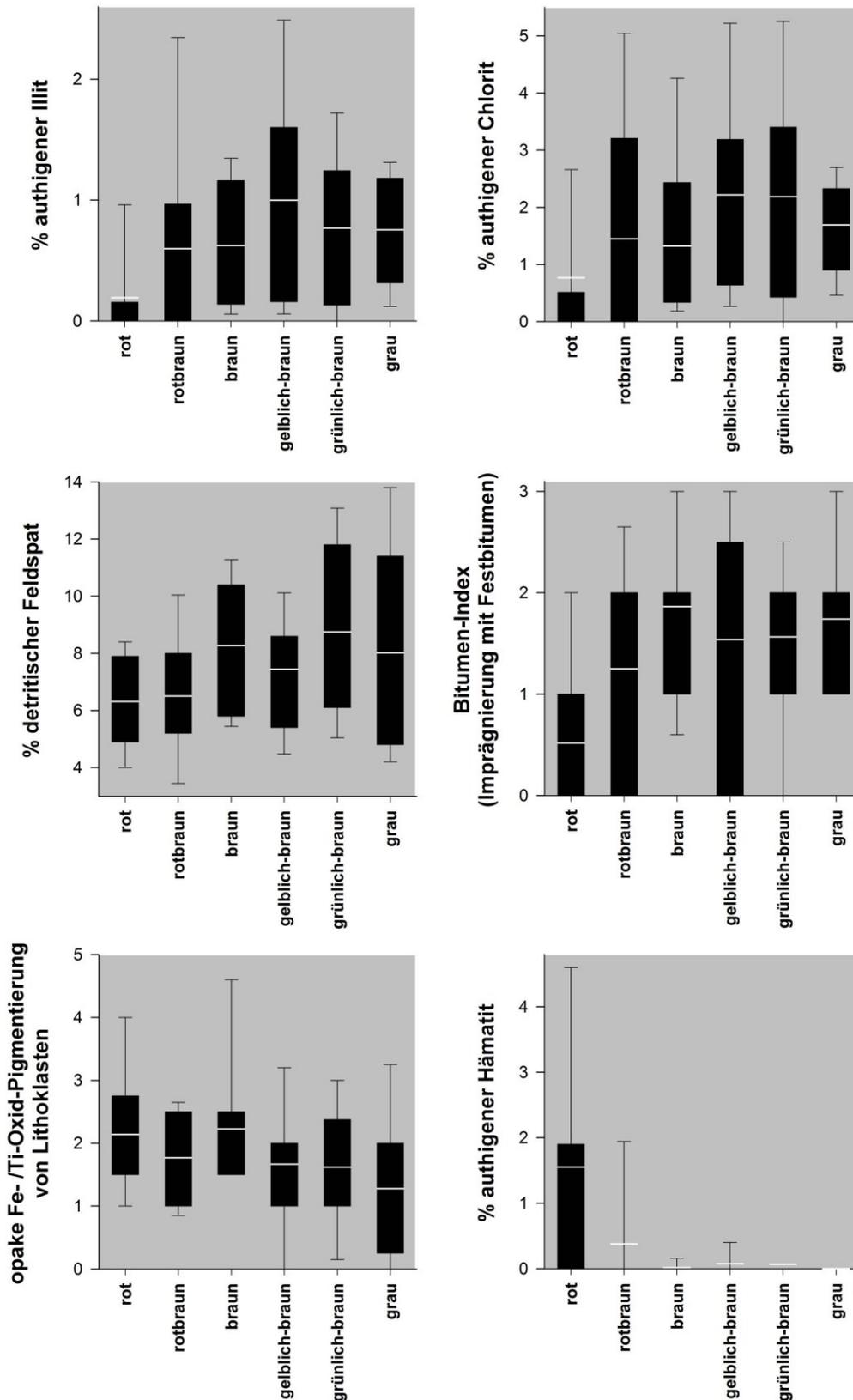
# C 2/2



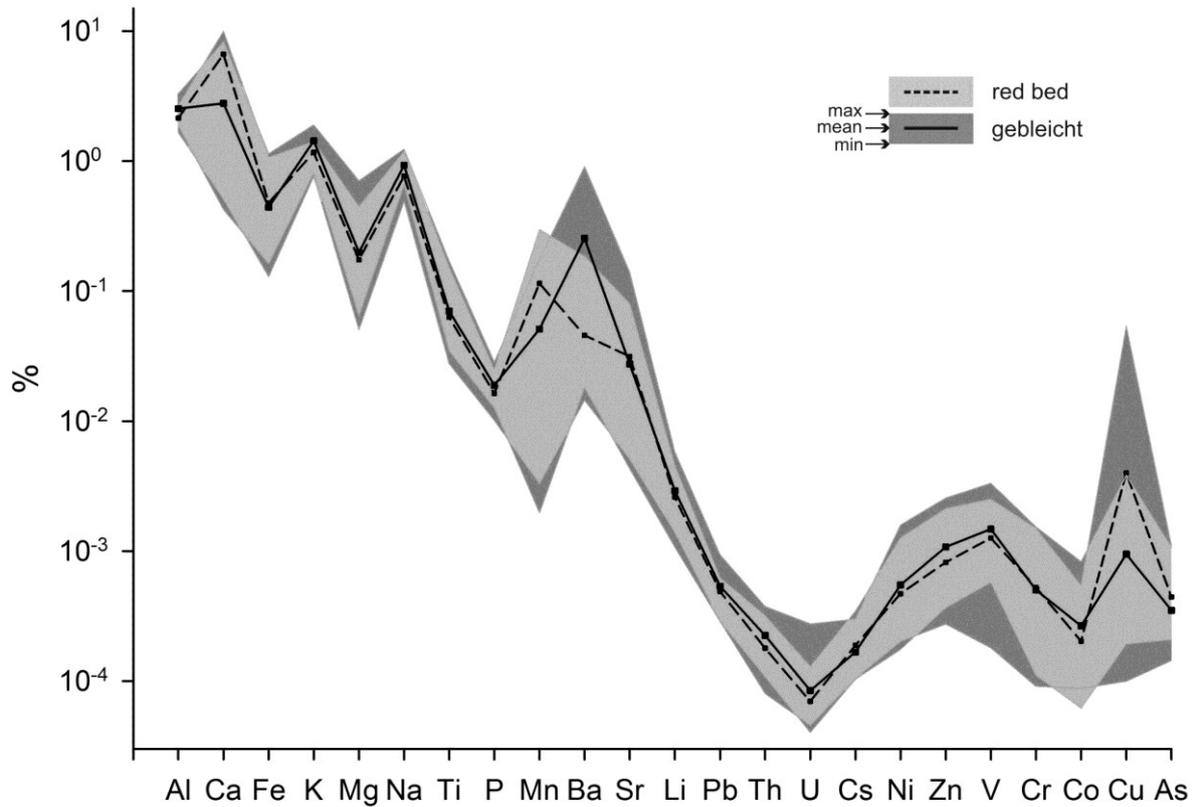
**Abb. A6:** Log-Darstellung der Diagenesetypen in Kern C (stratigraphisch tieferer Teil)



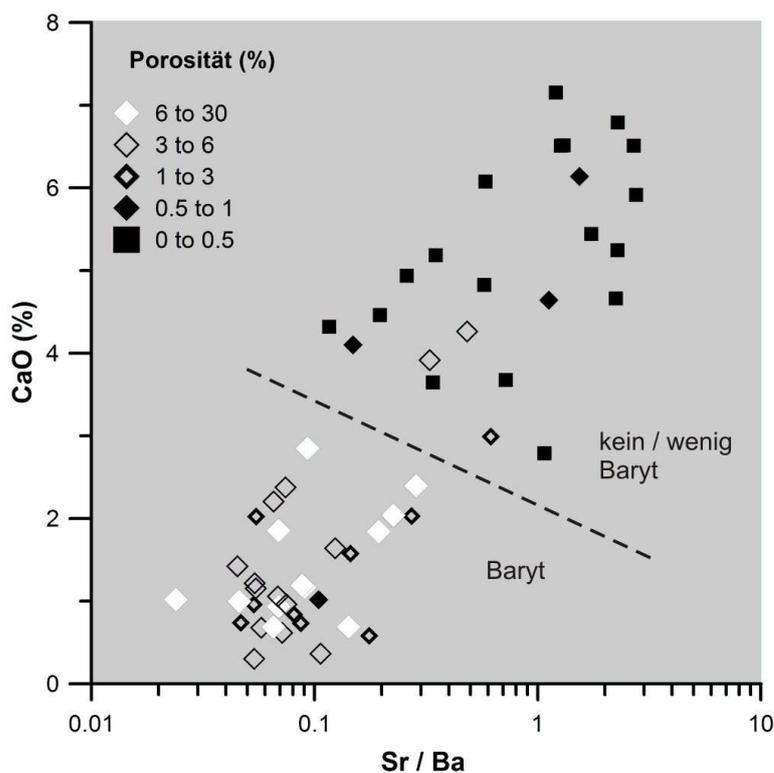
#### IV. Unterschiede gebleichter und roter Sandsteine



**Abb. A9: Unterschiede von Sandstein-Alterationstypen:** Box-Whisker-Diagramme der Häufigkeiten von Schichtsilikaten, Feldspatklasten, Hämatit und semiquantitativ abgeschätzter Parameter (Bitumenindex, opake Pigmentierung von Klasten)



**Abb. A10: Multielement-Diagramm:** Mittelwert und Extremwerte der Element-Konzentrationen in roten und gebleichten Sandsteinen; bedeutende Unterschiede (Ca, Mn, Ba) durch Zementation erklärbar; Spannweite zwischen den Extremwerten in gebleichten Sandsteinen deutlich größer.



**Abb. A11: Unterschiedliche Art der Zementation:** Hohe Sr/Ba Verhältnisse und CaO-Konzentration in gering porösen Sandsteinen, interpretiert als frühe Anhydrit und Calcit-Zementation.

Geringe Sr/Ba-Verhältnisse und CaO-Konzentration in porösen Sandsteinen, die petrographisch nachweisbar Baryt enthalten. Baryt tritt bevorzugt in den Sandsteinen bester Paläo-Permeabilität auf, welche auch heute noch porös sind.

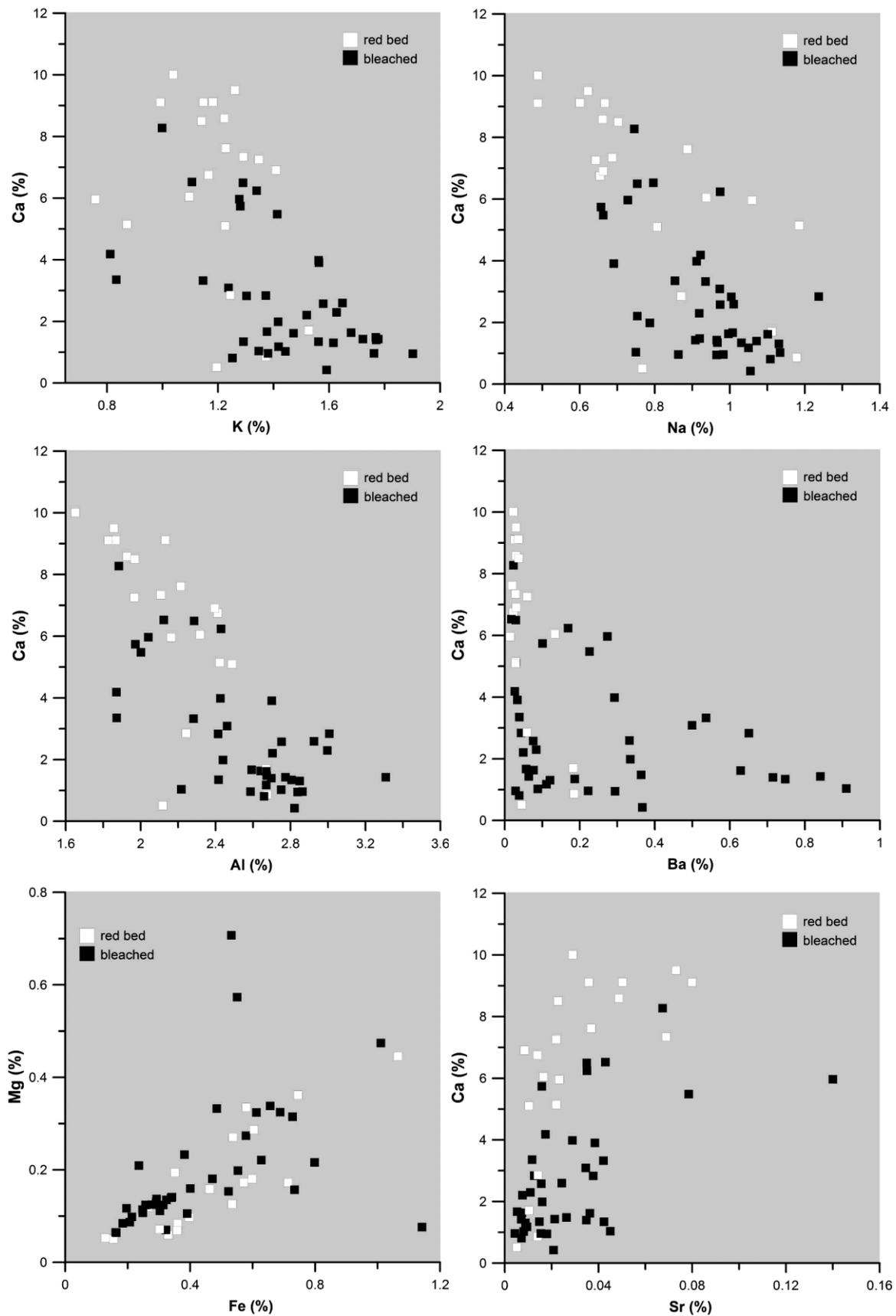


Abb. A12: Streudiagramme zur Diskriminierung roter und grauer Sandsteine (I)

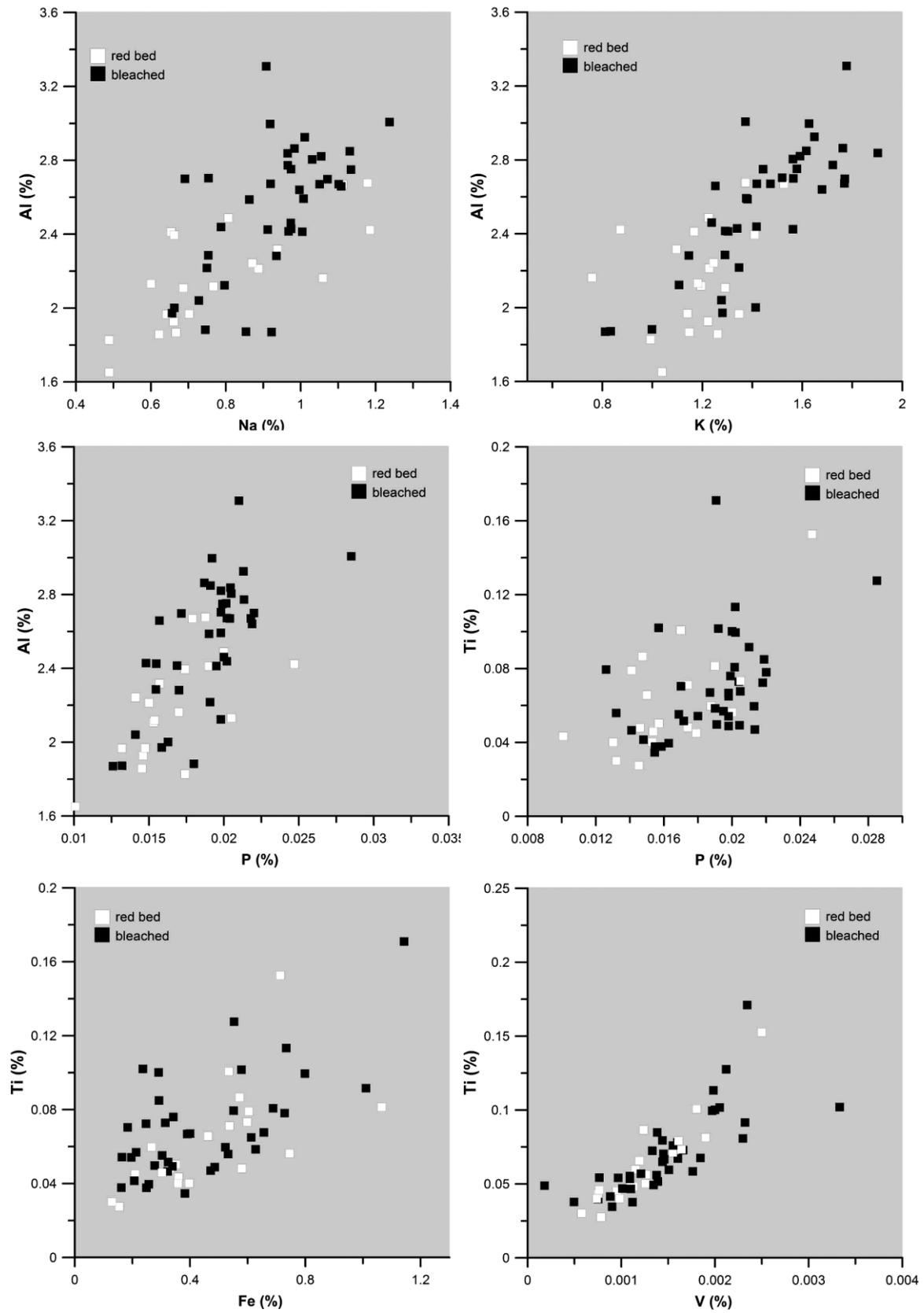


Abb. A13: Streudiagramme zur Diskriminierung roter und grauer Sandsteine (II)

## V. Unterschiede der Kern-Lokationen hinsichtlich Klaster und Zementen

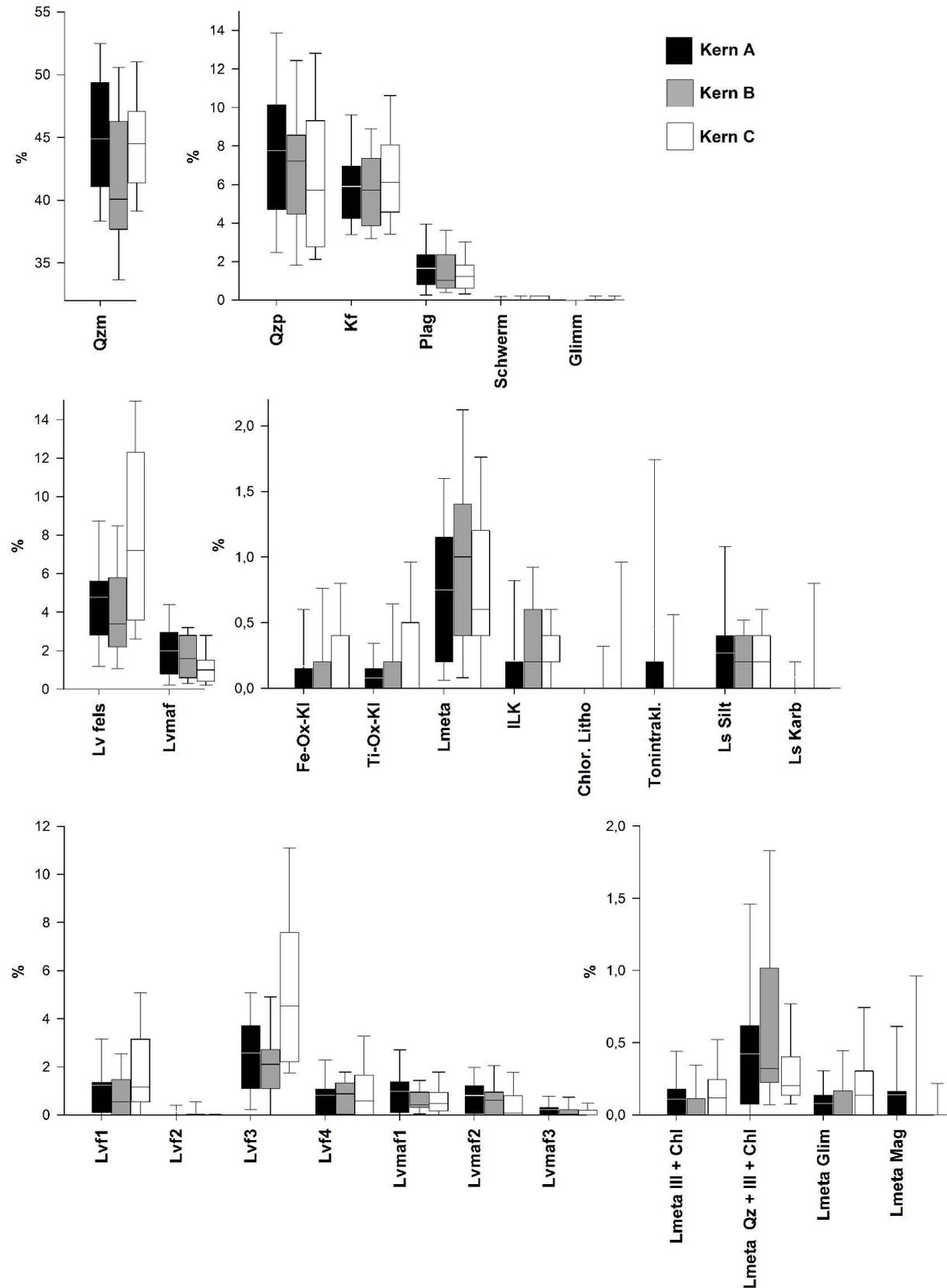


Abb. A14: Darstellung von Mittelwert und Streuung der Klasterhäufigkeiten nach Kernlokation

## Unterschiede zwischen gebleichten Sandsteinen der Kerne A, B und C

Kern	jeweils arithm. Mittel	He - Porosität (%)	Permeabilität (mD)	IA- Porosität (%)	m. Porengröße ( $\mu\text{m}^2$ )	m. Porendichte (1 / $\text{mm}^2$ )	Anteil Poren > 4096 $\mu\text{m}^2$ (%)	Anteil Poren < 256 $\mu\text{m}^2$ (%)	jeweils nach Flächensumme	m. Porenrundung	m. Porenindex	$\Sigma$ Feldspatklasten	$\Sigma$ Lithoklasten	$\Sigma$ vulkanische Lithoklasten	$\Sigma$ früher An + Cc + Q + 1/2 Ab	$\Sigma$ später An + Cc + Q + 1/2 Ab	früher Quarzement	später Karbonatzement	m. Dicke Chl- Kornüberzüge ( $\mu\text{m}$ )	Bitumen Index	% COPL
<b>A</b>	11,4	145,4	5,1	1194,1	33,7	50,2	7,3	0,9	28,4	7,8	9,1	7,1	9,3	3,9	3,2	1,0	8,1	1,6	20,8		
<b>B</b>	9,6	50,7	2,4	683,3	25,0	28,3	12,3	0,7	19,4	9,5	8,8	6,5	13,8	5,9	6,4	2,5	8,2	2,1	15,2		
<b>C</b>	12,1	128,5	4,3	648,2	28,6	23,8	11,1	0,4	16,8	7,2	12,1	9,7	10,3	5,6	3,5	2,1	6,4	1,7	15,6		

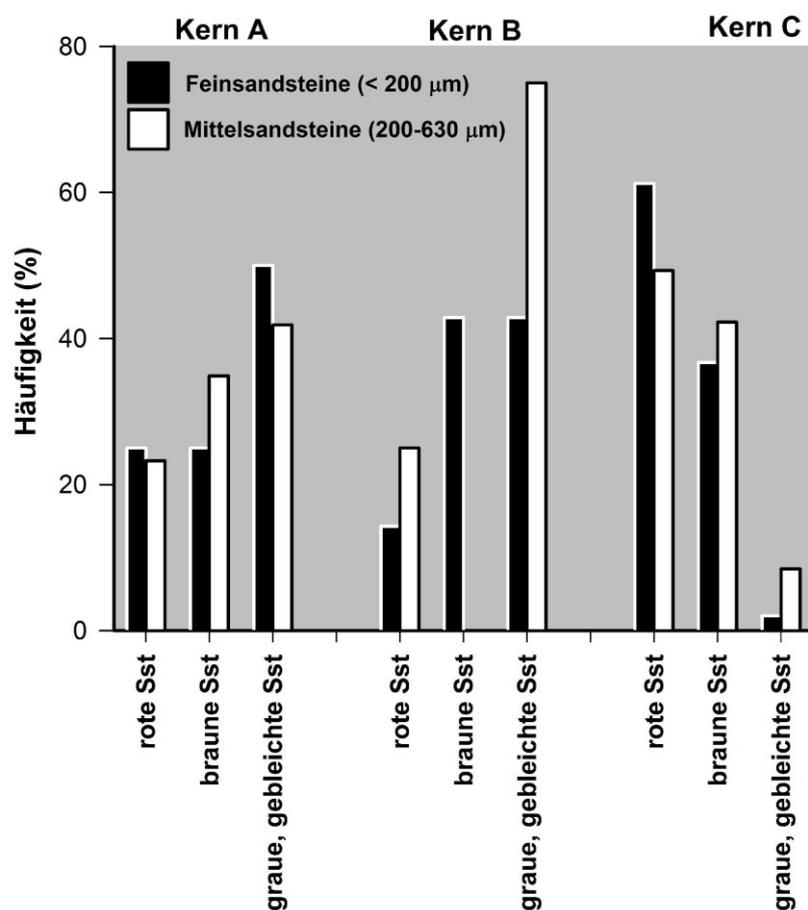
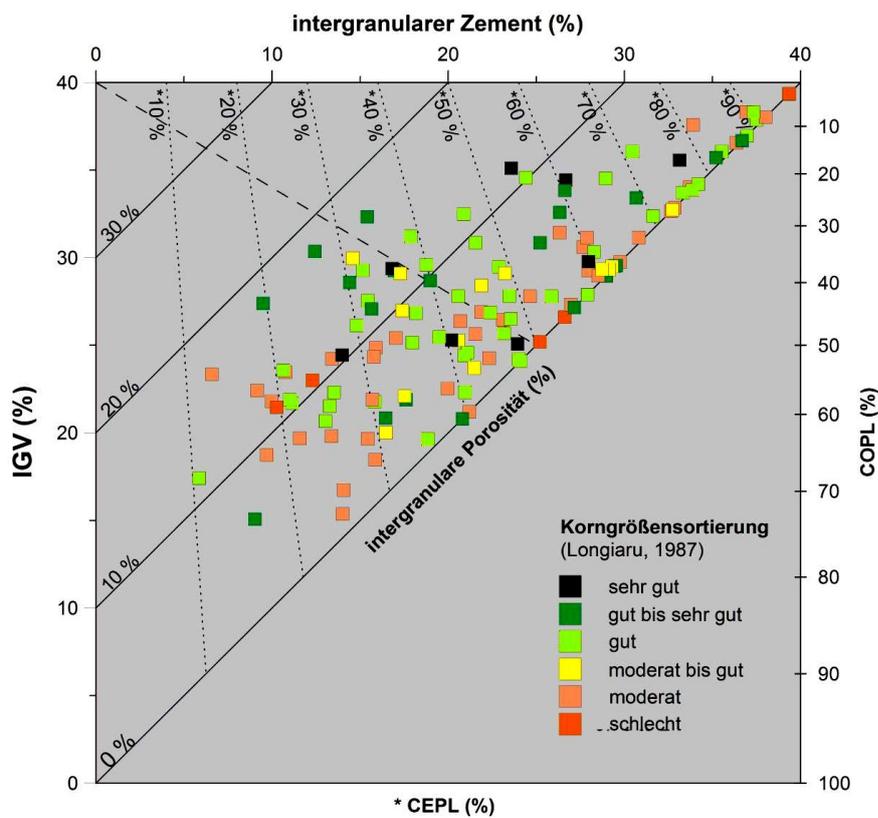
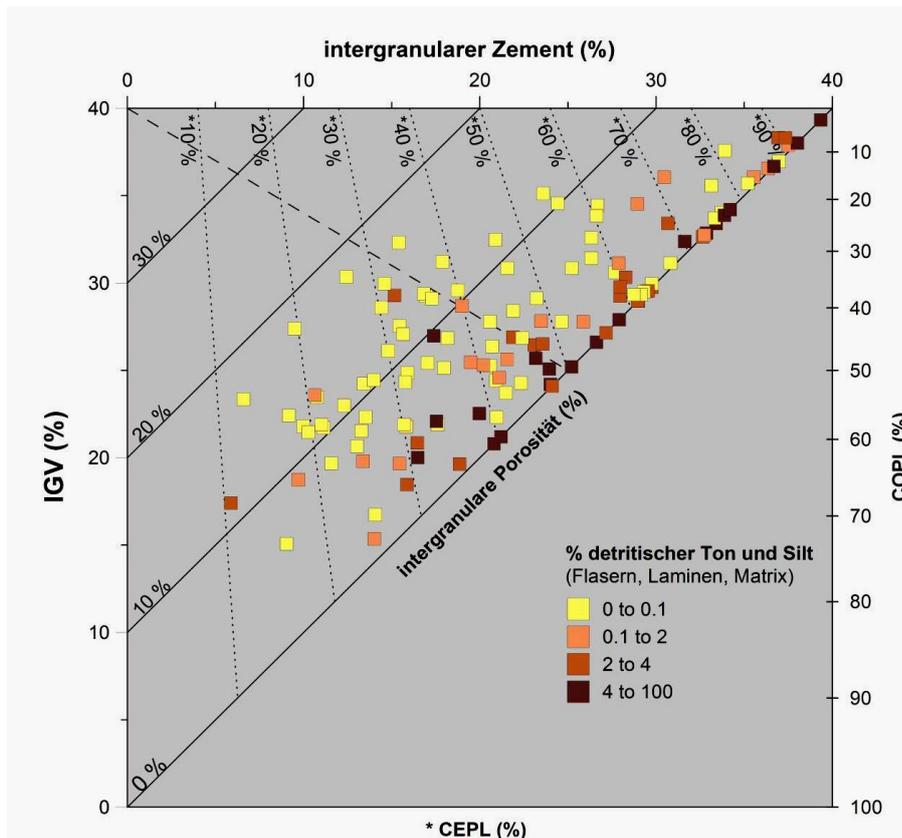


Abb. A15: Häufigkeit der Sandstein-Alterationstypen nach Kern und Korngrößenklasse

## VI. Kompaktionszustände: Ergänzende Grafiken



**Abb. A16: Kompaktionszustände:** dargestellt im Diagramm nach Houseknecht (1987) und Ehrenberg (1989): oben: Einfluss des Tongehalts, unten: Einfluss der Sortierung.

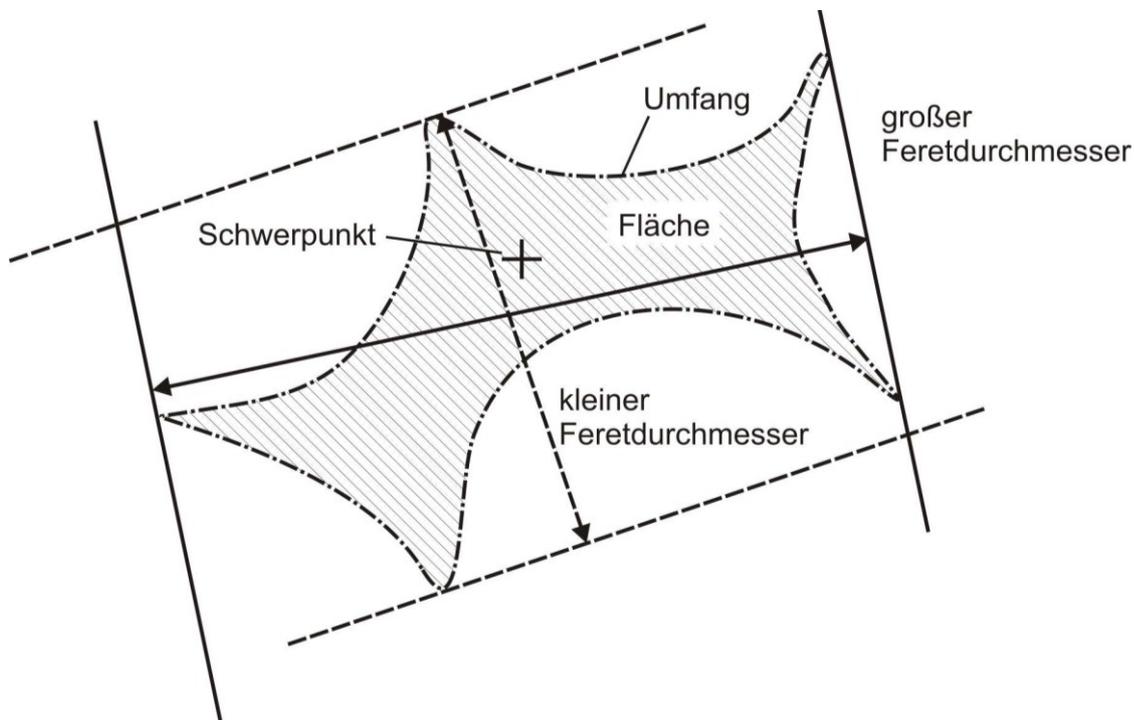
## VII. Porositätsprofile und ergänzende Grafiken zum Porensystem

### Messparameter der bildanalytischen Porenraum-Untersuchung

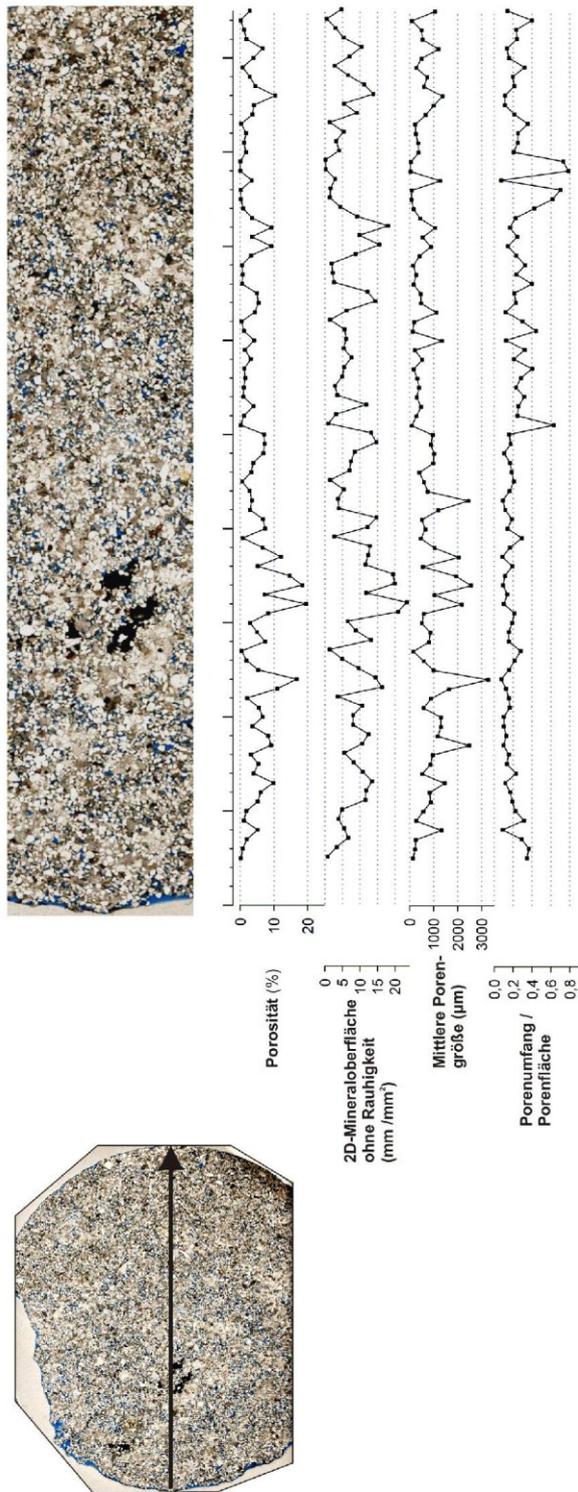
---

Porengrößenverteilung, Porengeometrie  
quantitative Parameter

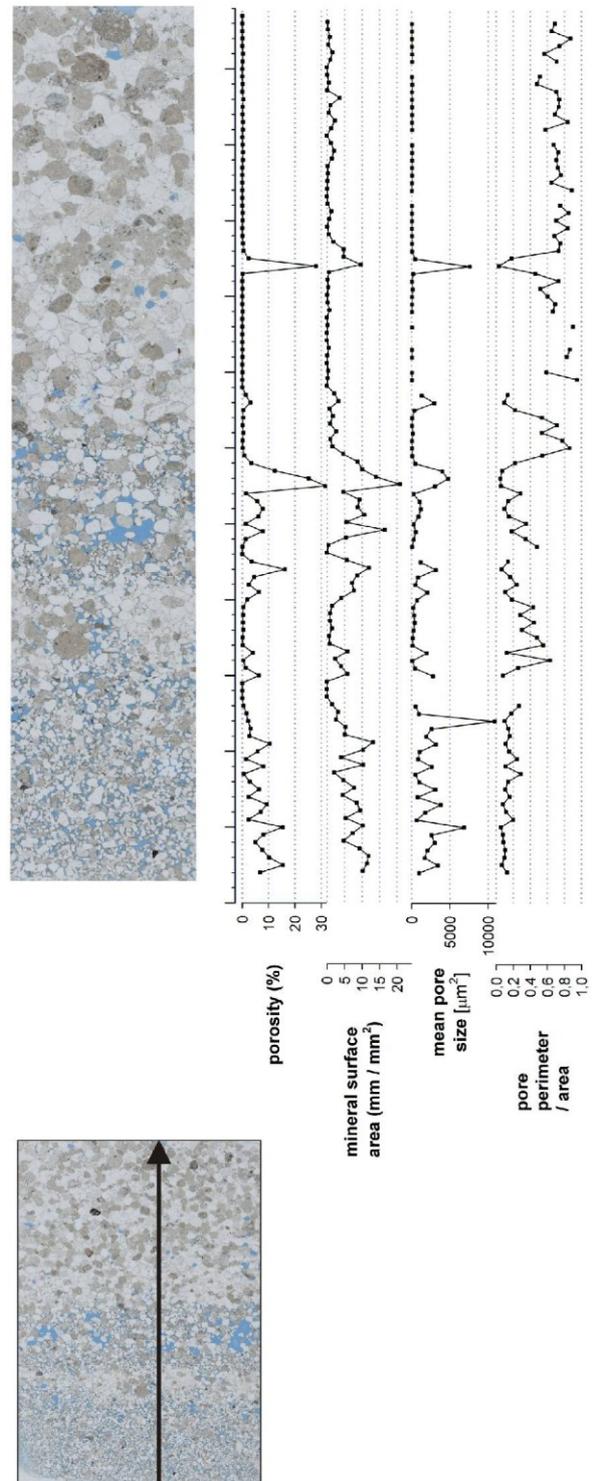
- Porosität (50x Vergrößerung, 20 Bilder/Probe)
  - Porenschwerpunkt: mean, min, max (3 kürzeste Abstände/Pore, 100 Poren/Probe)
  - mittlere Porengröße (als Porenschnittfläche)
  - maximaler und minimaler Feret-Durchmesser
  - Porenumfang (geglättet bedingt durch die Pixelgröße  
daher als "glatte" Poren-Mineral-Grenzfläche zu betrachten)
  - mittlere coating-Dicke (400x Vergrößerung, 100n/Probe)
  - Rauigkeitsfaktor coatings (400x Vergrößerung, 20 Bilder/Probe)
  - Position des Porenschwerpunkts (als xy -Koordinaten)
- 
- Porengrößenverteilung nach Porenanzahl /Klasse
  - Porengrößenverteilung nach Porenflächensumme /Klasse
  - räumliche Porendichte /  $\text{mm}^2$
  - Verteilung der Porendichte nach Porenanzahl /Klasse
  - Verteilung der Porendichte nach Porenflächensumme /Klasse
- Klassengrenzen jeweils nach Log zur Basis 2:  
 $2^5-2^6, 2^6-2^7, 2^7-2^8, 2^8-2^9, 2^9-2^{10}, 2^{10}-2^{11}, 2^{11}-2^{12}, 2^{12}-2^{13}, 2^{13}-2^{14}, 2^{14}-2^{15}$
- Feretverhältnis (aspect ratio): Feretmin / Feretmax
  - Porenrundung (Kreisförmigkeit) =  $4 \pi * \text{Porenfläche} / \text{Porenumfang}^2$
  - Porenindex = Porenfläche / Feretmax
  - Porenumfang / Porenfläche ~ Oberfläche / Volumen (Kendall & Moran, 1963)



A-12A



A-50

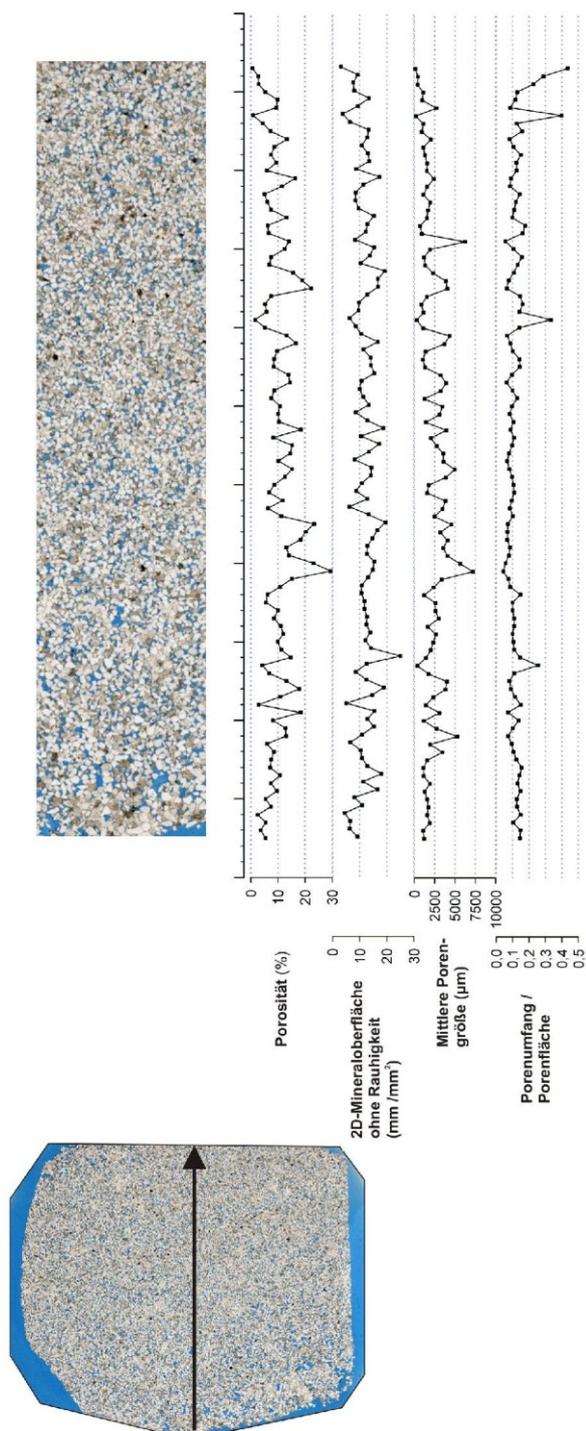


**Abb. A17: Porositätsprofile (I):**

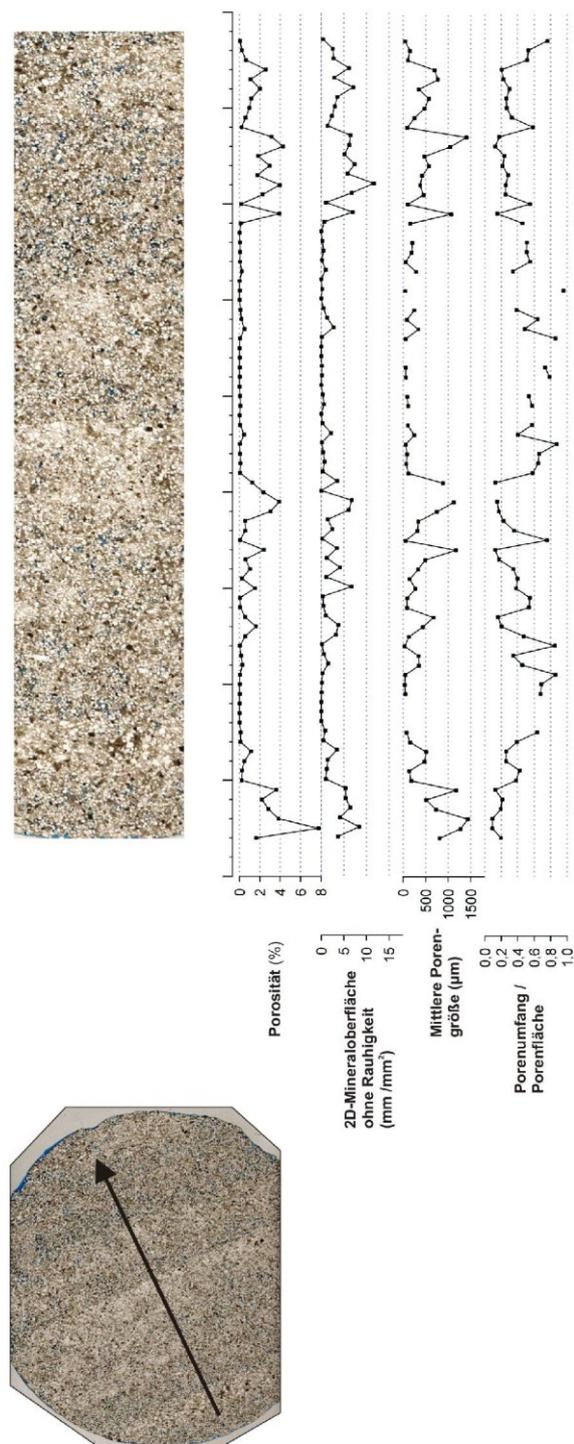
A-12A: durch nestartigen blockigen Zement stark heterogen zementierter Sandstein

A-50: feingeschichteter Sandstein mit poröser Feinlamine und dicht zementierter Groblamine: Maximum der Porosität an der Grenze zwischen Fein- und Groblamine

A-63



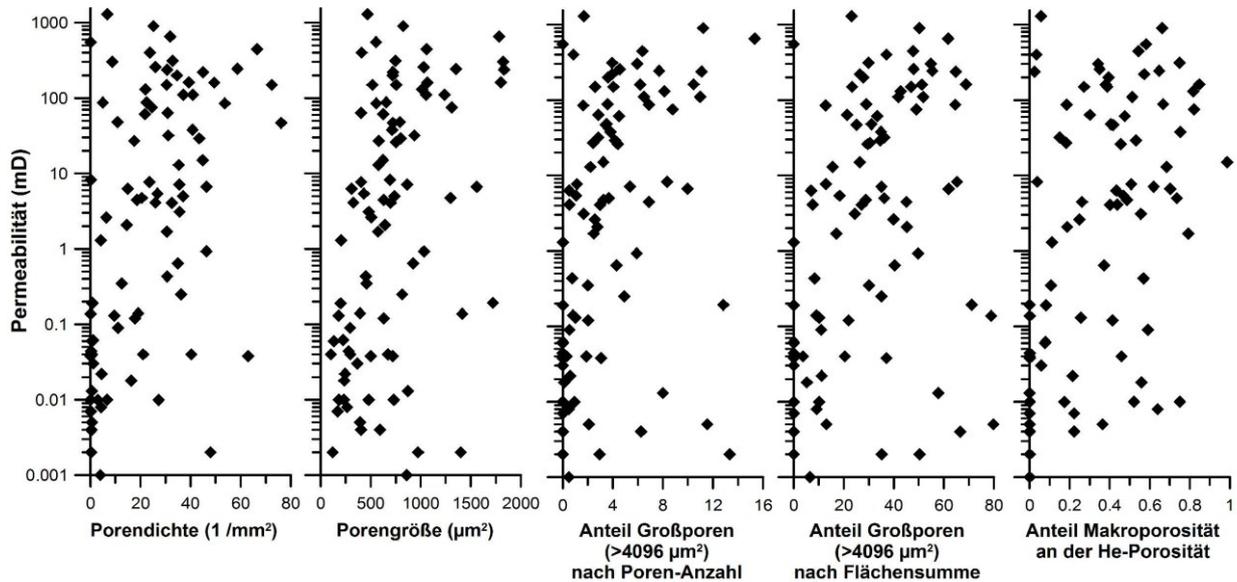
B-8B



**Abb. A18: Porositätsprofile (II):**

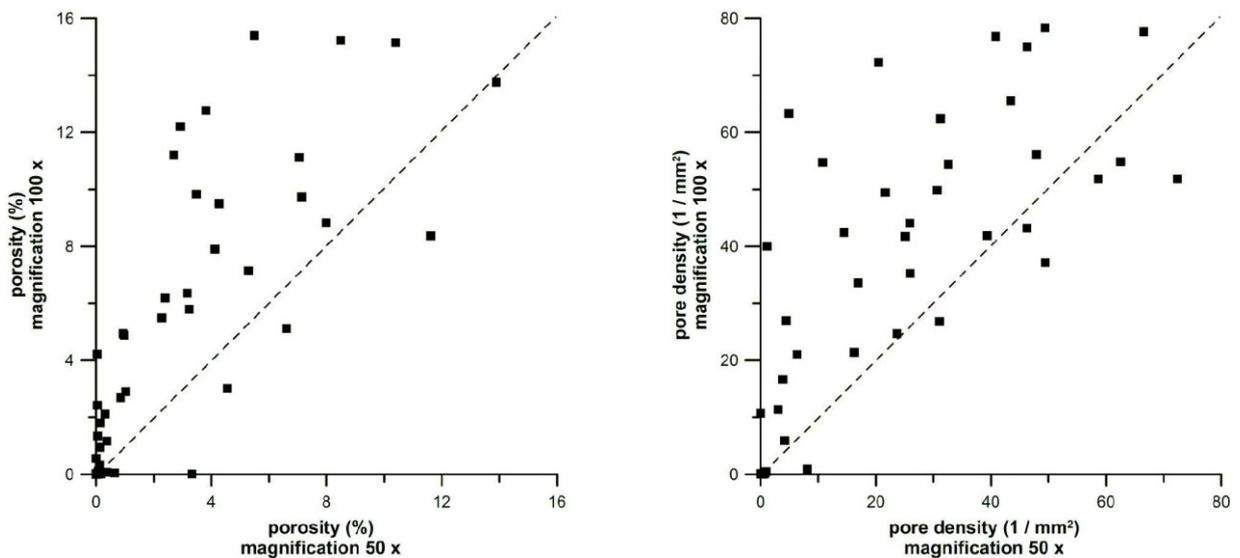
A-63: hoch poröser Sandstein mit homogener Verteilung von Porenraum und Zement(nestern)

B8B: sehr stark blockig zementierter Sandstein mit einer durch Lamination nachgezeichneten Reihung von Zementnestern und dazwischen liegenden Poren



**Abb. A19: Zusammenhang zwischen Permeabilität und Porengeometrie:**

Positive Korrelationen zwischen Permeabilität und Porendichte, Porengröße und dem Anteil der Großporen, Proben geringer Permeabilität (<1mD) vergrößern die Streuung der Einzelwerte, Anteil der Makroporosität nahezu ohne Zusammenhang mit der Permeabilität.



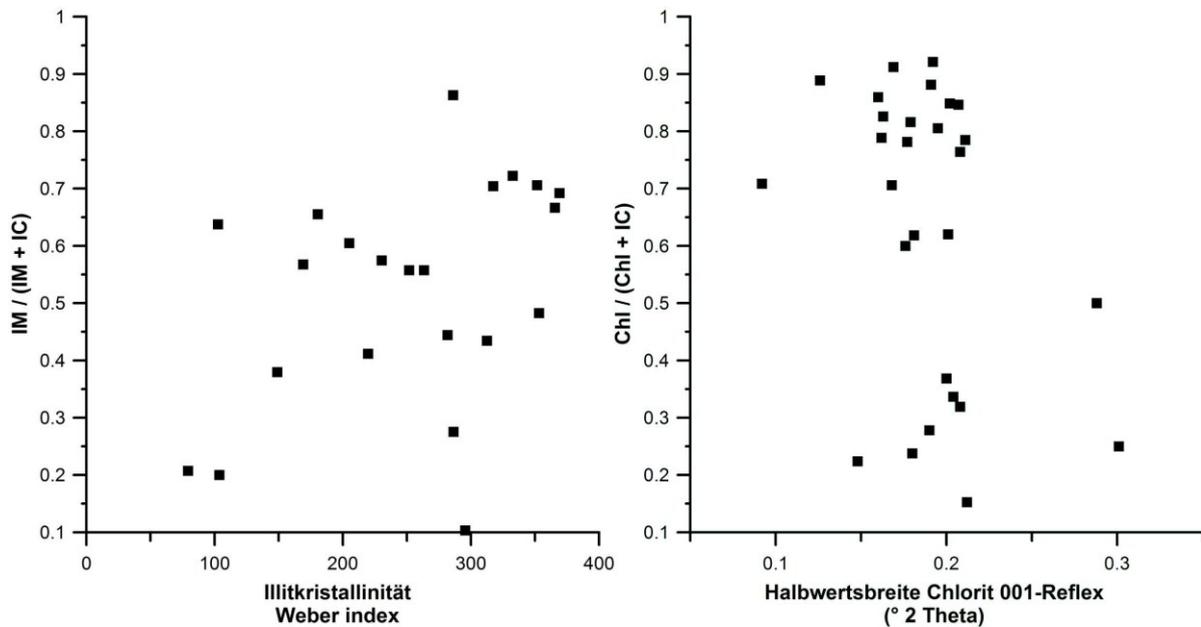
**Abb. A20: Skalenabhängigkeit bildanalytisch bestimmter Messparameter:**

**L:** Porositäten von Proben, bildanalytisch bestimmt an Bildern, die mit unterschiedlichen Vergrößerungen (Lichtmikroskop) aufgenommen wurden: Es besteht kein linearer Zusammenhang, da mit geringen Mikroskopvergrößerungen auch übergroße Poren erfasst werden, wohingegen bei hoher Vergrößerung die Größen der kleinen Poren durch bessere Erfassung der Rauigkeit von Porenrändern besser wiedergegeben werden.

**R:** Zusammenhang der Porendichte; identische Vergrößerungen wie links: Bedeutung der Porendichte für die Berechnung von porenexponierten Mineraloberflächen (Porenmodell).

Generell steigt die ermittelte Porosität und Porendichte mit der Vergrößerung

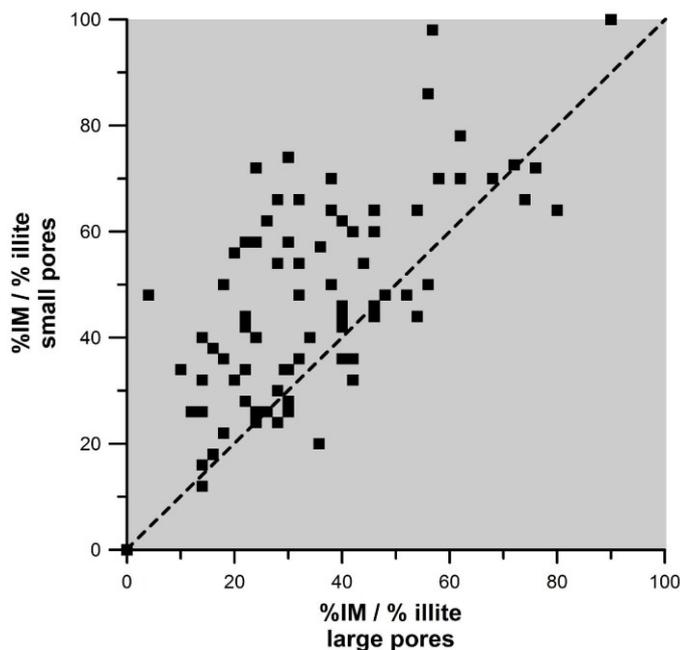
## VIII. Authigener Illit: ergänzende Grafiken



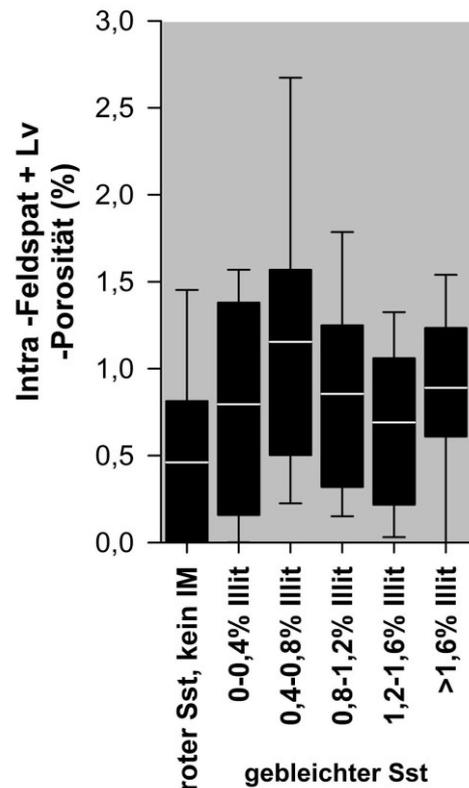
**Abb. A21: Zusammenhang zwischen der Kristallinität und der Wuchsform von Schichtsilikaten:**

**L:** Illitkristallinität (Weber Index) berechnet aus XRD-Reflex-Halbwertsbreiten, aufgetragen gegen das petrographisch bestimmte Verhältnis aus authigenem Illit (IM) relativ zur Summe aus IM und (teilweise) illitischen Tonkutanen

**R:** Halbwertsbreite des Chlorit-001-Reflexes aufgetragen gegen das petrographisch ermittelte Verhältnis aus authigenem Chlorit relativ zu Chlorit + Tonkutanen; identischer Zusammenhang auch für den Chlorit 002-Reflex (nicht dargestellt).

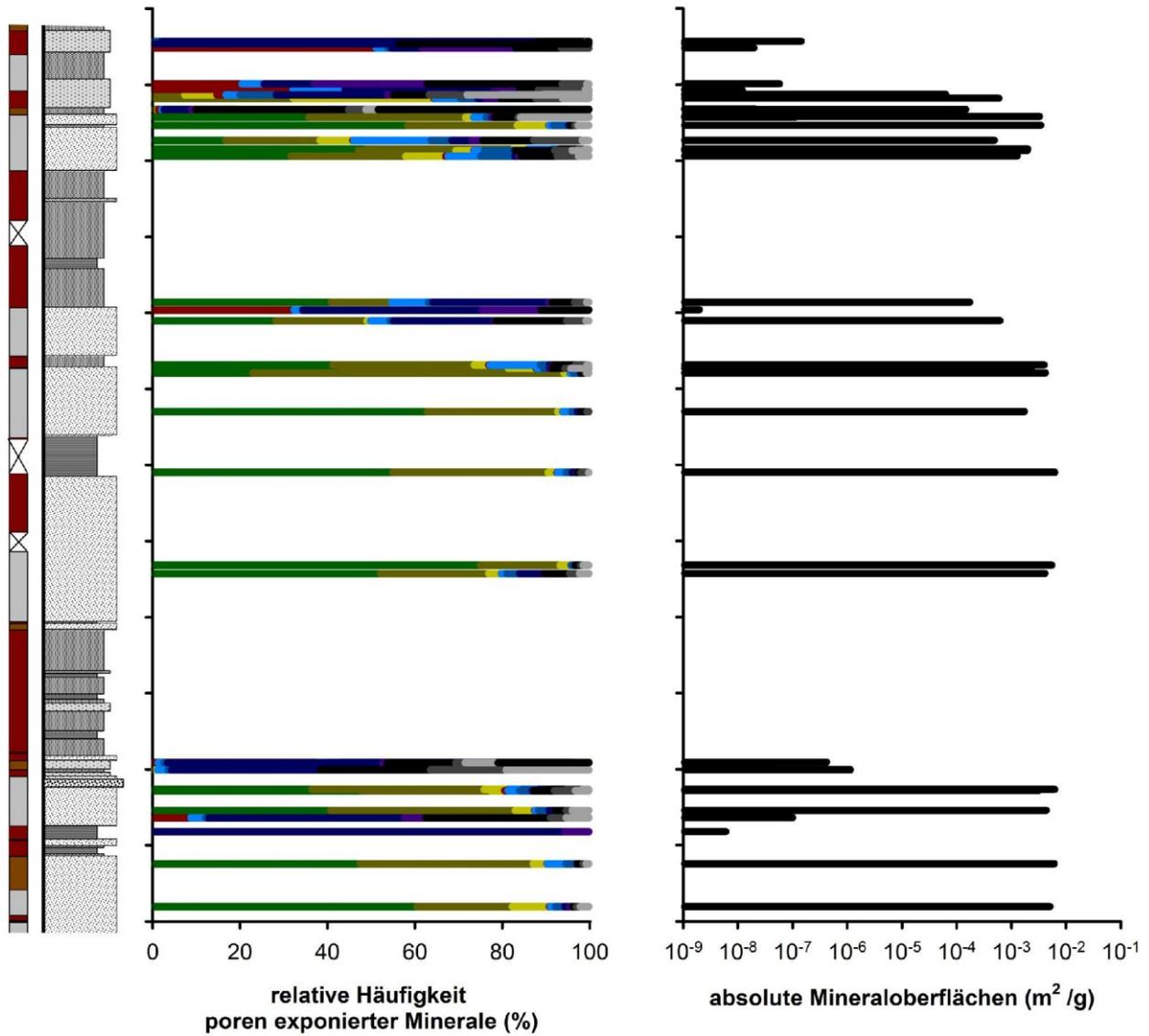


**Abb. A22: Engständigkeit authigener Illit in Abhängigkeit von der Porengröße:** Anteil von engständigem authigenem Illit (IM2) am gesamten authigenen Illit; abgeschätzt an jeweils fünf Fotos von Kleinporen und Großporen (400x Vergrößerung, ca. 100 Proben). Der Anteil engständiger Illite ist in den Kleinporen einer Probe erhöht, da diese näher am Porenhals angeschnitten sind.



**Abb. A23: Zusammenhang zwischen Feldspatlösung und der Menge an authigenem Illit**

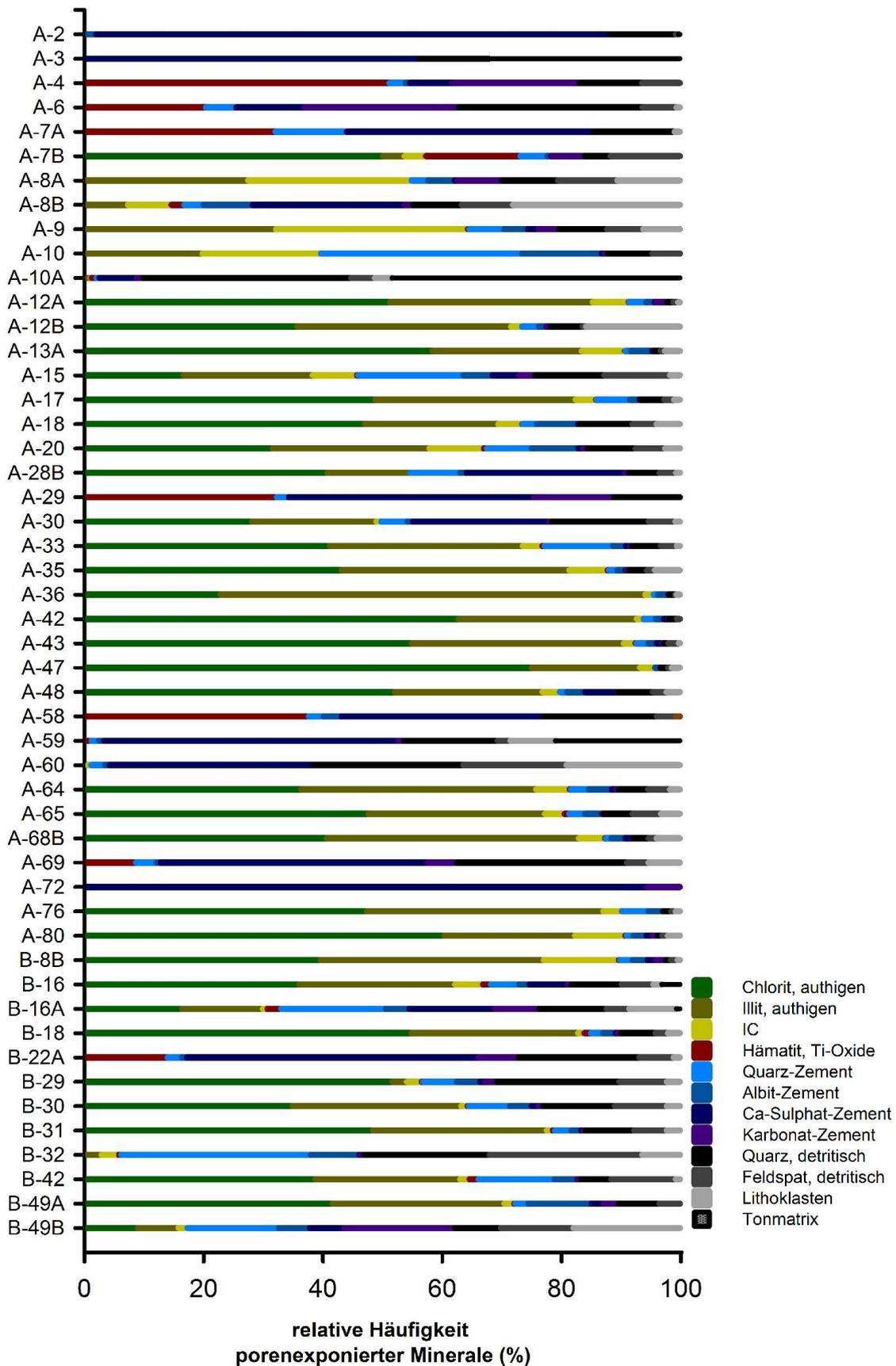
# IX. Zur Pore exponierte Mineralphasen: räumliche Abhängigkeit und Zusammenhang mit der volumetrischen Zusammensetzung



- Chlorit, authigen
- Illit, authigen
- IC
- Fe-Oxide, Ti-Oxide
- Quarz -Zement
- Albit -Zement
- Ca-Sulphat -Zement
- Karbonat -Zement
- Quarz, detritisch
- Feldspat, detritisch
- Lithoklasten
- Tonmatrix

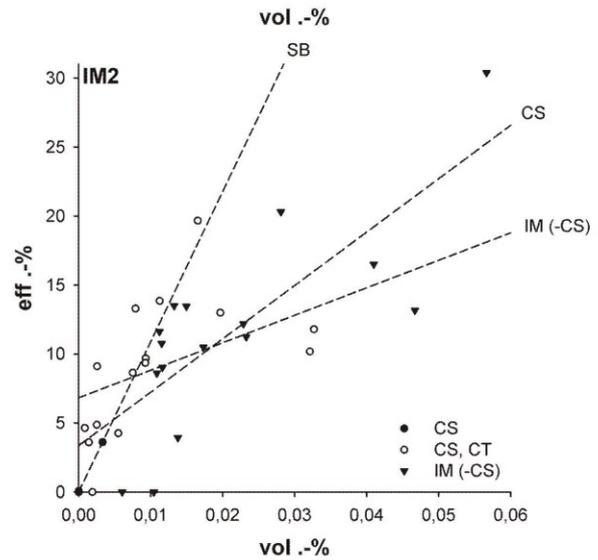
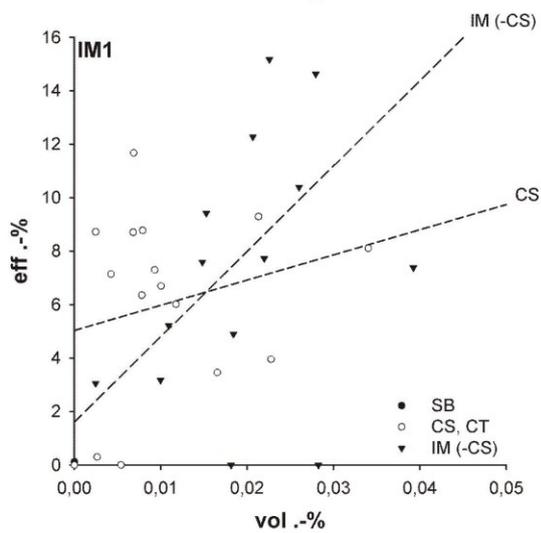
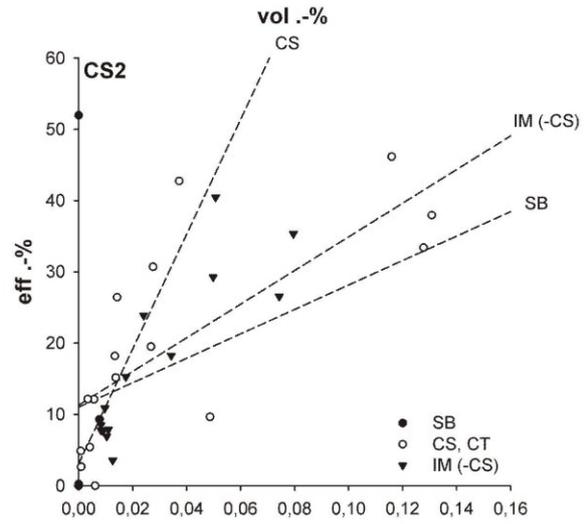
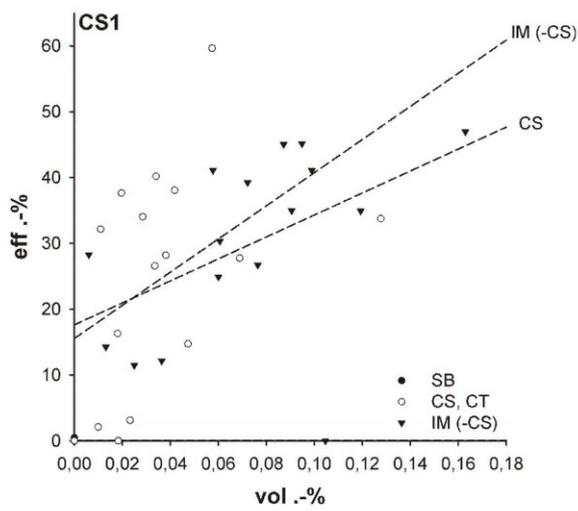
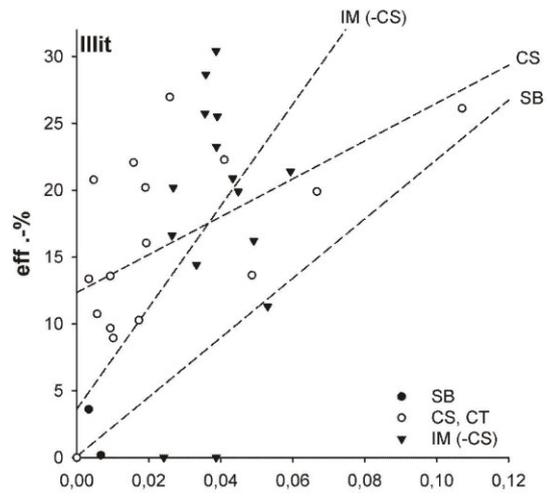
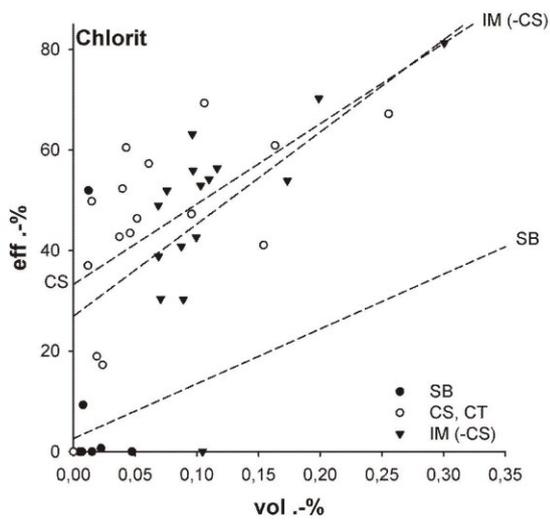
**Abb. A24: Teufenabhängigkeit effektiver Mineralzusammensetzungen in Kern A:**

L: relative Häufigkeiten der porenexponierten Mineralphasen  
 R: bildanalytisch ermittelte Mineraloberflächen  
 keine Berücksichtigung der Porositätsklasse



**Abb. A25: Effektive Mineralzusammensetzungen von 50 Sandsteinen:**

Vier Sandsteintypen können über die Zusammensetzung ihrer Mineraloberflächen unterschieden werden: (1): überwiegend Schichtsilikate, (2) Schichtsilikate und blockige Zemente, (3) Hämatit und blockige Zemente, (4) fast ausschließlich blockige Zemente



**Abb. A26: Zusammenhang zwischen effektiver und volumetrischer Häufigkeit (I):**  
dargestellt für Mineralphasen bzw Tonmorphotypen;  
Regressionsgeraden zeigen den Zusammenhang innerhalb eines Diagenesetyps (SB, CS oder IM) an

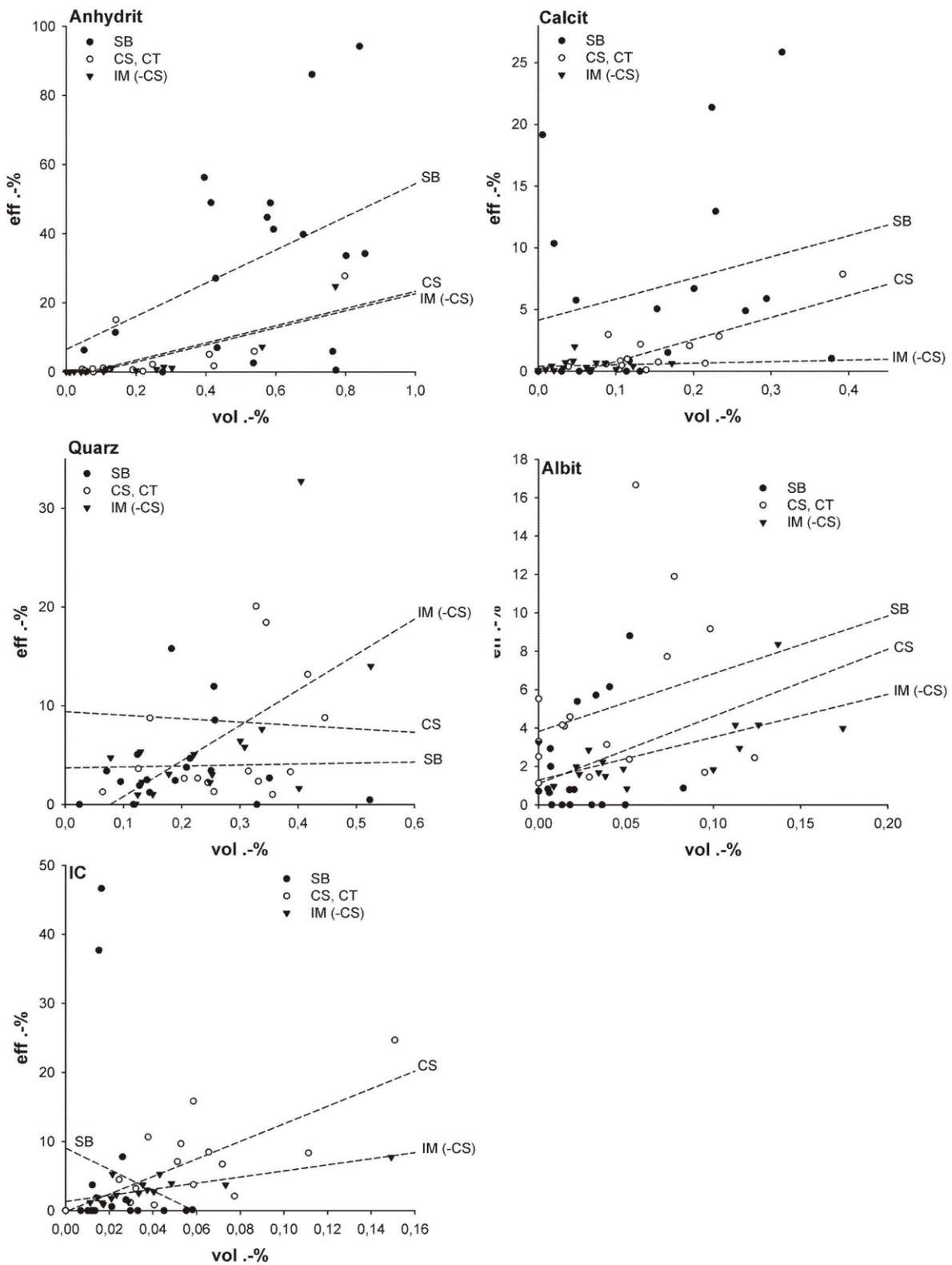
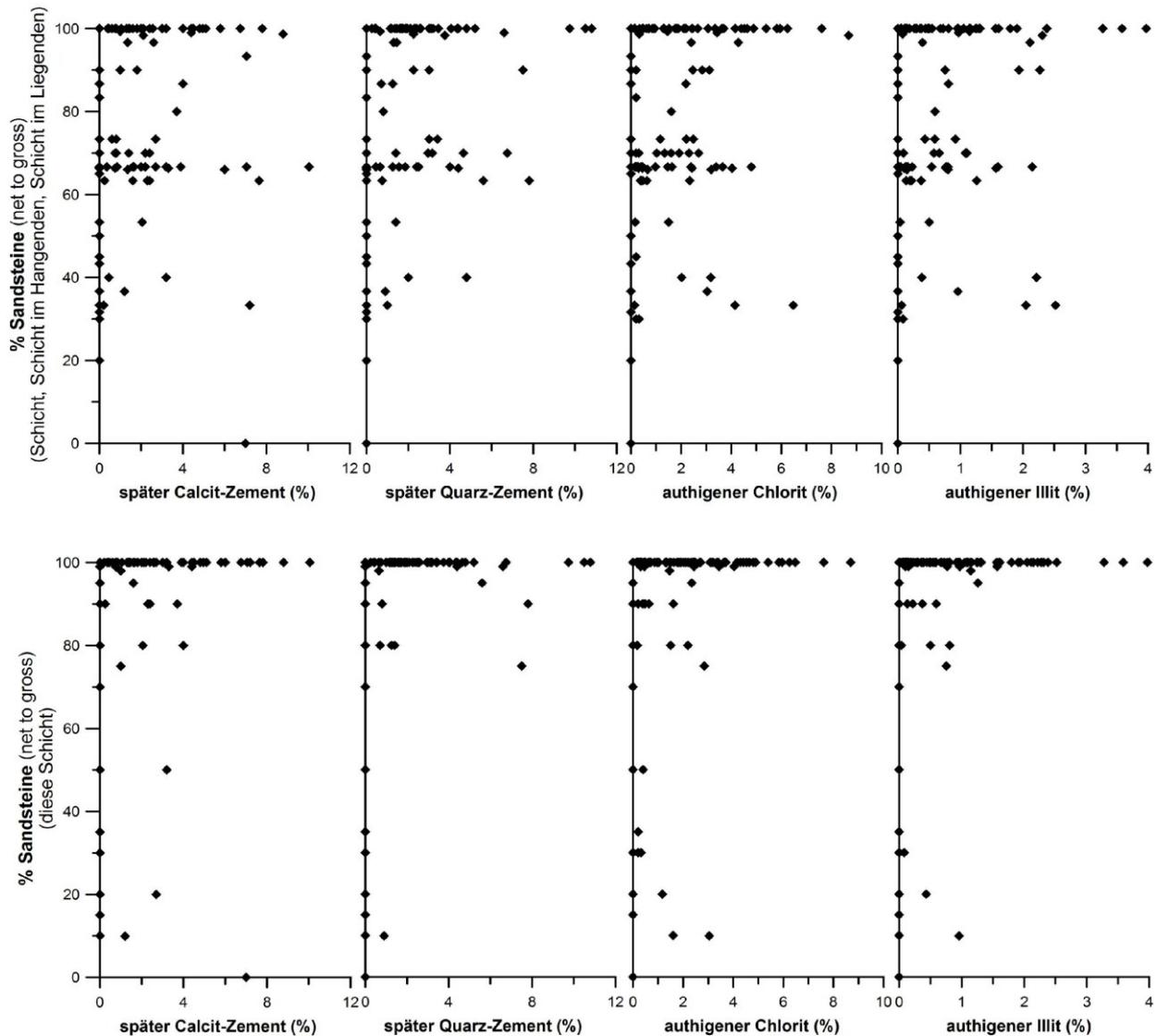


Abb. A27: Zusammenhang zwischen effektiver und volumetrischer Häufigkeit (II):

## X. Räumliche Abhängigkeit der Zementation

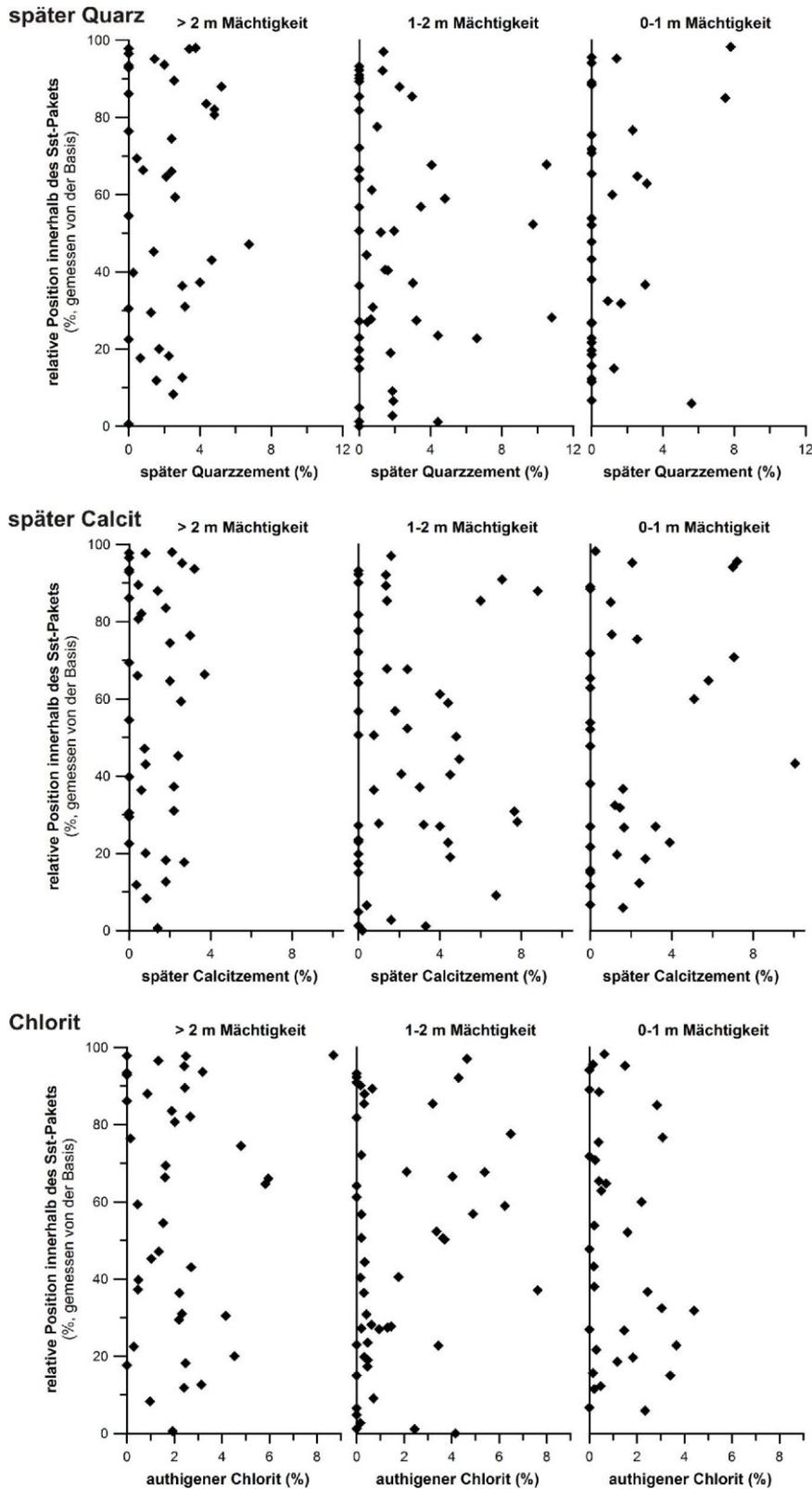


**Abb. A28: Zusammenhang zwischen dem Sandstein-Anteil in der Schichtfolge (NTG. = Net to gross Verhältnis) und späten Mineral-Authigenesen:**

**O:** Darstellung von NTG. errechnet aus dem Mittelwert aus untersuchter Bank und der Bank im Hangenden und Liegenden

**U:** Darstellung von NTG der untersuchten Bank

Für Schichtsilikate ist kein deutlicher Zusammenhang erkennbar. Späte Calcit- und Quarzzemente treten bevorzugt und in größter Häufigkeit in tonfreien Intervallen der Schichtfolge auf. Die Nähe zu Tonsteinen (und deren Entwässerung bei der Kompaktion) ist kein Einflussfaktor für späte Zementation.



**Abb. A29: Räumliche Abhängigkeit der Zementation von der Position innerhalb eines Sandsteinpakets (0: Basis des Pakets; 100: Top des Pakets): dargestellt für die Sandsteinpakete großer (>2 m), mittlerer (1-2 m) und geringer Mächtigkeit (<1 m)**

**O:** später Quarzzement

**M:** später Calcitzement

**U:** authigener Chlorit

## **Tabellen**

**Tabelle A1:** Probenmaterial und Untersuchungsmethoden

**Tabelle A2:** Eingabeparameter der thermischen Simulation

**Tabelle A3:** Petrographische Daten

**Tabelle A4:** Effektive Mineralzusammensetzung

**Tabelle A5:** Lage- und Streumaße petrographischer Daten

**Tabelle A6:** Lage- und Streumaße petrographischer Daten innerhalb von  $\Phi$ , k-Klassen

**Tabelle A7:** Korrelationsmatrizen: Gesamtgesteins-Zusammensetzung vs. petrographische Parameter

**Tabelle A8:** Ausgewählte Kontrollfaktoren von  $\Phi$  und k

**Tabelle A9:** Mikrosonden-Analysen: Mittelwerte, Lage- und Streumaße der mineralchemischen Zusammensetzungen

**Tabelle A10:** Mikrosonden-Analysen: Karbonatzemente

**Tabelle A11:** Mikrosonden-Analysen: Chlorite und Tonkutane

**Tabelle A12:** Mikrosonden-Analysen: Klasten und blockige Zemente

**Tabelle A13:** Chemische Zusammensetzung des Gesamtgesteins (ICP-OES, ICP-MS)

**Tabelle A1: Probenmaterial und Untersuchungsmethoden** (x: Probe untersucht, x2: zwei Proben desselben Kernstücks: hell und dunkel, unterschiedliche Laminationsart oder unterschiedlicher Tongehalt); **Abkürzungen:** **OM:** quantitative und qualitative optische Mikroskopie; **OMeff:** effektive, zur Pore exponierte Mineralzusammensetzung; **DT:** Bestimmung des Diagenesetyps und Tonmorphotyps; **Faz:** Faziesanalyse, Lithotypengliederung, Kernbeschreibung; **Kgr:** Korngrößenanalyse (Bildanalyse); **Por:** Bildanalytische Untersuchung des Porenraums; **Psa:** Abstand der Porenschwerpunkte; **Ctd:** Coating-Dicke (OM, 400x); **Cpd:** Engständigkeit der Chloritplatten ermittelt an REM-SE-Bildern (3000x); **REM:** Untersuchung von Gesteinsbruchstücken mit dem Rasterelektronenmikroskop; **EMS:** Elektronenstrahl-Mikrosonde; **KL:** Kathodo-Lumineszenz-Mikroskopie; **XRd:** Röntgendiffraktometrie an Texturpräparaten (<2 µm Fraktion); **RFA, ICP:** Röntgenfluoreszenz-Analyse, Induktiv gekoppelte Plasma-Spektroskopie; **BET:** Ermittlung spezifischer Oberflächen durch Gasadsorption; **Φ, k:** He-Porosität und Permeabilität unter in situ-Spannungsbedingungen (T: Technische Universität Clausthal; T2: zwei Plugs aus demselben Kernstück; G: GDF Suez E&P Deutschland GmbH)

Probe	Farbe		OM, DT	OMeff	Faz	Kgr	Por	Psa	Ctd	Cpd	REM	EMS	KL	XRd	RFA	ICP	BET	Φ	k
A-2	5 YR 3/2	rot	x	x	x	x	x												
A-3	5 R 6/2	rot	x	x	x	x	x				x	x	x		x				
A-4	5 R 6/2	rot	x	x	x	x	x	x										T	T
A-5	5 R 4/2	rot			x														
A-6	5 Y 6/1	grau	x2	x	x	x2	x2	x								x		T2	T2
A-7	5 R 6/2	rot		x2	x									x2		x2		T2	T2
A-8	5 R 6/2	rot	x2	x2	x	x2	x2	x	x									T2	T2
A-9	5 Y 6/1	grau	x	x	x	x	x	x	x			x	x	x		x	x	T	T
A-10	5 R 3/4	rot	x2	x2	x	x2	x2	x	x					x		x		T2	T2
A-12	10 YR 6/2	grau	x2	x2	x	x2	x2	x2	x2	x		x	x					T2	T2
A-13	5 Y 8/1	grau	x2	x	x	x2	x2	x2	x									G	G
A-15	N5	grau	x	x	x	x	x	x	x		x	x		x		x	x	T	T
A-17	5 Y 4/1	grau	x	x	x	x	x	x	x					x		x	x	T	T
A-18	5 Y 4/1	grau	x	x	x	x	x	x	x					x		x		T	T
A-20	5 Y 4/1	grau	x	x	x	x	x	x	x		x			x		x		T	T
A-28	10 YR 6/2	grau	x	x	x	x	x					x			x2			T	T
A-29	5 R 6/2	rot	x	x	x	x	x				x	x						T	T
A-30	5 Y 8/1	grau	x	x	x	x	x		x						x	x		T	T
A-32	5 Y 6/1	grau			x													T	T
A-33	5 Y 6/1	grau	x2	x	x	x2	x2	x	x					x		x		T2	T2
A-34	5 R 6/2	rot	x		x	x	x	x	x					x		x		T	T
A-35	N6	grau	x	x	x	x	x	x	x					x		x	x	T	T
A-36	10 YR 6/2	grau	x	x	x	x	x											T	T
A-37	5 Y 6/1	grau			x													T	T
A-40	10 YR 8/2	grau			x													T	T
A-41	N5	grau	x		x	x	x				x							T	T
A-42	5 Y 6/1	grau	x	x	x	x	x		x									T	T
A-43	10 YR 8/2	grau	x	x	x	x	x	x	x		x			x		x		T	T
A-44	10 YR 6/2	grau			x													T	T
A-45	10 YR 6/2	grau			x													T	T
A-46	10 YR 6/2	grau			x						x							T	T
A-47	5 Y 6/1	grau	x	x	x	x	x		x		x			x		x	x		
A-48	5 Y 6/1	grau	x	x	x	x	x		x						x	x		G	G
A-50	10 YR 6/2	grau	x		x	x	x		x	x	x	x	x		x2	x		G	G
A-58	10 R 5/4	rot	x	x	x	x	x	x			x					x	x	T	T
A-59	5 R 6/2	rot	x2	x	x	x2	x2									x	x	T2	T2
A-60	5 Y 6/1	grau	x	x	x	x	x	x	x							x	x	T	T
A-61	N7	grau	x		x	x	x		x						x	x		T	T
A-62	10 Y 6/2	grau			x														
A-63	5 Y 6/1	grau	x		x	x	x		x	x	x							T	-
A-64	5 Y 6/1	grau	x	x	x	x	x		x							x	x	T	-
A-65	N6	grau	x	x	x	x	x	x	x					x		x		T	T

Probe	Farbe		OM, DT	OMeff	Faz	Kgr	Por	Psa	Ctd	Cpd	REM	EMS	KL	XRD	RFA	ICP	BET	φ	k
A-66	N7	grau	x		x	x	x		x										
A-67	5 YR 6/1	grau			x														
A-68	5 Y 8/1	grau	x2	x	x	x2	x2	x2	x2		x				x	x	x		
A-69	5 R 6/2	rot	x	x	x	x	x					x	x		x	x	x		
A-72	5 R 6/2	rot		x	x						x					x	x	T	T
A-74	N7	grau	x		x	x	x	x	x						x	x			
A-75	10 YR 6/2	grau			x														
A-76	5 Y 6/1	grau	x	x	x	x	x	x										T	T
A-77	10 YR 6/2	grau	x		x	x	x	x	x		x			x		x	x	T	-
A-78	10 YR 6/2	grau			x						x							T	T
A-79	10 YR 6/2	grau			x						x								
A-80	5 YR 6/4	rotbraun	x	x	x	x	x		x	x		x	x		x2	x	x		
A-81	10 YR 6/2	grau			x													T	T
A-82	5 Y 4/1	grau			x													T	T
A-83	10 YR 6/2	grau			x														
A-84	5 Y 6/1	grau			x														
B-1	10 R 5/4	rot	x2		x	x2	x2											T2	T2
B-5	5 R 4/2	rot			x													T	T
B-8	5 Y 6/1	grau	x2	x	x	x2	x2	x2	x2	x		x						T2	T2
B-16	5 YR 6/1	grau	x2	x2	x	x2	x2	x2	x2					x		x		T2	T2
B-18	5 Y 6/1	grau	x	x	x	x	x	x	x					x		x		T	T
B-20	10 YR 6/2	grau			x													T	T
B-22	10 YR 6/2	grau	x2	x	x	x2	x2	x2						x		x		T2	T2
B-25	5 YR 5/2	rotbraun	x		x	x	x											T	T
B-28-2	5 GY 4/1	grau			x														
B-29	5 Y 6/1	grau	x2	x	x	x2	x2	x2	x					x		x		T2	T2
B-30	5 Y 6/1	grau	x	x	x	x	x	x	x					x		x		T2	T2
B-31	5 Y 4/1	grau	x	x	x	x	x	x	x					x		x		T2	T2
B-32	5 Y 6/1	grau	x2	x	x	x2	x2	x2	x					x		x		T2	T2
B-39	5 YR 6/1	grau			x						x								
B-40	5 Y 6/1	grau	x		x	x	x	x	x					x		x		T	T
B-42	5 Y 6/1	grau	x	x	x	x	x	x	x					x		x		T	T
B-44	N6	grau	x		x	x	x	x	x					x		x		T	T
B-45	10 YR 6/2	grau			x														
B-46	5 YR 6/4	rotbraun			x														
B-49	5 Y 6/1	grau	x2	x2	x	x2	x2	x2	x		x			x		x2		T2	T2
B-50	5 Y 6/1	grau	x2		x	x2	x2	x2	x2					x		x2		T	T
C-08	5 YR 5/2	rotbraun	x		x	x	x												
C-09	5 YR 6/1	grau			x										x2	x			
C-10	10 YR 4/2	braun			x											x			
C-11	10 Y 6/2	grau			x														
C-12	10 YR 6/2	grau			x										x	x	x		
C-13	N6	grau			x														
C-14	5 Y 6/1	grau	x		x	x	x											G	G
C-15	N6	grau	x		x	x	x		x							x		G	G
C-16	5 YR 6/1	grau	x		x	x	x								x	x	x		
C-17	5 YR 5/2	rotbraun	x		x	x	x								x				
C-18	5 YR 6/1	grau	x		x	x	x									x			
C-19	10 YR 6/2	grau	x		x	x	x		x							x		G	G
C-20	10 YR 6/2	grau			x											x			
C-21	5 YR 6/1	grau	x		x	x	x		x									G	G
C-22	10 YR 6/2	grau	x		x	x	x		x					x		x			
C-23	10 YR 6/2	grau	x		x	x	x							x		x2			
C-24	5 YR 6/1	grau			x														
C-25	5 YR 6/1	grau			x														
C-26	5 YR 6/1	grau			x														
C-27	5 YR 6/1	grau	x		x	x	x												

Probe	Farbe		OM, DT	OMeff	Faz	Kgr	Por	Psa	Ctd	Cpd	REM	EMS	KL	XRD	RFA	ICP	BET	φ	k
C-28	5 YR 6/1	grau			x														
C-29	5 YR 5/2	rotbraun			x														
C-30	5 YR 6/1	grau			x													G	G
C-31	5 YR 6/1	grau			x														
C-32	10 YR 6/2	grau	x		x	x	x											G	G
C-33	5 Y 6/1	grau			x														
C-34	5 YR 6/1	grau	x		x	x	x		x										
C-35	5 R 8/2	grau	x		x	x	x		x									G	G
C-36	5 YR 7/2	grau			x														
C-37	5 YR 6/1	grau	x		x	x	x											G	G
C-38	10 YR 6/2	grau			x														
C-39	10 YR 6/2	grau			x														
C-40	5 YR 6/1	grau			x														
C-41	5 R 4/2	rot	x		x	x	x		x									G	G
C-42	10 YR 6/2	grau			x														
C-43	10 YR 6/2	grau	x		x	x	x		x					x		x			
C-44	5 YR 5/2	rotbraun	x		x	x	x		x										
C-45	5 YR 6/1	grau	x		x	x	x												
C-46	5 YR 5/2	rotbraun	x		x	x	x											G	G
C-47	10 YR 6/2	grau	x		x	x	x								x	x		G	G
C-48	5 YR 5/2	rotbraun	x		x	x	x											G	G
C-49	5 YR 5/2	rotbraun			x														
C-50	5 R 6/2	rot			x														
C-51	5 YR 5/2	rotbraun			x														
C-52	5 YR 5/2	rotbraun	x		x	x	x		x									G	G
C-53	10 YR 4/2	braun			x														
C-54	5 YR 7/2	grau			x														
C-55	5 R 6/2	rot			x											x			
C-56	5 YR 5/2	rotbraun			x										x	x			
C-57	5 R 6/2	rot	x		x	x	x		x										
C-59	10 YR 6/2	grau			x										x2			G	G
C-60	10 YR 6/2	grau	x		x	x	x		x						x	x		G	G
C-61	5 YR 5/2	rotbraun			x														
C-62	10 YR 6/2	grau	x		x	x	x											G	G
C-63	5 YR 5/2	rotbraun	x		x	x	x												
C-64	10 YR 6/2	grau			x										x				
C-65	10 YR 6/2	grau	x		x	x	x				x							G	G
C-66	10 YR 6/2	grau	x		x	x	x												
C-67	10 YR 6/2	grau			x														
C-68	5 YR 5/2	rotbraun			x														
C-69	5 YR 5/2	rotbraun	x		x	x	x											G	G
C-70	5 YR 5/2	rotbraun			x														
C-71	5 R 6/2	rot	x		x	x	x											G	G
C-72	5 YR 5/2	rotbraun	x		x	x	x												
C-73	5 GY 6/1	grau	x		x	x	x												
C-74	5 R 6/2	rot			x														
C-75	5 YR 5/2	rotbraun	x		x	x	x											G	G
C-76	5 YR 5/2	rotbraun			x														
C-77	5 YR 5/2	rotbraun			x														
C-78	10 YR 6/2	grau			x														
C-79	5 YR 5/2	rotbraun			x														
C-80	5 R 6/2	rot	x		x	x	x											G	G
C-82	5 GY 6/1	grau	x		x	x	x											G	G
C-83	5 YR 5/2	rotbraun	x		x	x	x											G	G
C-84	10 YR 4/2	braun	x		x	x	x											G	G
C-85	5 YR 5/2	rotbraun			x														
C-86	5 YR 5/2	rotbraun			x											x			

Probe	Farbe		OM, DT	OMeff	Faz	Kgr	Por	Psa	Ctd	Cpd	REM	EMS	KL	XRD	RFA	ICP	BET	φ	k
C-87	5 YR 5/2	rotbraun	x		x	x	x											G	G
C-88	5 YR 5/2	rotbraun	x		x	x	x												
C-89	10 YR 6/2	grau			x														
C-90	10 YR 6/2	grau			x														
C-91	10 YR 6/2	grau	x		x	x	x											G	G
C-92	5 YR 5/2	rotbraun			x										x	x			
C-93	5 YR 5/2	rotbraun			x														
C-94	10 YR 6/2	grau			x														
C-95	5 R 6/2	rot			x													G	G
C-96	5 R 6/2	rot	x		x	x	x											G	G
C-97	5 YR 5/2	rotbraun	x		x	x	x											G	G
C-98	5 R 6/2	rot			x														
C-99	5 R 6/2	rot			x														
C-100	5 R 6/2	rot			x														
C-101	5 R 6/2	rot			x														
C-102	5 R 6/2	rot	x		x	x	x												
C-103	5 R 6/2	rot	x		x	x	x												
C-104	5 YR 5/2	rotbraun			x														
C-105	5 YR 5/2	rotbraun			x														
C-106	5 YR 5/2	rotbraun	x		x	x	x								x	x	x		
C-107	5 YR 5/2	rotbraun			x													G	G
C-108	5 YR 6/1	grau			x											x	x	G	G
C-109	5 YR 5/2	rotbraun	x		x	x	x											G	G
C-110	5 YR 5/2	rotbraun			x														
C-111	5 YR 5/2	rotbraun			x														
C-112	5 YR 5/2	rotbraun			x														
C-113	5 YR 5/2	rotbraun			x														
C-114	5 YR 5/2	rotbraun	x		x	x	x											G	G
C-115	5 YR 5/2	rotbraun	x		x	x	x												
C-116	10 YR 6/2	grau			x														
C-117	10 YR 6/2	grau			x														
C-118	10 YR 6/2	grau			x														
C-119	5 R 6/2	rot	x		x	x	x											G	G
C-120	5 YR 5/2	rotbraun	x		x	x	x											G	G
C-121	5 YR 5/2	rotbraun	x		x	x	x												
C-122	5 YR 5/2	rotbraun	x		x	x	x											G	G
C-123	5 R 6/2	rot			x											x			
C-124	5 R 6/2	rot	x		x	x	x									x	x	G	G
C-125	5 YR 5/2	rotbraun			x											x			
C-126	5 YR 5/2	rotbraun	x		x	x	x											G	G
C-127	5 R 6/2	rot			x											x			
C-128	5 YR 5/2	rotbraun			x													G	G
C-129	5 YR 5/2	rotbraun	x		x	x	x								x				

**Tabelle A2: Eingabeparameter der thermischen Simulation Modell (K)**

\* Teufenangaben werden nicht veröffentlicht

Event	Top [m]	Basis [m]	Mächtigkeit rezent [m]	Erodierte Mächtigkeit [m]	Ablagerungs- zeitraum		Erosions- zeitraum		Lithologie
					von [Ma]	bis [Ma]	von [Ma]	bis [Ma]	
Sedimentoberfläche					0,0	0,0	0,0	0,0	
Pleistozän + Holozän					2,9	0,0			SANDcongl
Pliozän					11,1	2,9			none
Chatt + Miozän					28,4	11,1			SAND&SILT
Rupel					33,9	28,4			SHALEsilt
Eozän					55,8	33,9			SHALE&SAND
Paläozän					65,5	55,8			SAND&SILT
Coniac bis Maastricht				500,0	89,3	70,0	70,0	65,5	MARL
Turon					93,5	89,3			LIMEmarly
Cenoman					99,6	93,5			LIMESTONE
Alb					112,0	99,6			SHALEcalc
Berias - Apt				680,0	145,5	127,2	127,2	120,7	SAND&SHALE
Oberjura				310,0	161,2	145,5	120,7	117,9	LIMEmarly
Mitteljura				300,0	175,6	161,2	117,9	115,2	SHALE&SAND
Unterjura				350,0	199,6	175,6	115,2	112,0	SHALE
Steinmergelkeuper + Rät					214,0	199,6			SHALE&SAND
Gipskeuper					232,0	214,0			EVAPshaly
Unterkeuper					235,0	232,0			SHALE&SAND
Oberer Muschelkalk					238,5	235,0			LIMEmarly
Mittlerer Muschelkalk		*			240,0	238,5			EVAPshaly
Unterer Muschelkalk					243,0	240,0			LIMESTONE
Salinarröt + Pelitröt					244,5	243,0			EVAPshaly
Solling-Fm					246,5	244,5			SHALE&SAND
Volprieh. - Hardegsen-Fm				130,0	249,0	247,8	247,8	246,5	SAND&SILT
Calvörde + Bernburg-Fm					251,0	249,0			SAND&SHALE
Aller- + Ohre-Folge					253,0	251,0			EVAPORITE
Leine-Folge					254,5	253,0			EVAPORITE
Staßfurt-Folge					256,0	254,5			EVAPshaly
Werra-Folge					258,0	256,0			ANHYDRITE
Hannover-Fm					260,0	258,0			SAND&SILT
Dethlingen-Fm					262,0	260,0			SHALE&SAND
Mirow-Fm					264,0	262,0			none
Parchim-Fm					266,0	264,0			none
Saalische Diskordanz					290,0	266,0			none
oberstes Stefan und Unterrotliegend sedimentäres Stefan				400,0	302,0	290,0	275,0	266,0	RHYOLITE
Westfal D					304,0	302,0			SHALE&SAND
Westfal C				200,0	308,0	307,0	307,0	306,0	SAND&SILT
Westfal B				250,0	311,0	308,0	306,0	304,5	SAND&SHALE
Westfal A				350,0	314,0	311,0	304,5	303,0	SHALE&SAND
Namur B+C				300,0	316,0	314,0	303,0	302,0	SAND&SHALE
Namur A					319,0	316,0			SHALE&SAND
Mittel- und Obervisé					326,0	319,0			SHALE&SAND
Tournais und Unter-Visé					341,0	326,0			SANDshaly
Famenium					359,2	341,0			SANDcongl
Frasnium					374,5	359,2			SANDshaly
					385,3	374,5			SHALE

**Tabelle A3: Petrographische Daten** von drei Bohrkernen (A, B, C) ermittelt durch point counting (500 Punkte pro Probe), Bildanalyse der Porenräume (50-fach vergrößerte Dünnschliffbilder für porengeometrische Parameter) sowie Bildanalyse an 100-fach vergrößerten Dünnschliffbildern in Kombination mit einem geometrischen Modell

**Probe: z.B.** A3: Kern A, Probe 3 (Teufenangaben werden nicht veröffentlicht)

### I. Detritische Mineralphasen

<b>Qz<sub>m</sub></b>	monokristalliner Quarz
<b>Qz<sub>p</sub></b>	polykristalliner Quarz
<b>Kf</b>	Kalifeldspat
<b>Pl</b>	Plagioklas
<b>S+Gl</b>	Schwerminerale sowie Hell- und Dunkelglimmer
<b>Lv<sub>f1,2</sub></b>	felsischer vulkanischer Lithoklast, grobkristallin, Gleichgewichtsgrenzen
<b>Lv<sub>f3</sub></b>	felsischer vulkanischer Lithoklast, feinkristallin (Grundmassebruchstück aus Quarz und Feldspat)
<b>Lv<sub>f4</sub></b>	felsischer vulkanischer Lithoklast, porphyrisches Gefüge mit Einsprenglingen
<b>Lv<sub>m1</sub></b>	mafischer vulkanischer Lithoklast, opake Grundmasse, Plagioklasleisten, Intersertalgefüge
<b>Lv<sub>m2</sub></b>	mafischer vulkanischer Lithoklast, fast ausschließlich sperrige Plagioklasleisten
<b>Lv<sub>m3</sub></b>	mafischer vulkanischer Lithoklast, vollständig chloritisiert
<b>L<sub>m</sub></b>	metamorpher Lithoklast, meist Quarz-Illit-(Chlorit-)Schiefer oder Illit-Chlorit-Schiefer
<b>L<sub>s</sub></b>	sedimentärer Lithoklast; überwiegend Siltstein-Klasten; sehr selten: karbonatischer (oder karbonatisierter) Lithoklast
<b>opK</b>	opake Lithoklasten, vollständig in Eisen- und Titanoxid umgewandelt (Auflicht-Info)
<b>T<sub>i</sub></b>	Ton- und Silt-Intraklast, Tonscherben, Tongerölle
<b>T<sub>m</sub></b>	Tonmatrix und infiltrierte Tonmatrix
<b>T<sub>l</sub></b>	Tonlamine, Tonhäutchen, Tonflaser

### II. Authigene Mineralphasen

<b>Qz<sub>f</sub></b>	Quarzzement, eodiagenetisch gebildet
<b>Qz<sub>s</sub></b>	Quarzzement, mesodiagenetisch gebildet
<b>Fsp</b>	Feldspatzement, überwiegend Albit
<b>An<sub>f</sub></b>	Anhydritzement, eodiagenetisch gebildet
<b>An<sub>s</sub></b>	Anhydritzement, mesodiagenetisch gebildet
<b>G</b>	Gipszement
<b>Ba</b>	Barytzement
<b>Cc<sub>f</sub></b>	Karbonatzement, eodiagenetisch gebildet
<b>Cc<sub>s</sub></b>	Karbonatzement, mesodiagenetisch gebildet
<b>Hm</b>	authigener Hämatit
<b>Ti</b>	authigene Titanoxide, überwiegend Anatas
<b>CT</b>	tangentiale Chlorit-Kornüberzüge
<b>CS<sub>1</sub></b>	subtangentiale, weitständige Chlorit-Kornüberzüge
<b>CS<sub>2</sub></b>	subtangentiale, engständige Chlorit-Kornüberzüge außerdem: Chlorit-Kornüberzüge in stark kompaktierten Korngefügen
<b>CL</b>	derbe, porenfüllende Chlorit-Leisten und Fächer
<b>IM<sub>1</sub></b>	authigener Illit, weitständig
<b>IM<sub>2</sub></b>	authigener Illit, engständig
<b>IC</b>	rekristallisierte Tonkutane in Klast-Einbuchtungen

### III. Porentypen, Intergranularvolumen, Bleichungs- und Diagenesetypen, Klast-Alteration

<b>Detr</b>	Summe der detritischen Mineralphasen
<b>IGV</b>	Intergranularvolumen (ohne verdrängende Zement-Anteile in Klasten)
<b>Z<sub>inter</sub></b>	Zement im intergranularen Raum
<b>Φ<sub>inter</sub></b>	Porosität, intergranular
<b>Φ<sub>ü</sub></b>	Porosität, übergroß
<b>Φ<sub>intra</sub></b>	Porosität, intragranular
<b>Φ<sub>ges</sub></b>	Summe der drei Porentypen (point counting)
<b>Φ<sub>B</sub></b>	Porosität, bildanalytisch bestimmt an 50-fach vergrößerten Dünnschliffbildern
<b>ct-D</b>	Dicke der Chlorit-Kornüberzüge; Durchschnittswert aus 20 Dünnschliff-Bildern (400x vergrößert)
<b>Bleich</b>	Alterationstyp: R: red bed-Sandstein, G: gebleichter Sandstein
<b>DT</b>	Diagenesetyp erweitert nach Gaupp (1996)
<b>Bit-I</b>	Bitumenindex
<b>Fsp<sub>III</sub></b>	Grad der Illitisierung von Feldspatklasten
<b>L<sub>op</sub></b>	Grad der Imprägnierung von Lithoklasten mit opaken Mineralphasen
<b>L<sub>chl</sub></b>	Grad der Chloritisierung von Lithoklasten
<b>Kk</b>	Haupttyp der Kornkontakte im Dünnschliff
<b>COPL</b>	Verlust der primären Porosität durch mechanischen Kompaktion, berechnet für eine Initialporosität von 40%
<b>Zv</b>	räumliche Verteilung blockiger Zemente: H: homogen, N: nestartig, L: laminenparallel, D: nahezu dicht zementiert

**Tabelle A3 (Fortsetzung)**

**IV. Porengrößenverteilung, Porenvernetzung, porengeometrische Parameter**

$\Phi_{\text{He}}$	Helium-Porosität
<b>k</b>	Permeabilität
<b>S<sub>BET</sub></b>	Spezifische innere Oberfläche bestimmt durch Gasadsorption (BET)
<b>P<sub>d</sub></b>	Porendichte (Anzahl Poren / mm <sup>2</sup> )
<b>P<sub>gr</sub></b>	durchschnittliche Porengröße
<b>F<sub>min</sub></b>	durchschnittlicher kleiner Feret-Porendurchmesser
<b>F<sub>v</sub></b>	mittleres Verhältnis aus dem kleinen und großen Feret-Porendurchmesser
<b>P<sub>run</sub></b>	mittlere Porenrundung (Kreisförmigkeit)
<b>P<sub>ind</sub></b>	mittlerer Porenindex
<b>PoA</b>	mittleres Verhältnis aus Porenumfang / Porenfläche (perimeter over area)
<b>P<sub>sort</sub></b>	mittlere Standardabweichung der Porengrößenverteilung nach Folk & Ward (1957)
<b>P<sub>vern</sub></b>	scheinbare Porenvernetzung (0: isoliert, 5: sehr gut vernetzt)
<b>P<sub>SA</sub></b>	mittlerer Abstand der Porenschwerpunkte (ermittelt an 100 *3 Abständen / Probe)
<b>2<sup>5</sup>-2<sup>7</sup></b>	prozentualer Anteil der Porengrößenklasse 32 bis 128 µm <sup>2</sup> (nach Flächensumme) bezogen auf die Gesamtporenfläche einer Probe
<b>2<sup>7</sup>-2<sup>9</sup></b>	Porengrößenklasse 128 bis 512 µm <sup>2</sup>
<b>2<sup>9</sup>-2<sup>11</sup></b>	Porengrößenklasse 512 bis 2048 µm <sup>2</sup>
<b>2<sup>11</sup>-2<sup>13</sup></b>	Porengrößenklasse 2048 bis 8192 µm <sup>2</sup>
<b>2<sup>13</sup>-2<sup>15</sup></b>	Porengrößenklasse 8192 bis 32768 µm <sup>2</sup>

**V. Granulometrie, Textur, Faziesparameter**

<b>K<sub>mean</sub></b>	mittlere Korngröße ermittelt durch Vermessung von Klast-Längsachsen am Dünnschliff-Foto
<b>K<sub>max</sub></b>	maximale Korngröße
<b>U<sub>63</sub></b>	prozentualer Anteil der Klasten in Grobsilt-Korngröße (20 bis 63 µm)
<b>FS<sub>125</sub></b>	prozentualer Anteil der Klasten in feiner Feinsand-Korngröße (63 bis 125 µm) Einteilung nach Udden & Wentworth, 1922
<b>FS<sub>250</sub></b>	prozentualer Anteil der Klasten in grober Feinsand-Korngröße (125 bis 250 µm)
<b>MS<sub>500</sub></b>	prozentualer Anteil der Klasten in feiner Mittelsand-Korngröße (250 bis 500 µm)
<b>MS<sub>500+</sub></b>	prozentualer Anteil der Klasten in grober Mittelsand-Korngröße (>500 µm)
<b>Sort</b>	Sortierung nach Schätztafel von Longiaru (1987), die den Schnitteffekt berücksichtigt
<b>Mod</b>	Modalität der Korngrößenverteilung (unimodal, bimodal)
<b>R</b>	Kornrundung (0-5 zunehmend)
<b>Sph</b>	Korn-Sphärizität (0-1 zunehmend)
<b>LT</b>	Lithotyp bestehend aus Korngröße (S: Sand, M: Mud) und Sedimentstruktur
<b>Faz</b>	Faziestyp: tSE: trockene Sandebene; fSE: feuchte Sandebene; nSE: nasse Sandebene; D: äolischer Dünen-Leehang; Fl: fluvial oder Schichtflut; T: Tonebene fw: flachwinklig, h: horizontal
<b>Arch</b>	Architekturklasse (0-6 steigende Mächtigkeit und abnehmender vertikaler Abstand zur hangenden oder liegenden Sandsteinbank)

**Tabelle A3 (Fortsetzung):** Probe A-2 bis A-68B

I. (1) Probe	detritische Mineralphasen																	
	Qz <sub>m</sub> [%]	Qz <sub>p</sub> [%]	Kf [%]	Pl [%]	S+Gl [%]	Lv <sub>f1,2</sub> [%]	Lv <sub>f3</sub> [%]	Lv <sub>f4</sub> [%]	Lv <sub>m1</sub> [%]	Lv <sub>m2</sub> [%]	Lv <sub>m3</sub> [%]	Lm [%]	Ls [%]	opK [%]	ILK [%]	T <sub>i</sub> [%]	T <sub>m</sub> [%]	T <sub>l</sub> [%]
A-2	44,4	6,4	3,6	0,8	0,0	1,4	4,0	4,0	0,0	0,8	0,0	0,2	1,2	0,0	0,0	2,8	0,0	0,0
A-3	42,2	16,0	3,6	0,6	0,0	1,5	0,0	1,5	0,6	0,0	0,0	0,2	0,0	0,4	0,0	0,0	2,0	0,0
A-4	34,4	4,6	6,6	1,0	0,0	0,1	0,2	0,1	0,0	2,0	0,0	0,2	0,0	2,0	0,0	1,0	0,0	5,0
A-6-1	46,8	11,4	3,0	1,0	0,0	0,0	4,0	0,0	7,4	0,0	0,0	1,0	0,0	0,6	0,0	0,6	0,0	0,0
A-6-2	41,0	12,6	4,8	1,6	0,2	2,4	2,4	0,6	0,6	1,2	0,0	1,0	0,2	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0
A-8-1	38,2	3,6	7,0	1,0	0,0	0,9	1,8	0,9	1,7	0,0	1,7	0,0	0,4	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0
A-8-2	38,6	5,2	7,0	1,4	0,0	0,3	0,4	0,1	2,2	2,2	0,0	0,0	2,2	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0
A-9	36,0	5,8	5,2	0,4	0,0	2,9	2,9	2,9	1,5	1,5	1,5	0,2	1,2	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0
A-10-1	47,6	12,0	4,4	1,6	1,4	1,0	0,8	1,0	1,0	1,0	0,0	0,2	0,0	1,4	0,0	0,0	8,8	0,0
A-10-2	51,4	7,0	6,4	2,6	0,0	0,4	0,0	0,4	0,0	1,2	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
A-12-1	49,9	4,6	9,2	1,4	0,0	0,1	0,2	0,1	1,5	0,0	1,5	0,2	0,2	0,6	0,0	2,0	0,0	0,0
A-12-2	53,4	3,8	7,2	0,6	0,0	0,7	2,2	1,5	2,9	1,5	0,0	0,2	0,0	0,2	0,0	1,2	0,0	3,6
A-13A	46,4	10,4	6,0	2,6	0,0	0,1	5,2	0,1	0,1	0,1	0,0	1,4	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0
A-13B	44,2	10,2	7,4	1,4	0,0	0,1	3,9	0,0	0,4	0,4	0,0	0,8	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0
A-15	45,2	14,0	6,2	1,0	0,0	2,8	2,8	0,0	0,0	2,2	0,0	0,8	0,0	0,4	0,2	0,0	0,0	0,0
A-17	49,6	11,8	5,8	0,8	0,0	3,9	3,3	0,0	1,3	0,7	0,0	1,0	0,0	0,0	0,2	0,2	0,0	0,0
A-18	52,2	5,6	6,8	4,2	0,0	0,7	1,4	0,7	1,6	1,6	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
A-20	47,4	4,6	9,0	2,8	0,0	0,1	0,0	3,9	1,2	2,4	0,0	1,0	0,4	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0
A-28B	40,0	15,2	3,4	0,6	0,0	1,1	3,3	0,0	0,2	0,2	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
A-29	43,2	6,8	7,8	0,4	0,0	1,4	2,0	0,0	1,3	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,6	0,0	0,0
A-30	39,0	23,2	2,8	2,6	0,0	0,8	2,5	1,7	0,0	1,2	0,0	2,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
A-33-1	43,2	9,2	4,0	1,8	0,0	2,5	3,7	0,0	1,4	0,0	0,4	1,4	0,2	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0
A-33-2	39,6	9,4	3,4	1,4	0,4	0,9	2,8	0,9	0,0	0,6	0,6	2,4	0,2	0,0	0,2	0,0	0,0	13,4
A-34	52,6	8,0	6,6	1,6	0,0	0,0	1,3	0,9	0,0	0,6	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
A-35	48,2	9,6	6,6	1,8	0,0	0,9	1,9	0,0	1,0	2,0	0,0	2,6	0,0	0,2	0,0	1,8	0,0	3,8
A-36	41,2	0,6	5,4	0,0	0,2	11,7	11,7	0,0	0,7	0,3	0,2	0,4	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
A-42	43,8	15,4	5,6	2,4	0,2	0,0	6,3	2,1	0,2	0,0	0,0	0,6	0,6	0,4	0,0	0,0	0,0	1,2
A-43	54,0	10,6	5,2	0,2	0,0	0,6	1,1	0,4	0,1	0,1	0,1	0,0	0,4	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0
A-47	53,6	6,6	9,2	2,8	0,0	0,4	0,4	0,3	1,4	0,0	1,4	0,4	0,4	0,2	2,0	0,2	0,0	0,0
A-48	38,8	14,6	2,2	2,0	0,0	4,6	2,3	4,6	0,3	0,5	0,3	1,6	1,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
A-50	44,0	9,8	3,6	1,0	0,0	5,0	4,1	1,7	0,4	0,7	0,4	0,6	2,0	0,0	0,4	0,2	0,0	0,0
A-58	48,4	5,4	5,0	3,0	0,2	0,0	1,5	0,7	1,7	1,7	0,0	0,2	0,8	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0
A-59-1	33,0	12,8	4,4	1,6	0,2	1,8	7,0	0,0	0,1	0,1	0,0	1,4	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	4,4
A-59-2	38,2	10,6	5,4	1,4	0,2	0,8	5,0	0,0	0,2	0,0	0,0	1,2	0,0	0,2	0,0	0,6	0,0	7,0
A-60	42,8	5,6	6,8	1,8	0,4	0,4	1,2	0,4	0,4	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0
A-61	42,0	19,0	3,0	1,2	0,0	3,7	3,7	1,2	0,5	0,5	0,5	1,4	0,2	0,2	1,8	0,0	0,0	0,0
A-63	50,0	6,8	7,0	2,4	0,0	1,2	1,2	0,6	3,1	0,0	0,0	0,2	0,2	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0
A-64	47,0	14,0	4,0	5,0	0,2	0,5	2,8	0,9	0,2	0,5	0,7	1,4	0,0	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0
A-65	46,4	7,0	9,8	4,0	0,0	1,1	2,1	0,0	1,0	1,0	0,0	1,4	0,2	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0
A-66	49,2	10,0	4,8	4,8	0,0	1,5	2,9	0,0	0,3	0,7	0,0	0,4	1,2	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0
A-68A	45,8	15,2	5,6	1,8	0,0	1,1	5,1	0,0	0,4	0,6	0,0	1,0	0,8	0,0	0,8	0,0	0,0	0,0
A-68B	42,8	13,6	6,4	1,2	0,6	0,9	2,6	0,9	0,3	0,9	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

**Tabelle A3 (Fortsetzung):** Probe A-2 bis A-68B

II. (1) Probe	authigene Mineralphasen																	
	Qz <sub>f</sub> [%]	Qz <sub>s</sub> [%]	Fsp [%]	An <sub>f</sub> [%]	An <sub>s</sub> [%]	G [%]	Ba [%]	Cc <sub>f</sub> [%]	Cc <sub>s</sub> [%]	Hm [%]	Ti [%]	CT [%]	CS <sub>1</sub> [%]	CS <sub>2</sub> [%]	CL [%]	IM <sub>1</sub> [%]	IM <sub>2</sub> [%]	IC [%]
A-2	3,4	0,0	0,2	20,4	0,0	0,4	0,0	3,8	0,0	1,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,2
A-3	11,0	0,0	0,6	13,2	0,0	0,6	0,0	3,8	0,0	1,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,4
A-4	13,8	0,0	0,8	17,0	0,0	0,0	0,0	8,8	0,0	1,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,4
A-6-1	3,0	0,0	1,2	3,4	0,0	0,0	0,0	7,6	0,0	8,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8
A-6-2	4,8	0,0	1,8	6,0	0,0	2,2	0,0	10,4	0,0	4,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0
A-8-1	8,2	0,0	1,6	30,4	0,0	0,0	0,0	0,8	0,0	0,0	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6
A-8-2	9,6	0,0	2,0	16,4	0,0	0,0	0,0	3,2	3,2	0,0	2,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0
A-9	9,4	0,0	1,2	19,6	0,0	0,2	0,0	5,6	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6
A-10-1	3,8	0,0	1,4	4,8	0,0	0,0	0,0	2,2	0,0	0,0	0,4	0,1	0,4	0,2	0,0	0,1	0,0	3,8
A-10-2	3,6	10,8	1,0	1,4	0,0	0,2	0,2	2,6	7,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,6
A-12-1	8,6	0,0	2,6	6,0	0,0	0,1	0,0	0,9	2,7	0,0	0,0	0,2	0,6	0,4	0,0	0,2	0,2	1,4
A-12-2	6,0	2,0	0,6	1,6	0,0	0,0	0,0	0,0	3,2	0,0	0,2	0,3	0,2	2,7	0,0	0,5	1,7	1,6
A-13A	4,8	4,8	0,4	1,1	0,4	0,2	0,0	1,4	0,5	0,0	0,0	0,8	2,6	3,4	0,0	0,4	0,9	3,0
A-13B	2,6	0,0	0,0	26,8	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0	0,2	0,2
A-15	4,0	4,0	0,0	10,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,2	0,0	0,2	0,4	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	1,6
A-17	4,7	1,6	1,0	2,2	0,0	0,0	0,0	1,1	0,4	0,0	0,4	1,1	0,9	0,4	0,0	0,6	0,2	1,0
A-18	2,5	2,5	1,8	1,4	0,0	0,6	0,2	2,6	0,9	0,0	0,0	0,3	0,5	0,1	0,0	0,2	0,1	0,6
A-20	8,9	3,0	2,6	2,0	0,0	0,4	0,4	1,4	1,4	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	1,0
A-28B	5,0	0,0	0,0	27,4	0,0	0,2	0,2	1,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,3	0,0	0,0	0,3	0,0
A-29	3,8	0,0	0,4	20,2	0,0	0,0	0,0	6,8	0,0	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4
A-30	1,4	0,5	0,2	17,8	0,0	0,0	0,4	0,4	0,0	0,0	0,0	0,2	0,6	0,8	0,0	0,2	0,5	0,4
A-33-1	9,6	3,2	3,8	1,1	0,4	0,4	0,0	1,2	0,0	0,0	0,4	0,9	1,3	0,8	0,0	0,7	0,6	1,8
A-33-2	3,8	1,3	1,8	1,2	0,0	0,4	0,0	6,0	0,0	0,0	0,0	0,5	1,2	1,6	0,0	0,8	0,8	1,6
A-34	1,6	4,8	0,4	7,9	7,9	0,0	0,0	0,2	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	2,7	0,0	0,0	1,1	0,6
A-35	7,0	0,0	0,6	0,4	0,0	0,0	0,0	3,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,3	0,9	0,0	0,2	0,5	2,6
A-36	0,9	2,6	1,0	0,6	0,0	1,0	0,0	1,4	0,5	0,0	0,0	1,2	0,9	0,3	0,0	2,4	1,5	0,4
A-42	5,2	0,0	0,8	5,4	0,0	0,4	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,5	2,0	1,7	0,0	0,4	0,9	0,6
A-43	0,0	3,4	0,6	7,8	0,0	0,0	0,4	0,8	0,8	0,0	0,0	0,8	1,1	0,6	0,0	0,5	0,4	0,6
A-47	0,0	2,4	1,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,1	5,8	0,0	0,8	0,3	0,8
A-48	1,6	0,0	0,0	13,4	0,0	0,8	0,4	2,6	0,0	0,0	0,4	0,1	0,7	0,7	0,0	0,2	0,2	0,8
A-50	1,0	3,0	0,2	6,3	2,1	0,0	0,2	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,3	1,9	0,0	0,5	0,1	0,6
A-58	4,2	0,0	0,2	24,0	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4
A-59-1	4,2	0,0	2,4	12,0	0,0	0,8	0,0	3,4	0,0	7,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	1,6
A-59-2	1,0	0,0	0,8	19,6	0,0	0,2	0,0	3,8	0,0	2,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,4
A-60	3,6	0,0	0,2	32,4	0,0	0,0	0,0	2,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8
A-61	1,5	4,4	0,0	2,2	0,0	0,0	0,0	0,6	1,8	0,0	0,0	0,3	0,7	0,9	0,0	0,6	0,7	0,6
A-63	2,3	6,8	1,8	0,4	0,0	0,0	0,2	0,3	0,8	0,0	0,0	0,4	0,6	0,3	0,0	0,4	0,3	1,0
A-64	1,4	1,4	0,4	2,8	0,0	0,8	0,0	0,0	2,4	0,0	0,0	0,1	0,8	0,1	0,0	0,2	0,4	1,6
A-65	1,6	4,7	0,0	0,2	0,0	0,0	0,2	0,0	0,8	0,0	0,0	0,2	1,3	1,2	0,0	0,5	0,6	1,8
A-66	1,1	3,2	0,2	1,2	0,0	0,6	0,4	0,0	2,2	0,0	0,0	0,5	1,1	0,7	0,0	0,6	0,5	1,2
A-68A	0,0	3,0	0,0	3,8	0,0	0,6	0,4	1,5	1,5	0,0	0,0	0,4	0,9	0,9	0,0	0,4	0,5	1,2
A-68B	4,2	0,0	0,8	7,8	0,0	0,4	0,6	1,4	1,4	0,0	0,4	0,6	1,0	0,3	0,0	0,8	0,3	0,6

**Tabelle A3 (Fortsetzung):** Probe A-2 bis A-68B

<b>III. (1) Intergranularvolumen, Porentypen, Bleichungs- und Diagenesetypen, Klast-Alteration</b>																		
Probe	Detr	IGV	Z <sub>inter</sub>	Φ <sub>inter</sub>	Φ <sub>ü</sub>	Φ <sub>intra</sub>	Φ <sub>ges</sub>	Φ <sub>B</sub>	Bleich	DT	ct-D	Bit-I	Fsp <sub>III</sub>	L <sub>op</sub>	L <sub>chl</sub>	Kk	COPL	Zv
	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]			[µm]	[0-3]	[0-3]	[0-3]	[0-3]		[%]	
A-2	71,0	29,0	29,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	R	SB-H		0	1	4	1	P	15,5	D
A-3	66,6	33,4	33,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	R	SB-H		0	1	2	0	L	9,9	D
A-4	60,7	39,3	39,3	0,0	0,0	0,1	0,0	0,00	R	SB-H		0	2	4	1	K	1,1	D
A-6-1	75,8	24,2	24,0	0,2	0,0	0,0	0,2	0,08	R	SB-H		0	1	1,5	1	K	20,8	D
A-6-2	72,1	27,9	27,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,04	R	SB-H		0	2	2,5	0	L	16,8	D
A-8-1	60,6	39,4	39,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	R	SB-H		0	1	3	1	L	1,1	D
A-8-2	61,7	38,3	36,9	1,4	0,0	0,1	1,4	0,11	R	SB-H	4,43	2	1	3	2	L	2,7	D
A-9	63,4	36,6	36,4	0,2	0,0	0,1	0,2	0,04	R	SB-CS	3,34	1	1	1	1	K	5,4	D
A-10-1	74,8	25,2	25,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,05	G	CS1		1	2	1	1	L	19,8	D
A-10-2	72,5	27,5	27,3	0,2	0,0	0,6	0,2	0,15	G	IC	3,12	0	3	2	0	L	17,2	D
A-12-1	72,7	27,3	22,7	4,6	0,0	0,7	4,6	0,03	G	CS1	12,42	3	1	2	1	L	17,4	D
A-12-2	79,3	20,7	20,3	0,4	0,0	0,0	0,4	3,32	G	CS2	3,99	2	1	1	2	L	24,4	N
A-13A	73,0	27,0	24,2	2,8	0,0	0,2	2,8	2,39	G	CS2	5,11	0	0	1	1	L	17,9	N
A-13B	70,5	29,5	29,3	0,2	0,0	0,0	0,2	0,06	R	SB-H		0	0	4	1	L	14,9	D
A-15	75,6	24,4	22,6	1,8	0,0	0,8	1,8	4,55	R	CT	2,90	1	3	0	1	L	20,6	L
A-17	79,4	20,6	15,0	5,6	0,4	1,5	6,0	6,61	G	CS-IM	8,56	2	3	1	1	L	24,4	H
A-18	75,5	24,5	13,9	10,6	0,0	0,9	10,6	7,13	G	CS1	7,21	1	3	1	2	K	20,6	L
A-20	73,5	26,5	20,9	5,6	0,0	0,9	5,6	5,29	G	CT	8,02	3	1		3	L	18,4	N
A-28B	65,7	34,4	34,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,13	G	SB-CS		0	2	2	2	L	8,6	H
A-29	70,2	29,8	29,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,06	R	SB-H		0	3	2	1	P	14,6	D
A-30	76,9	23,1	22,5	0,6	0,0	0,0	0,6	0,97	G	CS-IM	9,39	0	2	2	2	L	22,0	N
A-33-1	69,3	30,7	25,4	5,3	0,7	0,6	6,0	3,16	G	CS1	7,20	2	3	1,5	1	L	13,4	L
A-33-2	77,6	22,4	19,6	2,8	0,0	0,3	2,8	3,96	G	CS-IM		2	2	1,5	1,5	P	22,6	H
A-34	73,8	26,2	26,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01	G	CS2	9,67	2	3	2	2	L	18,7	H
A-35	82,6	17,4	15,4	2,0	2,0	1,6	4,0	0,93	G	CS-IM	12,41	2	2	1	2	K	27,3	N
A-36	72,7	27,3	14,5	12,8	0,0	1,3	12,8	8,49	G	CS-IM		4	2	0	2	L	17,5	N
A-42	79,1	20,9	17,9	3,0	0,0	0,2	3,0	1,02	G	CS-IM	7,19	2	2	0	3	L	24,1	L
A-43	74,2	25,8	17,7	8,0	0,6	1,7	8,6	11,62	G	CS-IM	6,14	2	3	1	2	K	19,2	L
A-47	80,2	19,8	11,8	8,0	1,0	0,9	9,0	5,49	G	CS-IM	12,91	2	2	1	3	P	25,2	H
A-48	75,1	24,9	21,9	3,0	1,6	0,9	4,6	4,26	G	CS1	9,79	0	2	2	1	P	20,1	N
A-50	77,6	22,4	17,0	5,4	3,8	0,5	9,2	2,93	G	CS-IM	10,34	0	1	3	0	P	22,7	L
A-58	70,1	30,0	29,8	0,2	0,0	0,0	0,2	0,63	R	SB-H		0	2	2	2	P	14,3	N
A-59-1	71,0	29,0	29,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	R	SB-H		0	1	3	1	L	15,5	D
A-59-2	75,9	24,1	24,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,33	R	SB-H		0	1	1	1	K	20,9	D
A-60	62,1	37,9	37,5	0,4	0,0	0,1	0,4	0,36	R	SB-H	5,19	0	3	1	2	L	3,4	L
A-61	79,0	21,0	14,2	6,8	0,0	0,8	6,8	4,55	G	CS-IM	6,77	2	2	2	1	P	24,1	H
A-63	74,9	25,1	15,3	9,8	1,0	1,6	10,8	7,58	G	CS-IM	6,32	2	3	2	3	L	19,9	N
A-64	77,7	22,3	12,3	10,0	0,0	0,9	10,0	13,89	G	CS1	6,54	1	1	1	2	P	22,8	N
A-65	75,4	24,6	13,0	11,6	1,0	1,2	12,6	7,98	G	CS-IM	7,15	2	3	1	1	L	20,5	L
A-66	77,0	23,0	13,2	9,8	0,0	0,6	9,8	12,36	G	CS1	4,60	2	3	0	1	P	22,1	N
A-68A	78,5	21,5	14,7	6,8	0,0	1,6	6,8	9,19	G	CS-IM	5,96	3	2	1	2	L	23,6	L
A-68B	72,1	27,9	20,3	7,6	1,0	0,4	8,6	10,39	G	CS-IM	6,02	2	3	1	2	L	16,8	N

**Tabelle A3 (Fortsetzung): Probe A-2 bis A-68B**

<b>IV. (1) Porensystem</b>																		
Probe	$\Phi_{\text{He}}$ [%]	k [mD]	$S_{\text{BET}}$ [m <sup>2</sup> /g]	$P_d$ [1/mm <sup>2</sup> ]	$P_{gr}$ [μm <sup>2</sup> ]	$F_{\text{min}}$ [μm]	$F_v$ -	$P_{\text{run}}$ -	$P_{\text{ind}}$ -	PoA [1/μm]	$P_{\text{sort}}$ -	$P_{\text{vern}}$ [0-5]	$P_{\text{SA}}$ [μm]	2 <sup>b</sup> -2 <sup>c</sup>	2 <sup>c</sup> -2 <sup>d</sup>	2 <sup>d</sup> -2 <sup>11</sup>	2 <sup>11</sup> -2 <sup>13</sup>	2 <sup>13</sup> -2 <sup>1b</sup>
														Anteil der Porengrößenklasse [%]				
A-2				0,5	3177	33,4	0,6	1,2	61,3	0,1	2,6	0,0		3	5	7	6	80
A-3				0,1	568		0,2	0,2	6,3	0,4	0,8	0,0		0	28	72	0	0
A-4	0,65	0,00		0,2	120	9,9	0,7	0,9	8,1	0,3	1,1	0,0	171	28	72	0	0	0
A-6-1	0,90	0,00		0,3	405	12,9	0,4	0,5	23,0	0,2	1,1	0,0	164	1	11	11	10	67
A-6-2	0,90	0,00		0,4	592	19,1	0,6	0,2	13,5	0,4	1,5	0,0		2	29	48	21	0
A-8-1	1,87	0,01		0,0	168	12,2	0,6	0,9	12,4	0,2	0,0	0,0		0	100	0	0	0
A-8-2	2,19	0,01		4,2	264	15,1	0,7	0,7	8,5	0,3	1,4	0,0	99	16	31	28	25	0
A-9	3,45	0,03	0,66	1,1	366	15,3	0,7	1,0	16,6	0,2	1,6	0,0	144	11	20	21	48	0
A-10-1	1,39	0,00		3,9	859	53,9	0,6	0,9	15,0	0,2	2,4	0,5		7	31	32	29	0
A-10-2	0,55	0,01		0,5	395	5,2	0,2	0,3	10,2	0,2	1,5	0,0	116	2	5	44	49	0
A-12-1	1,25	0,00		47,9	1399	31,9	0,6	0,9	20,9	0,1	2,3	4,0	211	4	14	29	33	21
A-12-2	10,73	8,22		0,2	693	14,2	0,4	0,8	26,7	0,1	2,0	0,0	75	2	5	6	22	65
A-13A	6,90	48,00		10,8	791	22,3	0,6	0,8	21,3	0,1	2,0	4,0	75	3	13	32	41	12
A-13B				0,6	904	16,5	0,6	1,8	33,7	0,1	1,7	0,0	218	9	22	23	46	0
A-15	12,07	32,02	0,77	31,0	936	20,8	0,6	1,1	27,9	0,1	1,9	4,0	82	4	13	27	35	21
A-17	8,04	6,63	0,66	46,3	1560	28,9	0,6	0,8	30,9	0,1	2,5	4,0	87	2	5	16	39	38
A-18	12,51	161,32		39,3	1800	29,4	0,6	0,9	36,1	0,1	2,6	5,0	104	2	5	12	32	50
A-20	14,73	160,02		49,4	1065	23,4	0,6	1,0	26,9	0,1	2,1	3,5	91	2	7	21	39	30
A-28B				3,0	418	16,5	0,6	0,9	16,0	0,2	1,7	0,0		8	20	36	36	0
A-29	1,32	0,01		0,5	3177	33,4	0,6	1,2	61,3	0,1	2,6	0,0		3	5	7	6	80
A-30	17,60	400,00		23,7	409	13,0	0,7	1,6	20,8	0,1	1,3	3,0		14	19	22	14	31
A-33-1	10,97	4,73		20,5	1299	31,5	0,6	0,3	17,3	0,3	1,9	3,0	93	2	18	33	36	11
A-33-2	10,71	4,46		18,6	630	22,2	0,6	0,2	20,1	0,3	0,0	5,0		1	10	25	40	23
A-34	1,99	0,14		0,1	1414	31,3	0,8	1,0	37,9	0,1	2,3	3,5	39	3	0	18	79	0
A-35	10,70	2,08	1,50	14,5	644	17,5	0,6	1,2	23,7	0,1	1,8	0,0	147	6	12	24	29	30
A-36	19,35	900,00		25,1	823	21,7	0,5	0,3	23,2	0,2	1,7	2,0		0	5	21	49	24
A-42				16,9	868	21,0	0,6	0,9	24,1	0,1	2,0	0,0		3	11	24	33	29
A-43	10,56	0,93		46,3	1033	23,8	0,6	0,9	25,7	0,1	2,2	4,0	88	3	9	21	41	27
A-47	20,60	150,00	0,82	72,4	757	19,9	0,6	1,0	23,2	0,1	2,0	5,0		4	10	21	37	28
A-48	16,40	87,00		4,9	2131	26,7	0,6	1,4	48,2	0,1	2,3	5,0		2	7	17	26	48
A-50	15,70	300,00		8,7	1824	25,4	0,6	1,2	42,9	0,1	2,3	5,0		3	9	17	38	33
A-58	2,53	0,06	1,15	1,0	223	12,2	0,6	1,0	19,5	0,1	1,4	0,5	185	17	34	35	15	0
A-59-1	1,93	0,04	1,01	0,0	500	23,0	0,6	0,7	16,0	0,2	0,1	0,0		0	0	100	0	0
A-59-2	2,36	0,19		0,7	1721	29,0	0,6	0,3	35,4	0,2	1,9	0,0		0	5	15	14	66
A-60			0,80	8,1	1043	24,5	0,6	0,8	24,0	0,1	2,3	0,0	80	2	8	20	46	24
A-61	2,65	0,04		63,0	720	19,8	0,6	1,0	22,6	0,1	2,0	4,0		4	12	26	37	21
A-63				89,7	843	21,2	0,6	0,9	23,8	0,1	2,1	5,0		3	10	23	37	26
A-64			0,94	49,4	2547	35,4	0,6	0,8	41,1	0,1	2,8	5,0		1	3	10	31	55
A-65	17,92	244,23		58,6	1352	26,2	0,6	0,9	31,0	0,1	2,3	5,0	91	2	7	19	41	31
A-66				81,6	1650	25,8	0,6	1,0	37,7	0,1	2,4	5,0		2	5	11	33	49
A-68A			1,30	11,8	1675	30,2	0,6	0,8	32,2	0,1	2,6	4,0	72	1	4	13	37	45
A-68B			0,64	62,5	1645	25,2	0,6	1,1	39,1	0,1	2,3	5,0	84	3	4	11	32	50

**Tabelle A3** (Fortsetzung): Probe A-2 bis A-68B

V. (1) Probe	Granulometrie und Textur							Sort [0-2]	Mod	R [0-5]	Sph [0-1]	LT	Faz	Arch [0-6]		
	K <sub>mean</sub> [μm]	K <sub>max</sub> [μm]	U <sub>63</sub>	FS <sub>125</sub>	FS <sub>250</sub>	MS <sub>500</sub>	MS <sub>500+</sub>								Anteil der Korngrößenklasse [%]	
A-2	217	527	0	5	67	27	1	0,5	gt-m gt	bi	3,5	0,6	Sw	nSe	4	M 1-2 m   v.< 2 m
A-3	157	371	1	23	71	5	0	0,5	gt-m gt	uni	3,5	0,6	Sd	nSe	4	M 1-2 m   v.< 2 m
A-4	103	271	5	76	18	1	0	0,5	gt-m gt	uni	3,5	0,4	Sl	nSe	4	M 1-2 m   v.< 2 m
A-6-1	173	377	0	13	68	19	0	0,3	sgt-gt	uni	3,5	0,7	Sw	fSe	1	M>2 m   v.< 2 m
A-6-2	278	668						0,3	sgt-gt	uni	4,0	0,7	Sw	fSe	1	M>2 m   v.< 2 m
A-8-1	175	358	2	16	73	9	0	1,0	m - s	uni	4,0	0,4	Sw	Fl	4	M 1-2 m   v.< 2 m
A-8-2	181	415	1	17	70	12	0	0,5	gt-m gt	uni	3,5	0,4	Sw	Fl	4	M 1-2 m   v.< 2 m
A-9	209	575	2	14	64	20	0	0,5	gt-m gt	bi	4,5	0,4	Sw	Fl	4	M 1-2 m   v.< 2 m
A-10-1	178	599	4	13	70	12	0	0,5	gt-m gt	uni	3,5	0,4	Sd	nSe	4	M 1-2 m   v.< 2 m
A-10-2	183	345	2	23	60	15	0	1,0	m - s	uni	3,0	0,3	Sd	nSe	4	M 1-2 m   v.< 2 m
A-12-1	193	501	2	25	63	10	0	0,7	m	uni	3,5	0,4	Sk	Fl	1	M>2 m   v.< 2 m
A-12-2	168	350	1	17	66	16	1	0,7	m	bi	3,5	0,4	Sk	Fl	1	M>2 m   v.< 2 m
A-13A	172	476	4	25	57	14	0	0,7	m	uni	3,5	0,8	Sk	Fl	2	M< 1 m   v.< 2 m
A-13B	177	501	5	19	62	14	1	0,3	sgt-gt	uni	3,5	0,2	Sk	Fl	2	M< 1 m   v.< 2 m
A-15	187	553	1	22	60	17	0	0,5	gt-m gt	uni	3,5	0,7	Sp	fw tSe	6	M>2 m   v.< 2 m
A-17	210	1026	2	20	49	27	2	0,5	gt-m gt	bi	3,5	0,5	Sl	fw tSe	6	M>2 m   v.< 2 m
A-18	222	485	0	14	50	36	0	0,5	gt-m gt	bi	4,5	0,6	Sp	D	6	M>2 m   v.< 2 m
A-20	210	632	0	14	65	20	1	0,7	m	bi	4,5	0,6	Sm	h tSe	6	M>2 m   v.< 2 m
A-28B	197	531	1	11	71	16	0	0,7	m	bi	3,5	0,8	Sp	fSe	2	M< 1 m   v.< 2 m
A-29	189	723	1	13	71	14	0	0,7	m	bi	3,5	0,4	Sp	nSe	2	M< 1 m   v.< 2 m
A-30	224	555	1	8	62	29	0	0,3	sgt-gt	uni	3,5	0,8	Sm	h tSe	6	M>2 m   v.< 2 m
A-33-1	279	497	3	11	70	16	0	0,3	sgt-gt	uni	5,0	0,6	Sp	h tSe	6	M>2 m   v.< 2 m
A-33-2	269	404						0,1	sgt	uni	4,0	0,6	Sp	h tSe	6	M>2 m   v.< 2 m
A-34	162	417	6	22	65	8	0	0,0	sgt	uni	5,0	0,7	Sw	fSe	6	M>2 m   v.< 2 m
A-35	165	358	3	24	64	9	0	0,5	gt-m gt	uni	3,5	0,5	Sk	fSe	6	M>2 m   v.< 2 m
A-36	290	528						0,7	m	uni	3,5	0,4	Sl	h tSe	6	M>2 m   v.< 2 m
A-42	184	488	1	17	66	16	0	0,5	gt-m gt	uni	4,0	0,5	Sw	fSe	6	M>2 m   v.< 2 m
A-43	165	694	4	20	70	6	0	0,5	gt-m gt	uni	3,0	0,6	Sl	fw tSe	6	M>2 m   v.< 2 m
A-47	189	460	1	17	66	15	0	0,5	gt-m gt	bi	5,0	0,8	Sp	h tSe	6	M>2 m   v.< 2 m
A-48	247	611	2	14	32	51	1	0,3	sgt-gt	uni	5,0	0,8	Sp	h tSe	6	M>2 m   v.< 2 m
A-50	244	612	3	11	42	41	3	0,3	sgt-gt	bi	4,5	0,9	Sp	fw tSe	6	M>2 m   v.< 2 m
A-58	209	490	2	11	64	23	0		sgt	uni	4,5	0,7	Smb	Fl	6	M>2 m   v.< 2 m
A-59-1	295	513	3	11	64	22	0	0,1	sgt	uni	4,0	0,8	Ss	Fl	6	M>2 m   v.< 2 m
A-59-2	292	360						0,3	sgt-gt	uni	4,0	0,8	Ss	Fl	6	M>2 m   v.< 2 m
A-60	191	514	2	15	67	16	0	0,3	sgt-gt	uni	4,0	0,6	Ss	Fl	6	M>2 m   v.< 2 m
A-61	198	604	1	13	67	18	1	0,7	m	bi	3,5	0,6	Sh	Fl	6	M>2 m   v.< 2 m
A-63	153	412	7	23	65	5	0	0,0	sgt	uni	3,5	0,6	Sp	h tSe	6	M>2 m   v.< 2 m
A-64	206	536	3	9	64	23	0	0,3	sgt-gt	uni	3,5	0,7	Sp	D	6	M>2 m   v.< 2 m
A-65	184	377	4	15	62	19	0	0,5	gt-m gt	uni	3,5	0,6	Sl	fw tSe	6	M>2 m   v.< 2 m
A-66	212	471	1	15	54	30	0	0,3	sgt-gt	uni	4,0	0,8	Sp	h tSe	6	M>2 m   v.< 2 m
A-68A	176	494	1	24	61	14	0	0,3	sgt-gt	uni	3,5	0,6	Sp	h tSe	6	M>2 m   v.< 2 m
A-68B	205	431	0	12	64	23	0	0,3	sgt-gt	uni	3,5	0,6	Sp	h tSe	6	M>2 m   v.< 2 m

**Tabelle A3 (Fortsetzung):** Probe A-69 bis C-37

I. (2) Probe	detritische Mineralphasen																	
	Qz <sub>m</sub> [%]	Qz <sub>p</sub> [%]	Kf [%]	Pl [%]	S+Gl [%]	Lv <sub>f1,2</sub> [%]	Lv <sub>f3</sub> [%]	Lv <sub>f4</sub> [%]	Lv <sub>m1</sub> [%]	Lv <sub>m2</sub> [%]	Lv <sub>m3</sub> [%]	Lm [%]	Ls [%]	opK [%]	ILK [%]	T <sub>i</sub> [%]	T <sub>m</sub> [%]	T <sub>l</sub> [%]
A-69	49,4	8,0	1,0	1,0	0,0	0,0	2,2	0,7	0,0	0,2	0,0	0,2	1,4	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0
A-74	49,6	13,6	3,0	1,6	0,2	0,4	3,3	0,4	0,0	1,7	0,0	1,6	0,2	0,6	0,2	0,0	0,0	0,0
A-76	52,2	5,0	11,4	1,0	0,0	2,1	1,1	1,1	0,8	0,8	0,8	0,2	0,6	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0
A-77	39,6	10,2	10,8	3,8	0,0	2,1	2,1	0,7	1,2	1,2	0,0	1,6	0,0	0,0	1,6	0,0	0,0	0,0
A-80	53,0	11,6	5,8	0,6	0,0	0,6	1,7	1,1	0,4	0,0	0,0	1,0	0,4	0,4	0,2	0,0	0,0	0,0
B-1-1	30,8	7,2	2,4	1,8	0,2	0,0	1,9	0,9	0,4	0,0	0,0	1,0	0,6	0,0	0,0	0,8	39,6	0,0
B-1-2	38,8	5,6	3,8	1,2	0,2	1,4	1,4	0,0	1,2	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	13,6	0,0
B-8-2	53,8	3,6	5,2	1,0	0,0	1,2	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,4	1,0	0,2	0,2	0,2	0,0	0,0
B-8-1	42,8	4,4	7,6	0,8	0,0	0,0	0,0	0,6	0,9	0,5	0,5	0,2	1,2	0,4	0,2	0,0	0,0	0,0
B-16-1	47,0	7,6	5,4	1,0	0,2	0,8	2,3	0,8	0,4	0,8	0,4	0,6	0,4	0,2	0,2	0,0	0,0	2,0
B-16-2	52,4	8,0	5,2	0,6	0,0	0,0	1,1	0,7	0,3	0,2	0,2	0,4	0,6	0,4	0,8	0,0	0,0	0,0
B-18	40,4	5,4	10,2	1,8	0,0	2,6	2,6	0,9	0,0	4,1	0,0	1,0	0,4	0,2	0,8	0,0	0,0	0,0
B-22-1	34,2	7,8	8,8	1,2	0,0	0,3	0,5	0,2	1,3	1,3	0,0	0,0	0,2	3,0	0,0	5,6	0,0	0,0
B-22-2	38,8	7,2	6,8	2,0	0,0	0,5	1,3	0,0	0,6	0,0	0,0	0,2	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0
B-29-1	39,2	6,8	6,2	3,0	0,2	3,0	3,0	1,5	0,8	0,8	0,8	3,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
B-29-2	38,8	9,2	5,8	0,2	0,0	2,3	2,3	1,2	0,4	0,8	0,0	1,8	0,2	0,2	0,6	0,0	0,0	9,0
B-30	39,6	6,0	6,8	2,6	0,2	1,7	0,0	1,7	1,5	1,5	0,0	1,0	0,4	0,8	0,6	0,0	0,0	0,0
B-31	40,0	4,4	10,6	1,2	0,0	0,0	2,2	1,4	0,0	0,8	0,8	0,4	0,4	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0
B-32 -1	44,2	5,6	4,6	1,0	0,0	2,6	5,3	1,3	0,4	0,0	0,0	1,6	0,2	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0
B-32 -2	37,6	11,4	6,0	1,4	0,8	0,5	2,1	0,0	0,4	0,0	0,2	2,0	0,0	0,0	1,8	0,0	0,0	12,6
B-40	46,2	6,0	10,2	3,2	0,0	0,8	2,5	0,8	1,1	2,1	0,0	0,6	0,0	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0
B-42	42,2	8,6	11,4	3,0	0,0	0,0	1,3	0,9	0,7	0,3	0,0	2,2	0,2	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0
B-44	33,2	8,0	9,6	3,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,0	1,0	0,2	0,0	0,0	1,4
B-49-1	45,2	4,4	10,4	3,2	0,0	0,0	2,7	0,9	0,9	1,9	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
B-49-2	37,6	5,8	8,0	4,6	0,0	0,0	1,8	1,2	0,4	0,8	0,0	1,2	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
B-50	47,6	6,8	3,4	2,0	0,0	1,5	4,3	0,0	0,6	0,6	0,6	1,4	0,6	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0
B-50A	47,0	12,0	4,2	4,6	0,0	0,9	2,7	1,8	1,9	0,9	0,0	0,4	0,2	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0
C-08	41,6	4,6	3,8	0,2	0,0	4,1	4,1	1,0	3,0	3,0	0,0	1,6	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
C-14	44,2	2,6	6,2	0,4	0,0	4,5	4,5	0,0	1,8	0,9	0,5	0,4	0,6	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0
C-15	50,0	12,8	4,0	2,2	0,0	0,0	1,9	0,6	0,1	0,1	0,1	2,2	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0
C-16	40,0	1,2	8,6	0,4	0,0	2,1	6,4	1,1	0,4	0,0	0,0	0,0	0,4	0,6	0,4	0,0	0,0	0,0
C-17	35,2	2,2	7,8	0,6	0,0	0,0	13,4	0,0	0,0	0,6	0,0	0,2	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	1,2
C-18	42,6	2,4	11,0	0,4	0,0	5,2	5,2	2,6	0,0	0,2	0,0	0,0	0,2	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0
C-19	52,2	5,4	4,6	3,2	0,0	0,7	2,2	0,7	0,0	0,0	0,0	0,8	0,4	0,4	0,2	0,0	0,0	0,0
C-21	45,6	2,0	9,4	1,0	0,2	1,5	6,2	3,1	0,4	0,0	0,0	0,2	0,2	0,6	8,0	0,0	0,0	3,0
C-22	51,0	6,8	4,0	3,8	0,0	3,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	0,2	0,4	0,0	3,0	0,0
C-23A	51,4	12,2	5,0	4,2	0,0	4,2	0,0	0,0	0,2	0,2	0,2	0,4	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
C-27	44,4	3,8	8,8	0,2	0,0	1,3	8,1	0,0	0,5	0,0	0,2	0,0	1,2	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0
C-32	33,0	2,8	4,8	0,4	0,4	5,6	11,1	5,6	0,5	1,9	0,5	0,0	0,4	0,0	0,8	0,0	0,0	0,0
C-34	41,2	2,2	8,6	2,2	0,2	0,6	1,9	0,6	2,1	2,1	2,1	0,6	0,0	2,2	0,8	0,0	0,0	0,0
C-35	46,0	7,0	6,0	2,0	0,6	1,1	3,2	1,1	2,2	2,2	2,2	0,8	0,0	0,6	0,0	0,0	6,4	0,0
C-37	48,2	2,4	8,6	0,4	0,0	0,9	5,4	0,9	0,4	0,8	0,0	1,0	0,6	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0

**Tabelle A3 (Fortsetzung):** Probe A-69 bis C-37

<b>II. (2) authigene Mineralphasen</b>																			
Probe	Qz <sub>f</sub>	Qz <sub>s</sub>	Fsp	An <sub>f</sub>	An <sub>s</sub>	G	Ba	Cc <sub>f</sub>	Cc <sub>s</sub>	Hm	Ti	CT	CS <sub>1</sub>	CS <sub>2</sub>	CL	IM <sub>1</sub>	IM <sub>2</sub>	IC	
	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]
A-69	2,4	0,0	0,0	19,4	0,0	0,4	0,0	9,0	0,0	1,4	0,0	0,0	0,0	0,0	1,6	0,0	0,0	1,0	
A-74	2,4	0,8	0,2	1,8	0,0	0,0	0,0	3,7	3,7	0,0	2,6	0,5	0,5	0,6	0,0	0,2	0,4	0,6	
A-76	3,8	1,3	2,6	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	1,1	0,9	0,2	0,0	0,5	0,3	0,8	
A-77	3,9	1,3	1,2	0,6	0,0	0,0	0,2	0,5	1,4	0,0	0,0	0,0	1,4	2,9	0,0	0,6	1,5	1,2	
A-80	4,4	1,5	0,0	2,4	0,0	0,0	0,0	0,0	2,6	0,0	0,0	0,4	0,9	1,1	0,0	0,3	0,1	1,2	
B-1-1	3,2	0,0	0,6	1,2	0,0	0,0	0,0	5,6	0,0	0,0	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	
B-1-2	3,6	0,0	1,4	23,8	0,0	2,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	
B-8-2	5,3	1,8	1,2	13,0	0,0	0,4	0,2	1,5	4,5	0,0	0,0	0,4	0,2	0,1	0,0	0,2	0,1	1,8	
B-8-1	5,6	1,9	2,2	11,4	3,8	0,4	0,0	2,3	6,8	0,0	0,0	0,2	0,2	0,1	0,0	0,1	0,0	1,4	
B-16-1	7,7	2,6	0,4	4,2	0,0	0,2	0,2	5,8	5,8	0,0	0,0	0,0	0,3	0,4	0,0	0,1	0,2	1,2	
B-16-2	3,6	0,0	0,6	15,6	0,0	0,0	0,0	0,0	2,4	0,0	0,0	0,0	0,4	2,1	0,0	0,1	1,3	1,2	
B-18	5,0	1,7	1,4	1,4	0,0	0,0	0,0	4,4	1,5	0,0	0,0	0,0	1,3	3,1	0,0	0,9	0,9	0,8	
B-22-1	6,4	0,0	0,6	19,8	0,0	0,6	0,0	6,8	0,0	1,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	
B-22-2	9,8	0,0	0,4	19,0	0,0	0,4	0,0	11,2	0,0	0,4	0,4	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,8	
B-29-1	6,9	2,3	5,2	3,4	0,0	0,8	0,0	0,4	1,1	0,0	0,2	1,4	1,4	0,2	0,0	0,5	0,2	1,0	
B-29-2	3,5	1,2	3,4	0,8	0,0	0,4	0,0	1,7	5,1	0,0	0,8	0,9	1,0	0,3	0,0	0,6	0,3	3,2	
B-30	9,0	3,0	4,0	4,6	0,0	0,2	0,2	0,0	1,6	0,0	0,0	1,1	1,0	0,3	0,0	0,5	0,4	0,4	
B-31	1,6	4,8	3,6	7,2	0,0	0,2	0,4	0,0	4,4	0,0	0,0	3,6	2,2	0,4	0,0	0,9	0,6	0,6	
B-32 -1	3,3	9,8	4,4	1,8	0,0	0,8	0,0	0,0	2,4	0,0	0,0	2,2	1,2	0,0	0,0	0,9	0,3	1,2	
B-32 -2	3,6	1,2	0,8	1,6	0,0	0,4	0,0	0,0	4,8	0,0	0,0	1,8	1,4	0,5	0,0	0,9	0,4	2,8	
B-40	9,6	3,2	2,8	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	3,2	0,0	0,0	0,5	0,6	0,2	0,0	0,2	0,3	0,4	
B-42	7,5	7,5	3,6	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,0	0,2	1,5	1,1	0,3	0,0	0,4	0,3	0,6	
B-44	16,8	5,6	3,4	1,5	0,5	0,0	0,0	0,0	1,6	0,0	0,8	0,6	1,1	0,7	0,0	0,4	0,8	0,2	
B-49-1	9,4	0,0	2,2	7,0	0,0	0,4	0,0	5,0	1,7	0,0	0,0	0,5	0,6	0,4	0,0	0,2	0,3	0,4	
B-49-2	6,6	0,0	0,8	27,6	0,0	0,6	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,1	1,0	
B-50	5,0	0,0	0,0	23,4	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	1,2	1,5	0,7	0,0	0,7	0,5	0,8	
B-50A	3,2	0,0	0,6	2,0	0,0	0,0	0,0	0,4	1,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	1,0	
C-08	0,8	0,0	0,0	29,0	0,0	0,4	0,0	1,6	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
C-14	5,2	0,0	0,2	9,2	0,0	1,2	0,0	16,2	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	
C-15	3,5	10,5	1,0	1,2	0,4	0,0	0,0	1,4	1,4	0,0	0,0	1,1	0,8	0,3	0,0	0,4	0,1	0,8	
C-16	4,4	4,4	1,4	4,2	0,0	0,8	0,0	10,6	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2	0,1	0,0	0,1	0,1	0,6	
C-17	5,7	1,9	1,6	19,8	0,0	1,2	0,0	1,2	0,4	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	
C-18	5,6	1,9	2,6	3,6	0,0	0,6	0,0	0,0	1,6	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	1,4	
C-19	6,8	2,3	0,4	5,0	0,0	0,0	0,0	0,0	8,8	0,0	0,2	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	1,0	
C-21	2,0	0,7	0,6	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,0	0,0	0,3	0,4	0,7	0,0	0,6	0,5	0,8	
C-22	3,8	0,0	1,2	4,0	0,0	0,0	0,0	0,5	1,4	0,0	0,0	0,3	0,3	0,1	0,0	0,1	0,0	1,4	
C-23A	4,6	0,0	0,8	0,0	5,8	0,0	0,0	0,0	6,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,2	0,0	0,0	0,8	0,4	
C-27	1,2	0,4	1,0	2,2	0,0	0,2	0,0	1,7	5,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	1,2	
C-32	2,6	0,0	2,6	7,0	0,0	1,0	0,0	3,9	1,3	0,2	0,0	1,5	0,3	0,0	0,0	0,3	0,1	0,8	
C-34	3,4	0,0	1,2	21,2	0,0	0,4	0,0	1,2	0,0	0,0	0,0	1,1	1,2	0,4	0,0	0,5	0,4	0,2	
C-35	2,4	0,0	0,6	0,0	4,4	0,2	0,0	3,0	0,0	0,0	0,0	0,6	2,0	1,5	0,0	0,9	0,6	1,4	
C-37	0,0	0,0	1,6	0,6	0,0	0,0	0,0	2,3	0,8	0,0	0,0	0,2	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,8	

**Tabelle A3 (Fortsetzung):** Probe A-69 bis C-37

<b>III. (2) Intergranularvolumen, Porentypen, Bleichungs- und Diagenesetypen, Klast-Alteration</b>																		
Probe	Detr [%]	IGV [%]	Z <sub>inter</sub> [%]	Φ <sub>inter</sub> [%]	Φ <sub>ü</sub> [%]	Φ <sub>intra</sub> [%]	Φ <sub>ges</sub> [%]	Φ <sub>B</sub> [%]	Bleich	DT	ct-D [µm]	Bit-I [0-3]	Fsp <sub>III</sub> [0-3]	L <sub>op</sub> [0-3]	L <sub>chl</sub> [0-3]	Kk	COPL [%]	Zv
A-69	66,3	33,7	33,3	0,4	0,0	0,0	0,4	0,12	R	SB-H		0	2	2	2	P	9,5	N
A-74	77,5	22,5	16,9	5,6	0,0	1,2	5,6	6,12	G	CS-IM	7,82	2	2	3	1	L	22,6	L
A-76	77,4	22,6	11,6	11,0	0,0	1,6	11,0	7,05	G	CS-IM		0	2	1	1	P	22,5	H
A-77	74,9	25,1	16,5	8,6	0,0	0,8	8,6	3,82	G	CS-IM	12,18	3	2	0	1	P	19,9	L
A-80	77,3	22,7	14,3	8,4	0,0	1,1	8,4	3,81	G	CS2	7,56	1	3	2	2	P	22,4	N
B-1-1	49,1	50,9	50,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,07	R	IC		0	2	3	0	K		D
B-1-2	59,2	40,8	40,6	0,2	0,0	0,0	0,2	0,01	R	SB-H		0	2	1,5	0	K		D
B-8-2	69,2	30,8	28,0	2,8	0,0	1,5	2,8	0,85	R	CT	6,56	2	1	3	1	L	13,3	L
B-8-1	62,1	37,9	34,5	3,4	0,0	0,4	3,4	1,72	R	CT	7,38	3	1	2	1	L	3,4	N
B-16-1	70,4	29,6	28,6	1,0	0,0	1,0	1,0	0,12	G	CS1	9,96	2	3	2	2	L	14,8	L
B-16-2	72,2	27,8	25,8	2,0	0,0	1,4	2,0	0,37	G	CS-IM	8,63	1	3	2	2	L	16,9	D
B-18	73,1	27,0	21,6	5,4	2,0	1,0	7,4	2,69	G	CS2	9,30	2	1	0	2	L	17,9	L
B-22-1	66,1	33,9	33,9	0,0	0,0	0,1	0,0	0,04	R	SB-H		0	1	4	1	P	9,3	D
B-22-2	62,0	38,0	38,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,00	R	SB-H		0	1	3	1	L	3,2	D
B-29-1	70,2	29,9	24,7	5,2	1,0	1,3	6,2	4,12	G	CS-IM	8,03	2,5	2	2,5	3	L	14,5	L
B-29-2	73,9	26,1	22,2	3,9	0,3	0,9	4,2	5,05	G	CS-IM		2	1	2	3	L	18,8	L
B-30	64,5	35,5	26,3	9,2	0,0	1,0	9,2	2,92	G	CS-IM	8,67	1	1	2	2	L	6,9	N
B-31	64,0	36,0	29,8	6,2	0,0	0,9	6,2	3,48	G	CS-IM	8,18	2	2	2	2	L	6,3	L
B-32 -1	67,9	32,1	27,7	4,4	0,0	1,0	4,4	3,23	G	CS-IM	7,91	2	1	2,5	3	L	11,6	H
B-32 -2	76,8	23,2	20,2	3,0	0,0	0,9	3,0	2,79	G	CS-IM		2,5	1	2,5	2	L	21,9	L
B-40	74,2	25,8	21,2	4,6	0,0	3,0	4,6	1,15	G	CS1	9,25	2	2	0	1	P	19,1	N
B-42	71,4	28,6	25,0	3,6	0,0	2,7	3,6	2,28	G	CS-IM	6,66	2	1	3	2	K	16,0	H
B-44	66,3	33,7	31,7	2,0	0,0	0,0	2,0	1,07	G	CS-IM	6,85	3	2	2	3	L	9,5	L
B-49-1	71,7	28,3	26,9	1,4	0,0	0,2	1,4	0,31	G	CS1	7,54	3	2	2	1	L	16,3	D
B-49-2	63,8	36,2	35,8	0,4	0,0	1,9	0,4	0,01	R	SB-H		0	2	3	1	P	6,0	D
B-50	71,0	29,0	28,6	0,4	0,0	1,1	0,4	6,16	G	CT	7,48	1	3	2	3	L	15,5	L
B-50A	77,3	22,7	12,7	10,0	0,0	0,2	10,0	0,56	G	CS-IM	7,78	3	3	1	3	P	22,4	L
C-08	70,5	29,5	29,3	0,2	0,0	1,0	0,2	0,02	R	SB-H		0	1	1	1,5	L	14,9	D
C-14	70,7	29,3	29,1	0,2	0,0	0,8	0,2	0,03	R	SB-H		0,5	1	1,5	2,5	L	15,1	D
C-15	74,9	25,1	22,1	3,0	0,0	0,5	3,0	1,45	G	CS-IM	6,40	1	2	2	1	L	19,9	H
C-16	64,8	35,3	23,9	11,4	0,0	1,2	11,4	7,41	G	CS1		3	1	1,5	2,5	L	7,3	N
C-17	63,9	36,1	30,5	5,6	0,0	1,1	5,6	0	R	SB-H		2	1	1	0	L	6,2	L
C-18	70,7	29,3	17,0	12,3	0,3	1,6	12,6	4,32	G	CS1		2	1	2,5	2,5	L	15,1	N
C-19	73,1	26,9	22,5	4,4	0,0	0,7	4,4	2,72	G	CS1	5,69	3	2	2	1	L	17,9	N
C-21	81,5	18,6	8,2	10,4	0,0	0,5	10,4	4,34	G	CS-IM	0,00	2	2	1,5	1,5	L	26,3	H
C-22	70,6	29,4	15,4	14,0	0,0	0,8	14,0	8,69	R	CT	4,91	2	2	2	1	P	15,0	N
C-23A	79,6	20,4	20,4	0,0	0,0	0,3	0,0	0,00	G	CS2		2	1	2	2	L	24,6	D
C-27	69,4	30,6	13,0	17,7	0,3	1,8	18,0	8,07	R	CT		2	3	2	2,5	P	13,5	N
C-32	70,0	30,0	19,5	10,5	0,3	1,5	10,8	5,84	G	CS-IM		1	2	1,5	1	P	14,3	L
C-34	68,8	31,2	30,0	1,2	0,0	1,9	1,2	0,05	G	SB-CS	7,31	2	1	5	2	L	12,8	D
C-35	75,9	24,1	23,1	1,0	0,0	0,1	1,0	0,32	G	CS-IM	8,35	1	2	1	1	L	20,9	D
C-37	72,5	27,5	9,7	17,8	2,0	1,5	19,8	14,82	R	CT		1	2	2	1	P	17,3	H

**Tabelle A3** (Fortsetzung): Probe A-69 bis C-37

<b>IV. (2) Porensystem</b>																		
Probe	$\Phi_{\text{He}}$ [%]	k [mD]	$S_{\text{BET}}$ [m <sup>2</sup> /g]	$P_d$ [1/mm <sup>2</sup> ]	$P_{gr}$ [μm <sup>2</sup> ]	$F_{\text{min}}$ [μm]	$F_v$ -	$P_{\text{run}}$ -	$P_{\text{ind}}$ -	PoA [1/μm]	$P_{\text{sort}}$ -	$P_{\text{vern}}$ [0-5]	$P_{\text{SA}}$ [μm]	2 <sup>b</sup> -2 <sup>c</sup>	2 <sup>c</sup> -2 <sup>d</sup>	2 <sup>d</sup> -2 <sup>11</sup>	2 <sup>11</sup> -2 <sup>13</sup>	2 <sup>13</sup> -2 <sup>1b</sup>
														Anteil der Porengrößenklasse [%]				
A-69				0,8	1616	29,1	0,6	1,0	36,0	0,1	2,4	0,0		1	5	13	33	47
A-74				29,4	1318	21,8	0,6	1,3	37,4	0,1	2,0	3,0	144	4	11	20	28	37
A-76	20,22	444,47		66,5	1058	24,7	0,6	0,8	25,2	0,1	2,3	2,0	112	2	8	21	45	23
A-77			1,09	30,3	1254	24,5	0,6	1,0	30,4	0,1	2,3	3,5	117	2	8	21	40	29
A-80			1,03	31,2	1217	25,1	0,6	0,9	28,8	0,1	2,4	4,0		2	6	16	34	42
B-1-1	0,91	0,00		0,3	972	18,3	0,4	0,8	21,5	0,1	2,2	0,0		2	4	15	79	0
B-1-2	0,90	0,01		0,2	171	12,7	0,5	0,1	7,3	0,8	0,8	0,0		18	50	32	0	0
B-8-2	6,40	4,11		25,9	326	15,1	0,6	0,9	13,9	0,2	1,6	3,0	134	11	25	42	22	0
B-8-1	6,12	3,11		35,6	483	17,4	0,6	0,9	17,1	0,2	1,7	1,0	126	6	21	32	32	9
B-16-1	4,65	0,02		4,4	244	12,8	0,6	0,9	12,1	0,2	1,4	1,0	242	17	35	27	21	0
B-16-2	3,58	0,02		16,2	235	13,3	0,7	1,0	11,9	0,2	1,3	2,0	245	15	34	31	15	4
B-18	15,45	257,40		26,0	1030	21,8	0,6	1,1	29,1	0,1	2,2	4,0	169	4	9	21	39	28
B-22-1	1,44	0,01		0,5	871	22,6	0,7	0,8	26,3	0,1	2,2	0,0	537	4	9	18	70	0
B-22-2	1,05	0,04		0,2	280	14,1	0,8	1,3	15,7	0,2	1,0	0,0		19	12	70	0	0
B-29-1	10,94	61,12		21,7	625	20,8	0,6	0,2	18,9	0,3	1,5	4,5	140	1	12	32	40	14
B-29-2	12,80	63,65		30,9	403	17,8	0,6	0,2	17,0	0,3	1,3	3,0		1	15	40	39	6
B-30	12,24	37,93		40,8	714	20,9	0,6	0,8	20,8	0,1	2,0	4,0	104	4	13	29	45	10
B-31	11,68	29,23		43,4	800	22,4	0,6	0,8	21,2	0,1	2,0	3,0	102	3	12	29	45	11
B-32 -1	7,73	0,43		30,7	453	18,1	0,6	0,2	12,9	0,4	1,4	2,5	121	3	26	46	24	2
B-32 -2	9,13	10,33		23,6			0,6	0,2	13,9	0,4		3,0		2	23	45	28	3
B-40	9,81	5,39		26,7	431	16,5	0,6	0,9	16,6	0,2	1,7	2,5	119	8	20	35	29	8
B-42	8,94	4,06		32,6	698	21,0	0,6	0,8	20,3	0,1	2,0	3,5	130	3	14	30	45	7
B-44	4,83	0,12		17,8	629	19,8	0,6	0,9	19,4	0,2	1,9	2,0	142	4	17	37	36	6
B-49-1	5,64	2,61		6,3	505	16,7	0,6	1,1	19,2	0,2	1,7	0,0	230	6	17	24	28	24
B-49-2	4,90	0,19		0,7	201	12,4	0,6	0,9	10,5	0,3	1,3	0,0		20	64	16	0	0
B-50	16,74	237,04		30,6	1831	31,2	0,6	0,8	33,5	0,1	2,5	2,0	127	1	4	15	36	44
B-50A				22,9	967	23,6	0,6	0,8	24,7	0,1	2,1	5,0	119	3	8	23	43	23
C-08				0,1	580	14,4	0,5	1,3	21,2	0,1	1,5	0,5		2	19	0	79	0
C-14	2,60	0,06		0,7	134	9,7	0,5	0,4	8,7	0,4	0,7	0,5		13	64	23	0	0
C-15	4,00	0,01		27,2	478	18,6	0,6	0,8	15,7	0,2	1,7	2,0		4	25	46	25	0
C-16			0,59	43,1	660	21,5	0,6	0,2	17,2	0,3	1,6	4,0		1	14	34	42	9
C-17				14,1	344	15,7	0,5	0,3	10,8	0,4	1,2	2,0		3	35	43	18	0
C-18				15,4	538	19,6	0,5	0,2	15,0	0,3	1,5	4,0		2	19	36	36	8
C-19	2,10	0,04		40,3	674	21,1	0,6	0,8	18,8	0,2	1,9	3,0		3	16	37	36	8
C-21	15,20	13,00		35,2	577	19,7	0,5	0,4	13,4	0,3	1,5	4,0		2	16	40	40	2
C-22				41,9	1488	30,4	0,6	0,7	28,2	0,1	2,4	5,0		1	5	18	42	33
C-23A	3,40	0,04		0,5	103	8,4	0,6	0,9	6,9	0,4	0,8	0,0		55	36	9	0	0
C-27	11,70	85,00		53,7	554	20,6	0,6	0,2	15,1	0,3	1,5	4,5		1	17	45	35	2
C-32	12,80	130,00		22,1	1014	25,8	0,5	0,3	21,4	0,2	1,8	4,5		1	8	28	46	18
C-34				2,0	261	14,0	0,6	0,9	12,1	0,2	1,4	1,0		13	34	43	10	0
C-35	17,70	1300,00		6,7	471	17,2	0,6	0,9	17,3	0,2	1,8	2,0		6	20	30	44	0
C-37	16,80	650,00		31,9	1782	33,3	0,6	0,3	29,5	0,2	2,1	5,0		0	4	15	42	39

**Tabelle A3 (Fortsetzung):** Probe A-69 bis C-37

<b>V. (2) Granulometrie und Textur</b>																	
Probe	K <sub>mean</sub> [µm]	K <sub>max</sub> [µm]	U <sub>63</sub>	FS <sub>125</sub>	FS <sub>250</sub>	MS <sub>500</sub>	MS <sub>500+</sub>	Sort [0-2]	Mod	R [0-5]	Sph [0-1]	LT	Faz	Arch [0-6]			
			Anteil der Korngrößenklasse [%]														
A-69	200	447	0	27	66	7	0	0,3	sgt-gt	uni	3,5	0,6	Sp	fSe	1	M>2 m   v.< 2 m	
A-74	162	517	5	26	58	11	0	0,5	gt-m gt	uni	3,5	0,3	Sc	Fl	6	M>2 m   v.< 2 m	
A-76	196	675	2	14	64	18	1	0,5	gt-m gt	bi	4,0	0,8	Sl	fw tSe	6	M>2 m   v.< 2 m	
A-77	189	879	2	23	61	10	4	1,0	m - s	bi	4,5	0,8	Sl	fw tSe	6	M>2 m   v.< 2 m	
A-80	249	472	0	4	55	41	0	0,3	sgt-gt	uni	4,5	0,8	Sp	fw tSe	6	M>2 m   v.< 2 m	
B-1-1	263	333						0,4	gt	uni	3,0	0,5	Mds	Te	1	M>2 m   v.< 2 m	
B-1-2	219	240						0,3	sgt-gt	uni	3,0	0,5	Mds	Te	1	M>2 m   v.< 2 m	
B-8-2	144	331	2	35	61	2	0	0,5	gt-m gt	uni	4,0	0,4	Sl	D	4	M 1-2 m   v.< 2 m	
B-8-1	139	332	4	38	55	4	0	0,5	gt-m gt	uni	4,0	0,7	Sl	D	4	M 1-2 m   v.< 2 m	
B-16-1	193	429	2	9	75	14	0	0,5	gt-m gt	bi	4,0	0,5	Sr	Fl	6	M>2 m   v.< 2 m	
B-16-2	192	499	1	11	75	13	0	0,5	gt-m gt	uni	4,0	0,7	Sr	Fl	6	M>2 m   v.< 2 m	
B-18	210	694	1	11	67	21	1	0,3	sgt-gt	bi	5,0	0,8	Sl	h tSe	6	M>2 m   v.< 2 m	
B-22-1	142	333	4	42	51	4	0	0,3	sgt-gt	uni	3,5	0,4	Sd	nSe	1	M>2 m   v.< 2 m	
B-22-2	157	527	1	39	51	8	0	0,5	gt-m gt	uni	3,5	0,4	Sd	nSe	1	M>2 m   v.< 2 m	
B-29-1	188	515	1	14	76	9	0	0,4	gt	bi	4,0	0,7	Sl	h tSe	5	M>2 m   v.> 2 m	
B-29-2	247	423						0,4	gt	bi	4,0	0,6	Sl	h tSe	5	M>2 m   v.> 2 m	
B-30	166	493	2	19	76	4	0	0,3	sgt-gt	uni	3,5	0,4	Sl	fSe	5	M>2 m   v.> 2 m	
B-31	161	317	1	23	71	5	0	0,0	sgt	uni	3,5	0,4	Sp	fw tSe	5	M>2 m   v.> 2 m	
B-32 -1	301	374	0	19	80	1	0	0,1	sgt	uni	4,0	0,8	Sl	D	5	M>2 m   v.> 2 m	
B-32 -2	246	321						0,1	sgt	uni	4,5	0,8	Sl	D	5	M>2 m   v.> 2 m	
B-40	198	408	2	7	72	19	0	0,0	sgt	uni	3,5	0,4	Sm	Fl	1,0	M>2 m   v.< 2 m	
B-42	180	385	3	16	68	13	0	0,3	sgt-gt	uni	3,0	0,3	Sk	Fl	2	M< 1 m   v.< 2 m	
B-44	175	441	3	24	61	13	0	0,5	gt-m gt	uni	3,5	0,4	Sw	fSe	2	M< 1 m   v.< 2 m	
B-49-1	187	459	7	15	61	17	0	0,3	sgt-gt	bi	4,0	0,6	Sp	fSe	4,0	M 1-2 m   v.< 2 m	
B-49-2	209	504	3	7	68	22	0	0,3	sgt-gt	bi	3,5	0,3	Sp	fSe	4	M 1-2 m   v.< 2 m	
B-50	218	727	2	8	48	40	2	1,0	m - s	bi	4,0	0,4	Sl	h tSe	6	M>2 m   v.< 2 m	
B-50A	241	710	1	9	65	21	3	0,7	m	bi	5,0	0,7	Sl	h tSe	6	M>2 m   v.< 2 m	
C-08	197	559						0,4	gt	uni	4,0	0,8	Sk	fSe	3	M 1-2 m   v.> 2 m	
C-14	269	469						0,4	gt	bi	4,0	0,6	Sc	fw tSe	3	M 1-2 m   v.> 2 m	
C-15	136	315	2	36	61	1	0	0,3	sgt-gt	uni	3,5	0,4	Sw	Fl	5	M>2 m   v.> 2 m	
C-16	314	389						0,0	sgt	uni	3,0	0,8	Sm	fSe	5	M>2 m   v.> 2 m	
C-17	262	300						0,3	sgt-gt	uni	4,0	0,6	Sk	Fl	5	M>2 m   v.> 2 m	
C-18	195	249						0,1	sgt	uni	4,0	0,6	Sm	Fl	5	M>2 m   v.> 2 m	
C-19	150	298	2	27	68	3	0	0,3	sgt-gt	uni	3,5	0,4	Ss	Fl	6	M>2 m   v.< 2 m	
C-21	179	271						0,3	sgt-gt	uni	4,0	0,5	Sk	Fl	6	M>2 m   v.< 2 m	
C-22	184	480	2	12	76	11	0	0,3	sgt-gt	uni	4,0	0,4	Sd	nSe	6	M>2 m   v.< 2 m	
C-23A	161	364	1	19	75	5	0	0,3	sgt-gt	uni	4,0	0,3	Smb	nSe	6	M>2 m   v.< 2 m	
C-27	199	351						0,1	sgt	uni	4,0	0,6	Sp	Fl	6	M>2 m   v.< 2 m	
C-32	192	390						0,3	sgt-gt	bi	3,5	0,6	Sl	fw tSe	6	M>2 m   v.< 2 m	
C-34	159	422	0	28	68	4	0	0,3	sgt-gt	uni	3,5	0,7	Sl	fSe	6	M>2 m   v.< 2 m	
C-35	170	569	3	16	73	8	0	0,5	gt-m gt	bi	4,0	0,6	Sp	h tSe	6	M>2 m   v.< 2 m	
C-37	229	315						0,1	sgt	uni	3,5	0,7	Sm	h tSe	6	M>2 m   v.< 2 m	

**Tabelle A3 (Fortsetzung):** Probe C-41 bis C-129

I. (3) Probe	detritische Mineralphasen																	
	Qz <sub>m</sub> [%]	Qz <sub>p</sub> [%]	Kf [%]	Pl [%]	S+Gl [%]	Lv <sub>f1,2</sub> [%]	Lv <sub>f3</sub> [%]	Lv <sub>f4</sub> [%]	Lv <sub>m1</sub> [%]	Lv <sub>m2</sub> [%]	Lv <sub>m3</sub> [%]	Lm [%]	Ls [%]	opK [%]	ILK [%]	T <sub>i</sub> [%]	T <sub>m</sub> [%]	T <sub>l</sub> [%]
C-41	45,2	10,2	4,4	1,8	1,6	0,3	0,9	0,6	0,5	0,5	0,5	0,8	0,0	0,2	0,0	0,0	14,4	0,0
C-43	47,8	7,8	5,6	2,2	0,4	0,0	1,9	0,6	0,0	0,8	0,0	0,4	0,4	0,4	0,8	0,0	0,0	0,0
C-44	39,2	6,2	5,4	2,6	0,0	0,2	0,6	0,2	0,7	0,7	0,7	0,4	0,0	0,8	0,0	0,0	0,0	2,4
C-45	43,6	1,8	7,4	0,8	0,0	3,5	7,1	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,4	0,2	0,0	0,0	0,0
C-46	40,2	2,4	6,6	0,6	0,2	2,4	9,4	0,0	0,2	0,0	0,0	0,4	0,2	1,6	0,2	0,0	0,0	0,0
C-47	41,4	2,4	5,0	0,8	0,2	6,1	4,1	2,0	0,5	1,8	0,9	0,8	1,2	0,4	0,2	0,0	0,0	0,0
C-48	39,0	2,6	7,8	1,0	0,0	5,8	5,8	2,9	1,0	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0
C-52	50,6	7,0	4,6	1,6	0,6	0,8	2,3	0,8	0,0	0,4	0,0	0,4	0,0	1,4	0,8	0,0	0,0	1,8
C-57	44,2	5,6	6,0	1,4	0,0	0,0	1,9	0,6	0,9	0,9	0,9	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
C-60	54,0	6,6	1,8	3,0	0,2	0,8	2,2	0,0	2,4	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0
C-62	41,2	3,2	7,6	0,6	0,0	6,9	6,9	3,4	0,5	0,9	0,2	1,8	0,0	1,2	0,4	0,0	0,0	0,0
C-63	43,4	3,2	5,0	1,4	0,0	2,5	9,9	2,5	1,0	0,0	0,0	0,2	0,8	0,8	1,8	0,0	0,0	0,0
C-65	39,8	2,2	7,4	1,2	0,2	6,1	6,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	1,0	0,2	0,0	0,0	0,0
C-66	44,0	2,0	8,2	0,4	0,0	3,3	6,6	3,3	0,1	0,0	0,1	0,4	0,0	1,0	3,8	0,0	9,0	0,0
C-69	43,6	9,0	3,8	1,8	0,0	0,9	5,2	1,7	1,2	0,0	0,0	1,6	0,2	1,2	0,8	0,0	0,0	0,0
C-71	46,2	8,4	3,8	1,0	0,0	3,2	3,2	0,0	1,6	0,0	0,0	1,6	0,0	0,2	0,4	0,0	0,0	2,2
C-72	42,6	8,6	3,2	0,8	0,2	2,3	2,3	0,0	1,4	0,0	0,0	1,0	0,2	0,4	0,4	0,0	0,0	15,2
C-73	45,6	8,0	3,4	0,8	0,4	0,9	3,7	0,9	1,4	0,0	0,0	0,8	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0	10,4
C-75	46,4	6,2	3,8	1,4	0,0	2,4	4,8	1,2	0,5	1,1	0,0	1,6	0,2	0,4	0,6	0,0	0,0	0,0
C-80	43,8	9,4	5,2	0,8	0,2	0,6	2,3	1,1	1,0	0,0	0,0	2,6	0,2	1,0	0,6	0,0	0,0	0,2
C-82	47,6	5,8	5,4	1,6	0,0	0,0	4,8	0,0	0,7	0,3	0,0	1,2	0,4	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0
C-83	47,8	8,6	4,4	1,0	0,2	1,8	3,6	1,8	0,2	0,8	0,2	1,6	0,4	0,6	0,4	0,0	0,0	0,0
C-84	43,0	12,2	4,0	1,4	0,0	3,3	1,7	0,0	0,5	0,9	0,0	1,4	0,0	0,4	0,2	0,0	0,0	0,0
C-87	45,0	8,6	3,8	2,2	0,0	1,1	2,3	0,6	0,3	0,8	0,0	1,2	0,2	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0
C-88	45,0	6,4	3,4	0,2	0,0	2,9	8,7	0,0	0,7	2,1	0,0	1,4	0,4	0,4	1,4	0,0	0,0	0,0
C-91	47,8	6,6	6,2	1,0	0,0	1,1	2,1	0,0	0,3	0,3	0,0	1,2	0,2	0,6	0,2	0,0	0,0	0,0
C-96	44,8	8,0	6,2	0,8	0,0	0,3	2,1	0,0	0,8	0,0	0,2	1,0	0,2	0,8	0,2	0,0	0,0	0,0
C-97	51,8	7,4	5,4	1,2	0,0	0,5	2,7	0,0	1,0	0,2	0,0	0,2	0,4	1,2	0,2	0,0	0,0	0,0
C-102	48,8	7,2	4,2	1,2	0,0	1,0	1,9	0,5	0,6	0,0	0,0	1,8	0,0	0,8	0,2	0,0	0,0	0,0
C-103	44,4	8,4	5,8	0,6	0,0	0,9	2,8	0,5	0,8	0,0	0,0	1,8	0,0	1,8	0,2	0,0	0,0	3,2
C-106	41,2	8,2	3,0	0,6	0,4	1,1	2,1	0,0	0,8	0,0	0,0	1,6	0,0	0,4	0,2	0,0	4,0	0,0
C-109	39,0	1,6	9,6	0,2	0,2	0,0	10,5	3,5	0,4	0,0	0,2	0,4	0,2	0,4	0,4	3,6	0,0	1,2
C-114	40,8	1,4	6,2	0,2	0,0	0,0	12,9	2,1	0,3	0,0	0,1	0,6	0,0	0,6	0,4	0,0	0,0	0,0
C-115	46,2	2,4	7,0	0,0	0,2	2,0	12,2	2,0	0,3	0,0	0,3	0,2	0,2	0,6	0,6	0,0	0,0	0,0
C-119	45,8	3,0	7,2	0,6	0,0	0,0	14,6	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0	0,4	10,4	0,0	1,4	0,0
C-120	44,8	1,4	6,2	0,6	0,0	1,6	4,8	0,0	0,4	0,2	0,0	0,4	0,0	0,8	0,2	0,0	0,0	0,0
C-121	35,8	2,8	11,4	0,2	0,2	9,4	9,4	0,0	0,0	1,4	0,0	0,8	0,0	1,2	1,0	0,0	0,0	0,0
C-122	41,6	1,6	9,8	1,2	0,0	1,5	9,2	1,5	0,1	0,2	0,1	0,6	0,2	0,4	0,4	0,0	0,0	0,0
C-124	42,2	1,2	10,2	0,4	0,0	3,9	5,9	0,0	0,2	0,0	0,0	0,4	0,4	1,4	0,2	0,0	0,0	0,0
C-126	46,2	1,8	7,0	0,8	0,4	2,5	9,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,4	0,6	0,4	5,8	0,0	0,0
C-129	42,0	8,0	4,8	2,6	0,0	3,5	5,3	0,0	0,8	0,3	0,1	2,8	0,6	0,4	0,4	0,0	0,0	0,0

**Tabelle A3 (Fortsetzung):** Probe C-41 bis C-129

II. (3) Probe	authigene Mineralphasen																	
	Qz <sub>f</sub> [%]	Qz <sub>s</sub> [%]	Fsp [%]	An <sub>f</sub> [%]	An <sub>s</sub> [%]	G [%]	Ba [%]	Cc <sub>f</sub> [%]	Cc <sub>s</sub> [%]	Hm [%]	Ti [%]	CT [%]	CS <sub>1</sub> [%]	CS <sub>2</sub> [%]	CL [%]	IM <sub>1</sub> [%]	IM <sub>2</sub> [%]	IC [%]
C-41	2,2	0,0	0,2	0,0	4,2	7,6	0,0	0,8	0,0	0,2	0,0	0,1	0,2	0,2	0,0	0,1	0,1	1,8
C-43	4,4	4,4	0,8	0,6	0,0	0,0	0,0	1,1	3,3	0,0	0,2	1,6	0,6	0,2	0,0	0,5	0,3	1,0
C-44	2,6	7,8	2,2	6,1	18,3	0,0	0,0	0,8	0,3	0,0	0,0	0,1	0,3	0,3	0,0	0,1	0,3	0,4
C-45	4,6	0,0	1,8	13,8	0,0	0,4	0,0	2,3	2,3	0,0	1,0	0,1	0,2	0,1	0,0	0,1	0,1	1,2
C-46	8,0	0,0	1,2	19,0	0,0	0,4	0,0	0,0	2,4	0,0	0,6	0,3	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,8
C-47	2,3	0,8	1,6	0,6	0,0	0,0	0,0	2,6	7,7	0,0	0,0	0,2	0,2	0,0	0,0	0,1	0,1	1,0
C-48	4,2	1,4	3,6	2,0	0,7	0,2	0,0	6,2	2,1	0,0	1,6	0,7	0,6	0,2	0,0	0,4	0,1	0,8
C-52	2,2	6,6	0,6	0,0	2,6	0,0	0,0	0,0	4,4	0,0	0,0	1,3	1,4	0,8	0,0	0,5	0,4	1,2
C-57	9,6	0,0	0,8	17,8	0,0	0,0	0,0	3,2	0,0	2,0	0,0	0,4	0,2	0,0	0,0	0,1	0,1	0,6
C-60	15,6	5,2	0,8	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	1,4	0,0	0,0	0,6	0,1	0,1	0,0	0,3	0,3	1,0
C-62	0,8	2,3	1,8	0,2	0,6	0,2	0,0	0,0	1,8	0,0	0,0	1,1	0,9	0,4	0,0	1,2	0,8	1,2
C-63	1,0	3,0	2,6	0,6	0,0	0,0	0,0	0,6	1,8	0,0	0,0	1,3	1,1	0,7	0,0	1,3	0,9	0,6
C-65	0,8	2,4	2,8	1,2	0,0	0,0	0,0	2,0	2,0	0,0	0,2	3,0	1,8	0,0	0,0	1,2	0,4	1,2
C-66	2,0	0,0	0,4	7,2	0,0	0,0	0,0	2,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	2,6
C-69	1,0	1,0	2,0	2,8	0,0	0,4	0,4	2,0	0,0	0,0	0,6	2,3	3,3	0,8	0,0	1,8	0,7	1,0
C-71	2,7	0,9	3,2	12,6	0,0	0,4	0,0	0,4	1,2	0,0	0,0	1,5	1,1	0,5	0,0	0,7	0,3	0,8
C-72	2,8	0,0	1,8	6,0	0,0	0,4	0,0	6,0	0,0	0,0	2,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	2,2
C-73	4,6	0,0	3,0	0,1	0,3	0,2	0,0	1,3	3,9	0,0	0,6	0,2	1,4	2,1	0,0	1,0	1,1	2,0
C-75	5,9	2,0	3,2	4,0	0,0	1,0	0,0	0,3	0,8	0,0	0,0	2,2	1,4	0,1	0,0	0,7	0,3	1,2
C-80	1,3	3,8	2,4	0,8	0,0	0,0	0,0	0,7	2,1	0,0	0,0	5,6	2,9	0,2	0,0	1,8	0,6	1,6
C-82	6,3	2,1	3,6	1,8	0,6	0,6	0,0	0,0	2,0	0,0	0,2	1,7	3,4	0,8	0,0	1,1	1,3	1,6
C-83	1,7	1,7	2,4	3,8	0,0	1,2	0,0	0,0	0,8	0,2	0,2	0,4	2,2	1,9	0,0	1,7	1,6	0,8
C-84	4,1	1,4	2,0	3,2	0,0	0,0	0,4	0,0	1,6	0,2	0,0	3,0	1,6	0,1	0,0	0,9	0,2	1,4
C-87	1,4	4,1	2,4	2,2	0,0	0,0	0,0	0,0	2,4	0,0	0,4	2,9	2,4	0,1	0,0	1,2	0,4	1,4
C-88	1,2	3,5	2,0	4,0	0,0	0,8	0,0	0,0	1,8	0,0	0,0	1,0	2,7	1,2	0,0	1,3	0,6	0,0
C-91	1,0	3,0	1,0	1,6	0,0	0,0	0,2	0,0	3,0	0,4	0,0	2,9	4,0	0,8	0,0	2,4	1,2	0,4
C-96	13,8	0,0	2,8	1,4	0,0	0,0	0,0	0,0	7,0	2,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,4
C-97	4,4	1,5	2,8	0,8	0,3	0,2	0,0	0,7	2,1	0,0	0,6	1,4	0,4	0,0	0,0	0,3	0,1	1,4
C-102	10,0	0,0	1,4	0,8	0,0	0,0	0,2	3,4	10,1	3,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0
C-103	6,8	0,0	2,4	15,8	0,0	0,6	0,0	0,2	0,0	1,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	1,4
C-106	2,8	0,0	1,4	17,4	0,0	0,8	0,0	7,6	0,0	4,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	2,2
C-109	2,0	0,7	0,8	9,0	0,0	0,0	0,0	0,9	2,7	0,0	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,2
C-114	4,6	0,0	3,4	2,2	0,0	0,2	0,0	2,4	7,2	0,0	0,2	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,8
C-115	4,8	1,6	1,0	8,4	0,0	0,0	0,2	1,5	4,5	0,0	0,4	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0
C-119	1,0	0,0	0,2	0,5	1,5	0,0	0,0	2,4	7,1	0,0	0,4	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,1	1,6
C-120	9,8	0,0	2,0	21,2	0,0	0,0	0,0	4,0	0,0	0,0	0,2	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4
C-121	2,1	0,7	2,8	5,8	0,0	0,0	0,0	0,0	4,0	0,0	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,4
C-122	3,6	0,0	0,6	17,2	0,0	0,0	0,0	2,4	7,1	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
C-124	12,6	0,0	2,4	5,6	0,0	0,0	0,0	1,0	3,0	1,4	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,2
C-126	0,0	2,6	0,4	8,2	0,0	0,0	0,0	0,9	2,6	0,0	1,8	0,3	0,2	0,0	0,0	0,1	0,2	2,2
C-129	9,3	3,1	4,0	0,4	0,0	0,2	0,0	0,8	0,0	3,2	3,2	0,4	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	1,8

**Tabelle A3 (Fortsetzung):** Probe C-41 bis C-129

<b>III. (3) Intergranularvolumen, Porentypen, Bleichungs- und Diagenesetypen, Klast-Alteration</b>																		
Probe	Detr [%]	IGV [%]	Z <sub>inter</sub> [%]	Φ <sub>inter</sub> [%]	Φ <sub>ü</sub> [%]	Φ <sub>intra</sub> [%]	Φ <sub>ges</sub> [%]	Φ <sub>B</sub> [%]	Bleich	DT	ct-D [µm]	Bit-I [0-3]	Fsp <sub>III</sub> [0-3]	L <sub>op</sub> [0-3]	L <sub>chl</sub> [0-3]	Kk	COPL [%]	Zv
C-41	74,5	25,5	24,9	0,6	0,0	0,0	0,6	0,57	G	CS1	7,93	1	2	2	1	L	19,4	D
C-43	69,9	30,1	18,3	11,8	0,0	0,5	11,8	13,08	G	CS-IM	5,38	2	2	2	1	L	14,1	N
C-44	61,3	38,7	38,1	0,6	0,0	0,2	0,6	1,32	G	CS1	8,97	1	2	3	1	L	2,2	L
C-45	65,9	34,1	27,1	7,0	0,0	1,5	7,0	2,81	G	CS1		0,5	2	1,5	0,5	L	9,0	L
C-46	66,5	33,5	30,9	2,6	0,0	1,6	2,6	0,84	G	SB-CS		1,5	2	2	1	L	9,7	N
C-47	69,8	30,2	15,0	15,2	0,0	1,6	15,2	6,97	G	CS1		1,5	3	2	3	P	14,1	H
C-48	68,7	31,4	22,6	8,8	0,0	1,2	8,8	6,86	G	CS-IM		1	1	2,5	0	L	12,6	L
C-52	73,6	26,4	21,4	5,0	0,0	1,1	5,0	4,31	G	CS-IM	7,38	1	2	2	1	P	18,4	L
C-57	64,2	35,8	33,6	2,2	0,0	0,1	2,2	1,01	R	SB-CS	8,07	1	1	1	1	P	6,6	N
C-60	71,7	28,3	25,7	2,6	0,0	0,8	2,6	3,51	R	CT	6,48	1	0	1	1	P	16,3	L
C-62	75,6	24,4	13,0	11,3	0,7	1,4	12,0	3,45	G	CS-IM		2,5	1	2	2	L	20,7	H
C-63	74,2	25,8	15,2	10,7	1,3	1,2	12,0	4,71	G	CS-IM		2	1	2	1,5	L	19,1	N
C-65	66,1	33,9	18,6	15,3	0,7	1,2	16,0	6,72	G	CS-IM		1	3	1,5	2	L	9,2	N
C-66	74,2	25,8	23,4	2,4	0,0	0,1	2,4	0,32	G	CS1		1	1	1,5	1,5	L	19,1	L
C-69	71,4	28,6	19,8	8,8	0,0	0,3	8,8	4,58	G	CS-IM		1,5	1	1	1	P	15,9	N
C-71	72,5	27,5	25,5	2,0	0,0	0,3	2,0	0,53	G	CS-IM		1,5	1	1,5	0	L	17,3	L
C-72	79,2	20,8	20,8	0,0	0,0	0,1	0,0	0,00	R	IC		0	1	1	0	L	24,2	D
C-73	77,8	22,2	20,8	1,4	0,0	0,0	1,4	0,56	G	CS-IM		2	1	1,5	0,5	L	22,9	N
C-75	71,2	28,8	22,5	6,3	0,3	1,5	6,6	6,06	G	CS-IM		1,5	1	2	2,5	P	15,8	L
C-80	69,0	31,0	23,6	7,4	0,0	0,9	7,4	6,54	G	CS-IM		2	1	2	1	P	13,0	H
C-82	69,2	30,8	26,7	4,1	0,7	0,9	4,8	8,14	G	CS-IM		2	1	1,5	2	L	13,3	H
C-83	75,2	24,8	19,8	5,0	1,0	1,2	6,0	5,34	G	CS1		2	1	2,5	2,5	P	20,2	L
C-84	69,7	30,3	19,6	10,7	0,3	1,3	11,0	7,62	G	CS-IM		3	2	3	3	P	14,0	L
C-87	67,2	32,8	21,1	11,7	0,7	0,8	12,4	12,58	G	CS-IM		3	2	2,5	2	P	10,7	N
C-88	73,8	26,2	19,6	6,7	0,3	1,0	7,0	5,10	G	CS-IM		3	2	1	1	P	18,6	L
C-91	67,8	32,2	21,6	10,6	0,0	1,7	10,6	7,11	G	CS-IM		3	1	2	3	L	11,5	N
C-96	65,5	34,5	28,9	5,6	0,0	0,1	5,6	1,96	R	D		1	2	1,5	1	L	8,4	D
C-97	72,5	27,5	16,5	11,0	0,0	0,8	11,0	8,95	G	CS-IM		2	1	1,5	1,5	L	17,2	N
C-102	70,2	29,8	28,0	1,8	0,0	0,1	1,8	1,06	R	CT		1	1	1	1	L	14,5	D
C-103	72,8	27,2	27,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01	R	H		0	1	1,5	0	L	17,6	D
C-106	63,3	36,7	36,7	0,0	0,0	0,5	0,0	0,00	R	SB-H		0	1	2	0,5	L	5,2	D
C-109	73,0	27,0	17,4	9,6	0,0	0,6	9,6	3,35	R	IC		2,5	1	1,5	2	L	17,8	L
C-114	67,5	32,5	21,0	11,5	0,7	1,0	12,2	7,03	R	D		1,5	3	1,5	3	L	11,1	H
C-115	76,2	23,8	21,6	2,2	0,0	1,2	2,2	1,52	R	CT		2	2	2,5	2,5	L	21,3	D
C-119	84,5	15,5	14,3	1,2	0,0	1,3	1,2	0,24	R	D		1	1	1,5	3	L	29,0	D
C-120	64,3	35,7	35,3	0,5	0,3	0,3	0,8	0,15	G	SB-CS		1	2	2	1,5	L	6,6	D
C-121	74,6	25,4	17,0	8,4	0,0	1,3	8,4	4,30	R	D		2	1	2,5	1	L	19,5	H
C-122	70,7	29,3	28,7	0,6	0,0	0,8	0,6	0,23	R	D		1	1	1,5	1	P	15,1	D
C-124	67,4	32,6	26,4	6,2	0,0	0,2	6,2	2,09	G	SB-CS		0,5	1	2	1	L	10,9	L
C-126	77,6	22,4	18,2	4,2	0,0	1,5	4,2	1,57	R	CT		1	2	2	1	L	22,6	D
C-129	68,5	31,5	26,5	5,0	0,0	1,8	5,0	5,01	R	CT		0	2	1,5	0,5	L	12,4	L

**Tabelle A3 (Fortsetzung):** Probe C-41 bis C-129

IV. (3) Porensystem																		
Probe	$\Phi_{\text{He}}$ [%]	k [mD]	$S_{\text{BET}}$ [m <sup>2</sup> /g]	$P_d$ [1/mm <sup>2</sup> ]	$P_{gr}$ [ $\mu\text{m}^2$ ]	$F_{\text{min}}$ [ $\mu\text{m}$ ]	$F_v$ -	$P_{\text{run}}$ -	$P_{\text{ind}}$ -	PoA [1/ $\mu\text{m}$ ]	$P_{\text{sort}}$ -	$P_{\text{vern}}$ [0-5]	$P_{\text{SA}}$ [ $\mu\text{m}$ ]	2 <sup>b</sup> -2 <sup>f</sup>	2 <sup>f</sup> -2 <sup>g</sup>	2 <sup>g</sup> -2 <sup>h</sup>	2 <sup>h</sup> -2 <sup>i</sup>	2 <sup>i</sup> -2 <sup>l</sup>
														Anteil der Porengrößenklasse [%]				
C-41	5,60	0,35		12,5	460	16,7	0,7	1,0	18,0	0,2	1,7	2,5		7	18	26	35	14
C-43				87,8	1484	29,3	0,6	0,7	29,5	0,1	2,4	5,0		2	5	17	41	35
C-44				19,9	601	19,0	0,6	0,9	19,7	0,2	1,9	3,0		5	14	31	32	18
C-45				22,0	687	22,2	0,6	0,2	13,2	0,4	1,6	3,0		2	15	32	38	13
C-46	4,40	0,09		11,0	294	14,5	0,5	0,3	11,1	0,4	1,1	2,0		6	37	27	23	6
C-47	18,50	75,00		24,5	1309	28,3	0,5	0,3	23,3	0,2	2,0	5,0		1	7	22	43	27
C-48	4,90	0,25		36,2	814	22,9	0,6	0,3	18,9	0,2	1,7	4,5		1	12	32	38	18
C-52	6,80	5,00		36,9	738	21,2	0,6	0,8	20,8	0,1	2,1	3,5		3	12	28	39	17
C-57	12,10	27,00		17,5	580	18,8	0,6	0,9	18,6	0,2	1,8	1,5		5	17	29	39	11
C-60	7,00	0,64		34,9	923	23,0	0,6	0,9	23,7	0,1	2,0	2,0		3	11	27	40	19
C-62	18,30	7,10		35,5	865	22,8	0,5	0,3	20,1	0,2	1,7	5,0		1	11	31	42	15
C-63				45,1	738	21,8	0,5	0,3	15,1	0,3	1,6	4,0		1	14	32	40	13
C-65	20,50	310,00		32,8	747	22,2	0,6	0,3	18,9	0,2	1,6	4,5		1	13	32	41	13
C-66				4,6	345	16,7	0,6	0,2	11,2	0,4	1,3	2,5		5	34	51	10	0
C-69	11,10	1,70		30,5	574	19,9	0,5	0,3	15,9	0,3	1,5	4,0		1	16	43	39	2
C-71	7,80	0,13		9,5	182	11,9	0,6	0,3	11,2	0,4	0,9	3,0		2	23	41	31	2
C-72				0,0	955	30,4	0,6	0,2	19,1	0,3	0,0	0,0		0	0	100	0	0
C-73				5,3	398	17,9	0,6	0,2	13,3	0,4	1,3	0,5		3	24	43	30	0
C-75	15,90	200,00		34,5	719	22,8	0,6	0,2	17,3	0,3	1,6	5,0		1	13	33	39	13
C-80	16,30	26,00		94,5	753	23,2	0,6	0,2	16,3	0,3	1,6	4,0		1	12	33	44	10
C-82	9,90	47,00		76,2	722	23,1	0,6	0,2	16,3	0,3	1,6	3,5		1	14	35	41	8
C-83	18,40	150,00		30,5	517	19,3	0,5	0,3	17,6	0,3	1,4	4,5		1	16	38	34	11
C-84	20,80	110,00		37,1	1053	25,9	0,6	0,3	20,9	0,2	1,8	5,0		1	10	28	41	21
C-87	10,40	110,00		40,9	1237	28,0	0,6	0,3	24,4	0,2	1,9	4,0		1	6	21	44	28
C-88				27,7	632	19,6	0,5	0,3	17,8	0,3	1,5	5,0		1	13	33	42	10
C-91	18,50	220,00		44,9	721	21,8	0,6	0,3	18,5	0,2	1,6	5,0		1	13	35	41	10
C-96	4,40	0,14		19,1	393	16,7	0,5	0,3	12,9	0,3	1,3	3,5		3	27	44	25	2
C-97				39,9	783	23,6	0,6	0,2	19,4	0,3	1,6	5,0		1	10	30	43	16
C-102				13,6	302	15,4	0,6	0,3	11,1	0,4	1,1	2,5		5	38	40	16	0
C-103				0,2	174	12,2	0,5	0,5	7,2	0,4	0,0	0,0		10	74	16	0	0
C-106	5,70	0,04		0,0	103	8,5	0,5	0,8	6,9	0,4	0,0	0,0		16	84	0	0	0
C-109	14,40	88,00		22,4	655	18,6	0,5	0,2	12,0	0,4	1,5	4,0		1	16	33	38	11
C-114	11,70	15,00		44,8	623	20,6	0,6	0,3	16,9	0,3	1,6	4,0		1	15	36	37	10
C-115	4,80	0,04		21,0	297	15,2	0,6	0,2	10,7	0,4	1,1	2,0		5	36	44	15	0
C-119	2,30	0,01		6,7	183	11,1	0,5	0,2	7,2	0,6	0,8	1,5		16	58	22	3	0
C-120	2,70	0,01		2,9	231	13,3	0,5	0,3	9,4	0,4	0,9	1,0		6	53	41	0	0
C-121				68,3	405	17,5	0,6	0,3	12,5	0,3	1,3	4,0		3	28	46	22	1
C-122	5,40	1,30		4,1	203	12,6	0,5	0,3	8,8	0,4	0,8	1,0		8	61	28	3	0
C-124	12,20	7,70	1,15	23,6	404	17,1	0,6	0,3	13,2	0,3	1,3	3,0		3	26	45	21	6
C-126	9,70	6,30		14,9	309	12,6	0,5	0,3	9,6	0,4	1,2	3,0		5	34	39	21	1
C-129				16,6	704	21,4	0,5	0,3	17,5	0,3	1,6	4,0		2	15	31	42	10

**Tabelle A3** (Fortsetzung): Probe C-41 bis C-129

<b>V. (3) Granulometrie und Textur</b>																
Probe	K <sub>mean</sub> [μm]	K <sub>max</sub> [μm]	U <sub>63</sub>	FS <sub>125</sub>	FS <sub>250</sub>	MS <sub>500</sub>	MS <sub>500+</sub>	Sort [0-2]	Mod	R [0-5]	Sph [0-1]	LT	Faz	Arch [0-6]		
Anteil der Korngrößenklasse [%]																
C-41	171	506	2	25	66	7	0	0,3	sgt-gt	bi	3,5	0,4	Sw	Fl	6	M>2 m   v.< 2 m
C-43	167	318	4	14	76	6	0	0,0	sgt	uni	3,5	0,7	Sm	Fl	6	M>2 m   v.< 2 m
C-44	164	365	1	18	77	4	0	0,3	sgt-gt	uni	3,5	0,6	Sw	nSe	4	M 1-2 m   v.< 2 m
C-45	257	309						0,1	sgt	uni	3,5	0,8	Sd	fSe	4	M 1-2 m   v.< 2 m
C-46	232	275						0,1	sgt	uni	4,0	0,7	Sw	Fl	4	M 1-2 m   v.< 2 m
C-47	216	489						0,4	gt	bi	3,5	0,7	Sp	Fl	4	M 1-2 m   v.< 2 m
C-48	270	334						0,3	sgt-gt	bi	4,0	0,6	Sp	Fl	6	M>2 m   v.< 2 m
C-52	154	404	3	27	67	4	0	0,3	sgt-gt	uni	3,5	0,6	Sw	fSe	6	M>2 m   v.< 2 m
C-57	174	382	2	16	73	9	0	0,0	sgt	uni	4,0	0,3	Sp	fw tSe	6	M>2 m   v.< 2 m
C-60	177	527	5	14	72	9	0	0,7	m	uni	4,0	0,7	Sl	fw tSe	6	M>2 m   v.< 2 m
C-62	236	531						0,5	gt-m gt	bi	4,0	0,8	Sl	D	6	M>2 m   v.< 2 m
C-63	274	326						0,3	sgt-gt	uni	4,0	0,7	Sw	nSe	6	M>2 m   v.< 2 m
C-65	275	314						0,1	sgt	uni	4,0	0,8	Sm	h tSe	6	M>2 m   v.< 2 m
C-66	212	276						0,3	sgt-gt	uni	4,0	0,5	Sd	nSe	6	M>2 m   v.< 2 m
C-69	191	525						0,3	sgt-gt	uni	4,0	0,7	Sm	Fl	4	M 1-2 m   v.< 2 m
C-71	246	278						0,3	sgt-gt	uni	3,5	0,5	Sr	Fl	4	M 1-2 m   v.< 2 m
C-72	255	386						0,1	sgt	uni	3,5	0,7	Slt	nSe	4	M 1-2 m   v.< 2 m
C-73	234	247						0,4	gt	uni	4,0	0,6	Slt	nSe	4	M 1-2 m   v.< 2 m
C-75	226	530						0,3	sgt-gt	bi	4,0	0,6	Sp	fw tSe	4	M 1-2 m   v.< 2 m
C-80	241	261						0,1	sgt	uni	4,0	0,5	Sl	h tSe	6	M>2 m   v.< 2 m
C-82	215	471						0,4	gt	bi	4,0	0,6	Sp	h tSe	6	M>2 m   v.< 2 m
C-83	200	470						0,3	sgt-gt	bi	4,5	0,6	Sl	fw tSe	6	M>2 m   v.< 2 m
C-84	238	357						0,4	gt	bi	3,5	0,6	Sl	fw tSe	6	M>2 m   v.< 2 m
C-87	251	320						0,3	sgt-gt	uni	4,0	0,8	Sl	D	6	M>2 m   v.< 2 m
C-88	249	682						0,6	gt-m gt	bi	4,0	0,7	Sl	D	6	M>2 m   v.< 2 m
C-91	317	299						0,1	sgt	uni	4,0	0,8	Sm	h tSe	6	M>2 m   v.< 2 m
C-96	293	315						0,3	sgt-gt	uni	4,0	0,7	Sw	nSe	2	M< 1 m   v.< 2 m
C-97	205	324						0,1	sgt	uni	3,5	0,7	Sw	fSe	6	M>2 m   v.< 2 m
C-102	204	229						0,0	sgt	uni	4,0	0,7	Slt	nSe	6	M>2 m   v.< 2 m
C-103	182	260						0,1	sgt	uni	3,5	0,6	Slt	nSe	6	M>2 m   v.< 2 m
C-106	181	244						0,1	sgt	uni	4,0	0,8	Sd	nSe		M>2 m   v.< 2 m
C-109	185	303						0,4	gt	uni	3,5	0,7	Slt	nSe	6	M>2 m   v.< 2 m
C-114	182	265						0,3	sgt-gt	uni	3,5	0,6	Sm	fSe	2	M< 1 m   v.< 2 m
C-115	186	373						0,4	gt	uni	4,0	0,7	Sp	fw tSe	4	M 1-2 m   v.< 2 m
C-119	209	265						0,5	gt-m gt	uni	4,0	0,6	Slt	fSe	4	M 1-2 m   v.< 2 m
C-120	196	279						0,1	sgt	uni	3,5	0,8	Sp	Fl	4	M 1-2 m   v.< 2 m
C-121	174	353						0,6	gt-m gt	bi	3,5	0,7	Sc	Fl	6	M>2 m   v.< 2 m
C-122	191	255						0,4	gt	uni	4,0	0,8	Sc	Fl	6	M>2 m   v.< 2 m
C-124	204	216						0,1	sgt	uni	4,0	0,7	Ss	fSe	6	M>2 m   v.< 2 m
C-126	204	275						0,4	gt	bi	3,5	0,7	Slt	nSe	6	M>2 m   v.< 2 m
C-129	167	391						0,5	gt-m gt	bi	4,0	0,7	Sl	fw tSe	6	M>2 m   v.< 2 m

**Tabelle A4: Effektive Mineralzusammensetzung:** Abkürzungen analog zu Tabelle A3; bildanalytisch ermittelte absolute Oberflächen:  $S_{inter}$ : summarische Oberfläche der in Tabelle A4 aufgeführten, zur Pore exponierten Mineralphasen;  $S_{FSP}$ ,  $S_{LV}$ ,  $S_{CC}$ : Poren-Oberflächen innerhalb von Feldspatklüften, vulkanischen Lithoklängen und Karbonatzement (Intragranular-Oberflächen für die Gesamt-Oberfläche nicht berücksichtigt)

Probe	detritische Mineralphasen (relativ)																
	Qz <sub>m</sub> [%]	Qz <sub>p</sub> [%]	Kf [%]	Pl [%]	S+Gl [%]	Lv <sub>f1,2</sub> [%]	Lv <sub>f3</sub> [%]	Lv <sub>f4</sub> [%]	Lv <sub>m1</sub> [%]	Lv <sub>m2</sub> [%]	Lv <sub>m3</sub> [%]	Lm [%]	Ls [%]	opK [%]	ILK [%]	T <sub>i</sub> [%]	T <sub>m</sub> [%]
A-2	10,2	0,9	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4
A-3	11,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	32,3	0,0
A-4	10,2	0,2	6,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,5	0,0	0,0	0,0
A-6	30,4	0,3	5,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
A-7A	13,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
A-7B	4,5	0,0	12,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
A-8A	12,0	0,9	13,1	0,6	0,0	3,5	4,8	0,0	0,0	0,0	1,2	0,0	5,3	0,0	0,0	0,0	0,0
A-8B	6,8	1,9	9,2	0,0	0,8	10,1	8,4	0,0	6,2	0,0	0,0	0,0	4,5	2,3	0,0	0,0	0,0
A-9	10,7	1,0	8,8	0,0	0,0	0,0	1,7	2,7	0,0	0,8	0,0	0,0	3,9	0,3	0,0	0,0	0,0
A-10	9,4	0,0	6,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
A-10A	34,9	0,0	4,0	0,0	0,0	1,2	0,0	0,0	0,0	1,0	0,0	0,6	0,0	0,8	0,0	0,0	48,5
A-12A	1,1	0,0	0,9	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0
A-12B	5,5	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	16,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
A-13A	0,9	0,2	0,8	0,0	0,0	2,1	0,7	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
A-15	10,7	1,9	11,0	0,8	0,0	0,3	1,1	0,0	0,5	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0
A-17	4,1	0,0	1,5	0,2	0,0	0,3	0,4	0,2	0,2	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0
A-18	8,6	0,7	4,0	0,2	0,0	1,2	0,6	0,4	1,5	0,1	0,1	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
A-20	8,8	0,1	5,3	0,1	0,0	0,1	0,1	0,2	0,9	0,4	0,0	0,0	0,7	0,0	0,6	0,0	0,0
A-28B	4,7	0,5	2,8	0,0	0,2	0,0	0,5	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
A-29	7,6	3,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
A-30	15,6	0,8	3,8	0,7	0,0	0,0	0,2	0,0	0,4	0,1	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
A-33	4,5	0,5	2,6	0,1	0,0	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
A-35	2,9	0,3	1,4	0,0	0,3	0,3	0,2	0,0	1,1	0,0	2,4	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
A-36	0,6	0,4	0,3	0,0	0,0	0,3	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0
A-42	1,4	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
A-43	0,7	0,0	1,7	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,2	0,1	0,0	0,0
A-47	1,1	0,2	0,5	0,1	0,0	0,5	0,0	0,1	0,0	0,0	0,3	0,2	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0
A-48	5,8	0,1	2,3	0,0	0,0	0,6	0,5	0,0	0,1	0,9	0,1	0,1	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0
A-58	18,3	0,6	2,7	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0
A-59	15,6	0,0	2,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	20,9
A-60	25,3	0,0	12,4	5,0	0,0	4,4	0,0	0,0	12,0	0,8	0,0	2,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
A-64	5,1	0,1	3,8	0,0	0,0	0,1	0,3	0,0	0,0	1,5	0,0	0,1	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0
A-65	4,6	0,4	4,9	0,1	0,0	1,0	0,9	0,3	0,1	0,2	0,2	0,5	0,2	0,7	0,1	0,0	0,0
A-68B	1,8	0,9	1,4	0,0	0,0	2,5	0,6	0,0	0,3	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0
A-69	20,5	8,0	3,3	0,3	0,0	3,6	1,3	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0
A-72	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
A-76	1,1	0,3	0,7	0,0	0,0	0,5	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,3	0,1	0,0	0,0	0,0
A-80	0,8	0,0	1,0	0,0	0,0	1,8	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,3	0,0	0,0
B-8B	0,8	0,2	1,0	0,3	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,1	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0
B-16	8,7	0,1	5,4	0,2	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,2	0,4	1,4	0,0	0,0	3,4
B-16A	10,3	1,0	3,8	0,0	0,0	0,0	1,6	0,0	2,7	0,0	0,0	0,0	2,5	2,1	1,2	0,0	0,8
B-18	4,8	0,9	2,1	0,0	0,0	0,7	0,5	0,0	0,3	0,2	0,0	0,2	0,2	0,0	0,2	0,0	0,0
B-22A	20,0	0,2	5,4	0,3	0,0	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0
B-29	19,5	1,6	7,0	1,1	0,0	0,0	0,0	0,0	1,3	0,6	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0
B-30	11,6	0,6	8,4	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	0,0	0,0	0,0	1,2	0,0	0,5	0,0	0,0
B-31	7,8	0,4	5,5	0,0	0,0	0,0	0,3	0,1	0,2	0,0	0,0	0,0	1,7	0,4	0,1	0,0	0,0
B-32	20,0	1,7	24,4	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,3	0,0	4,4	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0
B-42	4,8	0,4	11,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0
B-49A	6,9	0,0	2,3	1,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0
B-49B	7,8	0,0	11,3	1,1	0,0	0,0	0,0	0,0	1,3	16,5	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0

**Tabelle A4 (Fortsetzung)**

Probe	authigene Mineralphasen (relativ)														absolute Oberflächen			
	Qz [%]	Fsp [%]	An [%]	G [%]	Ba [%]	Cc [%]	Hm [%]	Ti [%]	CT [%]	CS <sub>1</sub> [%]	CS <sub>2</sub> [%]	IM <sub>1</sub> [%]	IM <sub>2</sub> [%]	IC [%]	S <sub>inter</sub>	S <sub>Fsp</sub>	S <sub>Lv</sub>	S <sub>Cc</sub>
jeweils [*10 <sup>-4</sup> m <sup>2</sup> /g]																		
A-2	0,0	2,0	84,4	1,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,0	2,5	1,6
A-3	0,0	0,0	53,9	2,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,9	0,9	1,6
A-4	2,7	0,8	7,0	0,0	0,0	21,4	48,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,5	0,6	3,7
A-6	5,1	0,0	8,4	3,1	0,1	25,9	20,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,8	1,0	2,1
A-7A	12,0	0,0	41,3	0,0	0,0	0,0	32,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,4	2,2	0,3
A-7B	4,7	0,6	0,0	0,0	0,0	5,9	16,4	0,0	0,0	0,0	52,0	0,0	0,0	3,7	0,0	3,9	2,5	4,0
A-8A	3,8	6,2	0,6	0,0	0,2	10,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	37,7	0,6	3,9	1,3	2,7
A-8B	3,4	8,8	27,1	0,0	1,2	1,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,8	0,2	3,7	1,7	0,3
A-9	8,5	5,7	2,6	0,0	1,5	5,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	46,7	6,0	2,6	3,2	2,3
A-10	42,1	16,7	0,6	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	24,7	0,0	4,2	0,5	3,3
A-10A	0,5	0,0	5,5	0,8	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,2	0,2	0,1	0,1	1,5	3,6	2,9	0,9
A-12A	3,1	1,5	0,2	0,0	0,0	2,0	0,0	0,0	2,5	28,2	23,8	11,9	18,0	6,4	58,8	6,4	2,0	1,1
A-12B	2,9	1,3	0,0	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0	0,7	2,0	33,6	5,2	29,4	1,9	0,0	3,6	2,1	1,0
A-13A	0,9	3,8	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	3,5	28,1	31,3	4,9	14,3	7,8	61,0	4,0	1,4	0,7
A-15	19,1	5,2	4,9	0,0	0,0	2,8	0,2	0,0	8,4	7,1	2,5	10,2	5,1	8,1	6,4	4,4	4,7	0,9
A-17	5,8	1,7	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	9,0	27,8	13,7	19,7	11,6	3,5	35,8	4,0	5,5	0,6
A-18	2,5	7,2	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	5,9	31,7	11,4	12,2	6,8	4,2	32,5	6,7	3,6	1,4
A-20	8,2	8,6	0,7	0,1	0,2	0,8	0,3	0,2	6,6	23,5	4,6	12,3	6,5	10,0	19,0	7,2	4,6	1,2
A-28B	8,4	1,1	26,3	0,2	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	40,8	0,0	13,9	0,0	2,7	1,8	1,2	0,6
A-29	1,9	0,0	39,8	0,0	3,2	13,0	31,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,8	1,3	2,8
A-30	4,4	0,9	23,1	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0	1,1	10,3	17,0	4,4	15,7	0,9	9,2	2,5	1,5	0,2
A-33	11,9	2,2	0,6	0,2	0,0	0,3	0,0	0,3	3,9	21,1	17,6	12,5	17,5	3,4	68,0	3,6	0,7	0,7
A-35	1,5	1,5	0,1	0,0	0,0	0,6	0,2	0,0	1,4	8,8	35,9	6,9	27,0	6,9	40,5	5,1	3,5	1,2
A-36	0,7	1,7	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	3,4	17,0	2,7	36,0	34,8	1,4	81,3	3,3	14,8	0,7
A-42	2,0	1,3	0,7	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	2,2	29,3	31,9	6,6	22,4	1,2	33,4	3,7	2,1	0,1
A-43	2,0	1,4	1,0	0,0	0,1	0,3	0,0	0,0	5,6	29,1	21,2	16,3	17,9	2,0	117,8	3,3	1,3	0,7
A-47	0,1	0,8	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	1,7	25,1	50,2	10,5	5,6	2,6	105,6	7,3	2,3	0,2
A-48	1,2	3,1	5,2	0,3	1,0	0,1	0,0	0,0	0,9	23,7	28,4	9,3	13,0	3,0	72,4	2,6	7,6	1,1
A-58	2,5	2,9	32,3	1,3	0,5	0,0	37,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,7	1,4	0,0
A-59	1,2	0,9	46,0	3,1	0,7	0,9	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,7	0,9	6,6
A-60	2,3	0,8	34,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	4,0	0,6	0,8
A-64	3,2	4,0	0,7	0,2	0,4	0,4	0,0	0,0	1,6	32,0	4,8	9,6	26,0	5,9	106,6	5,5	3,4	1,0
A-65	2,8	2,9	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,1	0,9	21,7	26,6	10,5	16,6	3,4	55,3	8,4	3,1	0,3
A-68B	0,9	2,5	1,3	0,0	0,0	0,1	0,0	0,2	4,7	31,0	6,8	24,5	15,1	4,6	77,6	3,5	1,4	0,9
A-69	3,4	0,7	38,7	6,0	0,0	4,9	7,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9	0,8	2,8
A-72	0,0	0,0	85,6	8,7	0,0	5,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,8	0,4	0,7
A-76	4,5	2,6	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	10,4	29,0	9,5	19,9	17,7	3,3	112,1	7,5	4,0	0,0
A-80	1,2	2,4	1,1	0,0	0,0	0,9	0,0	0,2	1,3	55,4	9,2	8,6	6,1	9,2	88,9	3,9	2,3	1,1
B-8B	2,4	2,8	1,6	0,0	0,4	1,9	0,0	0,0	8,9	25,2	11,0	15,9	12,4	14,4	26,6	3,8	0,8	2,5
B-16	4,9	1,8	6,4	0,3	0,1	0,6	0,0	0,0	0,3	12,9	24,6	4,2	18,3	4,9	6,2	3,5	1,4	1,0
B-16A	17,7	4,0	14,5	0,0	0,0	7,5	0,0	0,2	0,0	2,0	14,5	0,4	12,4	0,8	4,1	3,9	3,3	4,8
B-18	2,0	2,2	0,4	0,0	0,0	0,6	1,1	0,0	0,0	13,4	42,0	11,1	16,1	1,1	43,5	7,3	6,1	1,8
B-22A	2,4	0,8	47,5	1,4	0,0	6,7	14,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,6	0,9	2,8
B-29	5,8	4,0	0,8	0,0	0,0	2,0	0,2	0,0	9,4	35,7	7,8	0,0	0,0	2,5	23,3	7,0	6,7	0,2
B-30	6,9	3,8	1,1	0,0	0,0	0,8	0,2	0,0	6,4	21,2	7,7	12,8	14,7	1,1	66,3	5,7	3,9	0,7
B-31	2,8	1,7	0,3	0,0	0,1	0,4	0,0	0,0	13,0	29,5	6,3	14,1	14,3	1,0	62,4	7,2	3,1	1,8
B-32	32,7	8,4	0,1	0,0	0,0	0,7	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,0	6,8	10,7	3,5	1,2
B-42	12,9	3,8	0,0	0,0	0,0	0,7	0,0	1,5	8,9	23,3	7,1	10,5	12,5	1,6	30,2	8,7	1,9	0,4
B-49A	2,1	10,8	1,9	0,1	0,4	2,6	0,0	0,0	4,2	21,4	16,5	8,7	18,9	1,7	7,8	6,3	1,5	2,7
B-49B	15,5	5,3	5,7	0,1	0,0	18,8	0,0	0,0	0,0	0,0	9,1	0,0	5,3	1,6	0,0	7,7	2,5	0,1

**Tabelle A5: Lage- und Streumaße petrographischer Daten:** Abkürzungen: **M:** arithmetisches Mittel, **Md:** Median, **Min:** Minimum, **Max:** Maximum, **R:** Spannweite, **Q<sub>75</sub>-Q<sub>25</sub>:** Interquartilabstand, **SD:** Standardabweichung, **Sk:** Schiefe, **K:** Kurtosis, David-Test auf Normalverteilung: **nN:** nicht normalverteilt, **N:** normalverteilt

		<b>M</b>	<b>Md</b>	<b>Min</b>	<b>Max</b>	<b>R</b>	<b>Q<sub>75</sub>-Q<sub>25</sub></b>	<b>SD</b>	<b>Sk</b>	<b>K</b>	<b>David-T</b>	
deitritische Mineralphasen (point counting)	Qz <sub>m</sub> [vol.-%]	<b>44,14</b>	44,20	30,80	54,00	23,20	7,20	5,11	-0,11	-0,32	4,54	nN
	Qz <sub>p</sub> [vol.-%]	<b>7,24</b>	6,80	0,60	23,20	22,60	5,00	4,12	0,82	1,06	5,49	N
	Kf [vol.-%]	<b>6,08</b>	5,80	1,00	11,40	10,40	3,00	2,32	0,46	-0,37	4,49	nN
	Pl [vol.-%]	<b>1,54</b>	1,20	0,00	5,00	5,00	1,20	1,14	1,12	0,79	4,40	nN
	S+Gl [vol.-%]	<b>0,11</b>	0,00	0,00	1,60	1,60	0,20	0,24	3,89	19,28	6,77	nN
	Lv <sub>f1,2</sub> [vol.-%]	<b>1,68</b>	1,02	0,00	11,70	11,70	2,03	1,94	2,20	6,72	6,02	nN
	Lv <sub>f3</sub> [vol.-%]	<b>3,65</b>	2,63	0,00	14,60	14,60	3,18	3,13	1,45	1,88	4,66	nN
	Lv <sub>f4</sub> [vol.-%]	<b>0,86</b>	0,64	0,00	5,55	5,55	1,15	1,08	1,84	3,77	5,14	N
	Lv <sub>m1</sub> [vol.-%]	<b>0,73</b>	0,45	0,00	7,40	7,40	0,81	0,91	3,75	23,05	8,15	nN
	Lv <sub>m2</sub> [vol.-%]	<b>0,64</b>	0,39	0,00	4,12	4,12	0,91	0,77	1,57	2,97	5,37	N
	Lv <sub>m3</sub> [vol.-%]	<b>0,20</b>	0,01	0,00	2,20	2,20	0,20	0,42	2,94	9,24	5,27	N
	Lm [vol.-%]	<b>0,83</b>	0,60	0,00	3,60	3,60	1,20	0,71	1,11	1,24	5,07	N
	Ls [vol.-%]	<b>0,30</b>	0,20	0,00	2,20	2,20	0,40	0,42	2,13	5,21	5,24	N
	opK [vol.-%]	<b>0,41</b>	0,20	0,00	3,00	3,00	0,60	0,51	2,07	5,83	5,84	N
	ILK [vol.-%]	<b>0,50</b>	0,20	0,00	10,40	10,40	0,40	1,24	6,17	43,17	8,38	nN
	T <sub>i</sub> [vol.-%]	<b>0,24</b>	0,00	0,00	5,80	5,80	0,00	0,91	4,65	22,78	6,37	nN
T <sub>m</sub> [vol.-%]	<b>0,82</b>	0,00	0,00	39,60	39,60	0,00	4,12	7,50	65,29	9,61	nN	
T <sub>l</sub> [vol.-%]	<b>0,83</b>	0,00	0,00	15,20	15,20	0,00	2,60	3,92	15,87	5,85	N	
authigene Mineralphasen (point counting)	Qz <sub>r</sub> [vol.-%]	<b>4,51</b>	3,80	0,00	16,80	16,80	3,75	3,38	1,25	1,63	4,97	N
	Qz <sub>s</sub> [vol.-%]	<b>1,71</b>	0,90	0,00	10,80	10,80	2,60	2,28	1,85	3,85	4,73	N
	Fsp [vol.-%]	<b>1,45</b>	1,20	0,00	5,20	5,20	1,80	1,17	0,79	-0,08	4,44	nN
	An <sub>r</sub> [vol.-%]	<b>7,60</b>	4,00	0,00	32,40	32,40	11,80	8,38	1,17	0,27	3,87	nN
	An <sub>s</sub> [vol.-%]	<b>0,44</b>	0,00	0,00	18,30	18,30	0,00	1,95	7,05	58,56	9,36	nN
	G [vol.-%]	<b>0,34</b>	0,20	0,00	7,60	7,60	0,40	0,77	7,22	65,93	9,93	nN
	Ba [vol.-%]	<b>0,06</b>	0,00	0,00	0,60	0,60	0,00	0,13	2,15	3,89	4,72	N
	Cc <sub>r</sub> [vol.-%]	<b>2,05</b>	1,05	0,00	16,20	16,20	2,60	2,81	2,23	6,05	5,77	N
	Cc <sub>s</sub> [vol.-%]	<b>1,81</b>	1,20	0,00	10,05	10,05	2,40	2,22	1,57	2,09	4,53	nN
	Hm [vol.-%]	<b>0,41</b>	0,00	0,00	8,00	8,00	0,00	1,24	4,22	20,27	6,43	nN
	Ti [vol.-%]	<b>0,26</b>	0,00	0,00	3,20	3,20	0,40	0,56	3,23	11,74	5,76	N
	CT [vol.-%]	<b>0,57</b>	0,19	0,00	5,65	5,65	0,77	0,88	2,71	9,71	6,39	nN
	CS <sub>1</sub> [vol.-%]	<b>0,64</b>	0,26	0,00	4,00	4,00	1,08	0,82	1,74	3,13	4,85	N
	CS <sub>2</sub> [vol.-%]	<b>0,52</b>	0,15	0,00	5,83	5,83	0,69	0,89	3,00	11,55	6,57	nN
	CL [vol.-%]	<b>0,03</b>	0,00	0,00	1,60	1,60	0,00	0,15	9,53	99,19	10,65	nN
	IM <sub>1</sub> [vol.-%]	<b>0,37</b>	0,17	0,00	2,42	2,42	0,54	0,49	1,97	4,55	4,97	N
	IM <sub>2</sub> [vol.-%]	<b>0,31</b>	0,16	0,00	1,74	1,74	0,44	0,39	1,68	2,59	4,45	nN
IC [vol.-%]	<b>1,07</b>	1,00	0,00	3,80	3,80	0,80	0,68	1,21	2,28	5,63	N	
Textur	IGV [%]	<b>28,62</b>	28,33	15,52	50,88	35,36	7,29	5,59	0,59	1,08	6,32	nN
	COPL [%]	<b>15,84</b>	16,76	1,06	28,98	27,92	7,86	6,17	-0,47	-0,32	4,52	nN
	K <sub>mean</sub> [µm]	<b>206</b>	197	103	317	213	54	41	1	0	5	N
	K <sub>max</sub> [µm]	<b>433</b>	412	216	1026	810	190	140	1	2	6	N
	Sort [0-2]	<b>0,36</b>	0,30	0,00	1,00	1,00	0,20	0,22	0,62	0,80	4,59	nN
	R [0-5]	<b>3,82</b>	4,00	3,00	5,00	2,00	0,50	0,44	0,75	0,83	4,58	nN
	Sph [0-1]	<b>0,60</b>	0,60	0,20	0,85	0,65	0,20	0,15	-0,44	-0,74	4,25	nN

**Tabelle A5 (Fortsetzung)**

		<b>M</b>	<b>Md</b>	<b>Min</b>	<b>Max</b>	<b>R</b>	<b>Q<sub>75</sub>-Q<sub>25</sub></b>	<b>SD</b>	<b>Sk</b>	<b>K</b>	<b>David-T</b>	
Porensystem	Φ <sub>inter</sub> [%]	<b>4,79</b>	3,60	0,00	17,80	17,80	7,93	4,54	0,78	-0,28	3,92	nN
	Φ <sub>ü</sub> [%]	<b>0,21</b>	0,00	0,00	3,84	3,84	0,00	0,53	3,84	18,87	7,18	nN
	Φ <sub>intra</sub> [%]	<b>0,76</b>	0,81	0,00	2,96	2,96	1,06	0,64	0,58	0,10	4,66	nN
	Φ <sub>ges</sub> [%]	<b>5,00</b>	4,20	0,00	19,80	19,80	8,00	4,71	0,77	-0,18	4,20	nN
	Φ <sub>B</sub> [%]	<b>3,33</b>	2,39	0,00	14,82	14,82	5,19	3,56	1,13	0,76	4,16	nN
	P <sub>d</sub> [1/mm <sup>2</sup> ]	<b>24,00</b>	21,66	0,02	94,50	94,48	31,47	22,19	1,02	0,82	4,26	nN
	P <sub>gr</sub> [µm <sup>2</sup> ]	<b>800</b>	680	103	3177	3075	613	570	2	4	5	N
	F <sub>min</sub> [µm]	<b>20,69</b>	20,75	5,19	53,90	48,71	7,26	6,83	1,00	3,55	7,13	nN
	F <sub>v</sub> -	<b>0,58</b>	0,58	0,17	0,84	0,67	0,06	0,08	-1,79	10,68	8,64	nN
	P <sub>run</sub> -	<b>0,65</b>	0,79	0,13	1,75	1,62	0,64	0,37	0,27	-0,86	4,38	nN
	P <sub>ind</sub> -	<b>20,52</b>	18,87	6,31	61,31	55,00	10,75	10,01	1,49	3,40	5,49	N
	PoA [1/µm]	<b>0,22</b>	0,19	0,06	0,76	0,70	0,18	0,12	1,12	1,99	5,78	N
	P <sub>sort</sub> -	<b>1,65</b>	1,68	0,00	2,82	2,82	0,66	0,59	-0,82	0,96	4,75	N
	P <sub>vern</sub> [0-5]	<b>2,60</b>	3,00	0,00	5,00	5,00	3,50	1,86	-0,23	-1,43	2,69	nN
	PSA [µm]	<b>138</b>	119	39	537	498	56	80	3	15	6	nN
	detritische Mineralphasen (zur Pore exponiert)	QZ <sub>m</sub> [eff.-%]	<b>9,10</b>	7,72	0,00	34,91	34,91	7,37	7,89	1,33	1,81	4,42
QZ <sub>p</sub> [eff.-%]		<b>0,63</b>	0,26	0,00	7,99	7,99	0,74	1,24	4,62	25,67	6,42	nN
Kf [eff.-%]		<b>4,52</b>	3,03	0,00	24,39	24,39	4,91	4,72	1,90	5,14	5,16	N
PI [eff.-%]		<b>0,31</b>	0,00	0,00	5,04	5,04	0,28	0,80	4,72	26,18	6,34	nN
S+GI [eff.-%]		<b>0,03</b>	0,00	0,00	0,82	0,82	0,00	0,12	5,77	35,64	6,60	nN
LV <sub>f1,2</sub> [eff.-%]		<b>0,74</b>	0,06	0,00	10,11	10,11	0,65	1,68	4,05	19,75	6,00	nN
LV <sub>f3</sub> [eff.-%]		<b>0,51</b>	0,00	0,00	8,42	8,42	0,44	1,38	4,69	24,32	6,12	nN
LV <sub>f4</sub> [eff.-%]		<b>0,08</b>	0,00	0,00	2,70	2,70	0,00	0,38	6,67	45,97	7,01	nN
LV <sub>m1</sub> [eff.-%]		<b>1,18</b>	0,11	0,00	16,24	16,24	0,83	3,04	3,79	14,99	5,34	N
LV <sub>m2</sub> [eff.-%]		<b>0,48</b>	0,00	0,00	16,53	16,53	0,16	2,34	6,87	48,05	7,07	nN
LV <sub>m3</sub> [eff.-%]		<b>0,18</b>	0,00	0,00	4,36	4,36	0,00	0,71	5,01	26,57	6,13	nN
Lm [eff.-%]		<b>0,12</b>	0,00	0,00	2,18	2,18	0,07	0,33	5,25	31,69	6,58	nN
Ls [eff.-%]		<b>0,48</b>	0,00	0,00	5,25	5,25	0,34	1,15	3,08	9,13	4,56	nN
opK [eff.-%]		<b>0,26</b>	0,00	0,00	2,53	2,53	0,16	0,59	2,82	7,42	4,29	nN
ILK [eff.-%]		<b>0,08</b>	0,00	0,00	1,15	1,15	0,03	0,21	3,52	14,29	5,52	N
T <sub>i</sub> [eff.-%]		<b>0,65</b>	0,00	0,00	32,25	32,25	0,00	4,56	7,07	50,00	7,07	nN
T <sub>m</sub> [eff.-%]	<b>1,48</b>	0,00	0,00	48,51	48,51	0,00	7,41	5,80	35,25	6,54	nN	
authigene Mineralphasen (zur Pore exponiert)	Qz [eff.-%]	<b>5,79</b>	2,86	0,00	42,06	42,06	3,85	7,97	2,97	10,12	5,27	N
	Fsp [eff.-%]	<b>3,07</b>	2,08	0,00	16,67	16,67	3,07	3,23	2,10	5,69	5,16	N
	An [eff.-%]	<b>13,10</b>	1,19	0,00	85,55	85,55	20,60	21,48	1,95	3,47	3,98	nN
	G [eff.-%]	<b>0,61</b>	0,01	0,00	8,69	8,69	0,18	1,60	3,71	15,08	5,42	N
	Ba [eff.-%]	<b>0,20</b>	0,00	0,00	3,17	3,17	0,09	0,53	4,13	19,97	5,93	N
	Cc [eff.-%]	<b>3,00</b>	0,66	0,00	25,85	25,85	2,29	5,64	2,73	7,39	4,58	nN
	Hm [eff.-%]	<b>4,23</b>	0,00	0,00	48,60	48,60	0,23	10,86	2,78	7,20	4,47	nN
	Ti [eff.-%]	<b>0,06</b>	0,00	0,00	1,50	1,50	0,00	0,22	6,10	40,19	6,84	nN
	CT [eff.-%]	<b>2,54</b>	0,81	0,00	13,05	13,05	4,15	3,52	1,34	0,73	3,70	nN
	CS <sub>1</sub> [eff.-%]	<b>13,34</b>	9,52	0,00	55,43	55,43	25,15	14,17	0,64	-0,39	3,91	nN
	CS <sub>2</sub> [eff.-%]	<b>12,45</b>	7,41	0,00	51,97	51,97	20,28	14,67	1,17	0,42	3,54	nN
	IM <sub>1</sub> [eff.-%]	<b>6,60</b>	4,65	0,00	35,96	35,96	10,93	7,88	1,41	2,64	4,56	nN
	IM <sub>2</sub> [eff.-%]	<b>9,32</b>	6,69	0,00	34,83	34,83	16,00	9,48	0,66	-0,37	3,68	nN
IC [eff.-%]	<b>4,89</b>	1,94	0,00	46,66	46,66	4,56	8,91	3,45	12,81	5,23	N	
absolut	S <sub>inter</sub> [*10 <sup>-4</sup> m <sup>2</sup> /g]	<b>29,41</b>	7,34	0,00	117,77	117,77	57,93	36,27	1,04	-0,14	3,25	nN
	S <sub>Fsp</sub> [*10 <sup>-4</sup> m <sup>2</sup> /g]	<b>4,62</b>	3,89	0,92	10,69	9,76	2,62	2,04	0,85	0,39	4,78	N
	S <sub>Lv</sub> [*10 <sup>-4</sup> m <sup>2</sup> /g]	<b>2,67</b>	2,11	0,44	14,81	14,37	2,07	2,41	2,97	12,51	5,96	N
	S <sub>Cc</sub> [*10 <sup>-4</sup> m <sup>2</sup> /g]	<b>1,44</b>	1,00	0,00	6,64	6,64	1,41	1,35	1,71	3,66	4,92	N

**Tabelle A6: Lage- und Streumaße petrographischer Daten innerhalb der sechs  $\Phi, k$ -Klassen (1a bis 3b)**  
Abkürzungen siehe Legende Tabelle A3 und A5

	$\Phi, k$ -Klasse:	1a				1b				2a			
		M	Min	Max	SD	M	Min	Max	SD	M	Min	Max	SD
detritische Mineralphasen (point counting)	Qz <sub>m</sub> [%]	<b>45,3</b>	33,0	54,0	4,8	<b>43,2</b>	38,8	53,6	4,0	<b>45,0</b>	37,6	53,4	5,2
	Qz <sub>p</sub> [%]	<b>7,9</b>	0,6	23,2	5,0	<b>7,0</b>	1,4	14,6	4,2	<b>6,8</b>	1,2	11,8	4,0
	Kf [%]	<b>6,3</b>	2,8	11,4	2,5	<b>6,2</b>	2,2	9,6	2,2	<b>7,4</b>	3,8	11,4	2,3
	Pl [%]	<b>1,8</b>	0,0	5,0	1,3	<b>1,3</b>	0,2	3,0	0,9	<b>1,4</b>	0,4	3,2	1,1
	S+Gl [%]	<b>0,1</b>	0,0	0,6	0,2	<b>0,1</b>	0,0	0,4	0,1	<b>0,1</b>	0,0	0,8	0,3
	Lv <sub>f1,2</sub> [%]	<b>2,2</b>	0,0	11,7	2,6	<b>1,6</b>	0,0	6,1	1,8	<b>2,0</b>	0,0	6,9	2,1
	Lv <sub>f3</sub> [%]	<b>3,5</b>	0,0	11,7	2,9	<b>4,6</b>	0,4	12,9	3,4	<b>3,7</b>	0,0	9,9	2,9
	Lv <sub>f4</sub> [%]	<b>1,0</b>	0,0	5,6	1,3	<b>1,3</b>	0,0	4,6	1,4	<b>1,0</b>	0,0	3,4	1,1
	Lv <sub>m1</sub> [%]	<b>0,6</b>	0,0	3,1	0,8	<b>0,6</b>	0,0	1,4	0,4	<b>0,9</b>	0,0	2,9	0,8
	Lv <sub>m2</sub> [%]	<b>1,0</b>	0,0	4,1	0,9	<b>0,5</b>	0,0	2,2	0,7	<b>0,6</b>	0,0	2,1	0,8
	Lv <sub>m3</sub> [%]	<b>0,3</b>	0,0	2,2	0,5	<b>0,4</b>	0,0	1,4	0,4	<b>0,0</b>	0,0	0,2	0,1
	Lm [%]	<b>0,9</b>	0,0	2,2	0,6	<b>1,2</b>	0,0	3,6	1,0	<b>1,1</b>	0,2	2,2	0,7
	Ls [%]	<b>0,3</b>	0,0	2,0	0,4	<b>0,4</b>	0,0	1,6	0,5	<b>0,2</b>	0,0	0,4	0,2
	opK [%]	<b>0,2</b>	0,0	1,0	0,3	<b>0,3</b>	0,0	1,0	0,3	<b>0,5</b>	0,0	1,4	0,5
	ILK [%]	<b>0,4</b>	0,0	1,0	0,3	<b>0,8</b>	0,0	8,0	2,0	<b>0,5</b>	0,0	1,8	0,5
	T <sub>i</sub> [%]	<b>0,0</b>	0,0	0,2	0,0	<b>0,2</b>	0,0	3,6	0,9	<b>0,7</b>	0,0	5,8	1,7
	T <sub>m</sub> [%]	<b>0,3</b>	0,0	6,4	1,3	<b>0,0</b>	0,0	0,0	0,0	<b>0,0</b>	0,0	0,0	0,0
T <sub>l</sub> [%]	<b>0,0</b>	0,0	0,0	0,0	<b>1,7</b>	0,0	13,4	3,9	<b>1,5</b>	0,0	12,6	3,8	
authigene Mineralphasen (point counting)	Qz <sub>r</sub> [%]	<b>2,5</b>	0,0	8,9	2,1	<b>4,0</b>	0,0	9,6	2,9	<b>5,4</b>	0,0	12,6	4,0
	Qz <sub>s</sub> [%]	<b>2,2</b>	0,0	6,8	1,8	<b>1,7</b>	0,0	4,8	1,6	<b>2,3</b>	0,0	7,5	1,9
	Fsp [%]	<b>1,5</b>	0,0	3,6	1,1	<b>1,9</b>	0,0	5,2	1,6	<b>1,8</b>	0,0	4,0	1,3
	An <sub>r</sub> [%]	<b>4,4</b>	0,0	23,4	5,7	<b>4,1</b>	0,2	17,8	5,4	<b>2,8</b>	0,2	8,2	2,4
	An <sub>s</sub> [%]	<b>0,3</b>	0,0	4,4	1,0	<b>0,1</b>	0,0	0,6	0,2	<b>0,1</b>	0,0	0,6	0,2
	G [%]	<b>0,3</b>	0,0	1,2	0,4	<b>0,3</b>	0,0	0,8	0,3	<b>0,1</b>	0,0	0,4	0,2
	Ba [%]	<b>0,2</b>	0,0	0,6	0,2	<b>0,0</b>	0,0	0,4	0,1	<b>0,1</b>	0,0	0,4	0,1
	Cc <sub>r</sub> [%]	<b>1,1</b>	0,0	4,4	1,3	<b>1,5</b>	0,0	6,0	1,6	<b>0,4</b>	0,0	2,0	0,7
	Cc <sub>s</sub> [%]	<b>1,2</b>	0,0	4,4	1,0	<b>2,3</b>	0,0	7,7	2,6	<b>2,2</b>	0,0	4,8	1,4
	Hm [%]	<b>0,0</b>	0,0	0,4	0,1	<b>0,1</b>	0,0	2,0	0,5	<b>0,1</b>	0,0	1,4	0,4
	Ti [%]	<b>0,1</b>	0,0	0,4	0,1	<b>0,2</b>	0,0	0,8	0,3	<b>0,3</b>	0,0	1,8	0,5
	CT [%]	<b>1,1</b>	0,0	3,6	1,2	<b>0,8</b>	0,0	5,6	1,4	<b>1,0</b>	0,1	2,3	0,7
	CS <sub>1</sub> [%]	<b>1,2</b>	0,1	4,0	0,9	<b>1,0</b>	0,0	3,4	1,1	<b>1,0</b>	0,0	3,3	0,9
	CS <sub>2</sub> [%]	<b>0,6</b>	0,0	3,1	0,8	<b>0,9</b>	0,0	5,8	1,6	<b>0,6</b>	0,0	2,7	0,8
	CL [%]	<b>0,0</b>	0,0	0,0	0,0	<b>0,0</b>	0,0	0,0	0,0	<b>0,0</b>	0,0	0,0	0,0
IM <sub>1</sub> [%]	<b>0,8</b>	0,1	2,4	0,6	<b>0,5</b>	0,0	1,8	0,5	<b>0,6</b>	0,0	1,8	0,5	
IM <sub>2</sub> [%]	<b>0,5</b>	0,0	1,6	0,4	<b>0,4</b>	0,0	1,3	0,4	<b>0,5</b>	0,0	1,7	0,5	
IC [%]	<b>0,9</b>	0,4	1,8	0,4	<b>1,5</b>	0,6	3,2	0,8	<b>1,2</b>	0,4	2,8	0,7	
IGV [%]	<b>27,1</b>	21,5	36,0	3,9	<b>27,6</b>	18,6	35,8	4,7	<b>25,9</b>	20,6	35,5	4,9	
	<b>17,5</b>	6,3	23,6	4,6	<b>16,8</b>	6,6	26,3	5,3	<b>18,7</b>	6,9	24,4	5,7	
Textur	K <sub>mean</sub> [µm]	<b>215</b>	153	317	40	<b>211</b>	172	279	35	<b>205</b>	166	249	29
	K <sub>max</sub> [µm]	<b>489</b>	299	727	137	<b>421</b>	261	611	107	<b>455</b>	216	1026	216
	Sort [0-2]	<b>0,4</b>	0,0	1,0	0,2	<b>0,3</b>	0,0	0,7	0,2	<b>0,3</b>	0,0	0,7	0,2
	R [0-5]	<b>3,9</b>	3,0	5,0	0,5	<b>4,0</b>	3,5	5,0	0,5	<b>3,8</b>	3,0	4,5	0,5
	Sph [0-1]	<b>0,6</b>	0,4	0,9	0,1	<b>0,6</b>	0,3	0,8	0,1	<b>0,6</b>	0,3	0,8	0,2

**Tabelle A6 (Fortsetzung)**

Φ, k -Klasse:		2b				3a				3b			
		M	Min	Max	SD	M	Min	Max	SD	M	Min	Max	SD
detritische Mineralphasen (point counting)	QZ <sub>m</sub> [%]	<b>47,4</b>	42,8	53,8	4,3	<b>43,6</b>	33,0	54,0	5,9	<b>42,8</b>	30,8	51,4	6,3
	QZ <sub>p</sub> [%]	<b>7,4</b>	3,6	15,4	4,5	<b>7,3</b>	1,4	19,0	4,0	<b>8,7</b>	4,6	16,0	3,7
	Kf [%]	<b>6,7</b>	4,6	10,4	2,1	<b>5,5</b>	1,0	9,8	2,1	<b>5,3</b>	2,4	9,2	2,2
	PI [%]	<b>1,8</b>	0,8	3,2	0,9	<b>1,5</b>	0,0	4,6	1,2	<b>1,3</b>	0,4	2,6	0,7
	S+GI [%]	<b>0,1</b>	0,0	0,6	0,2	<b>0,1</b>	0,0	1,6	0,3	<b>0,2</b>	0,0	1,4	0,4
	LV <sub>f1,2</sub> [%]	<b>0,5</b>	0,0	1,2	0,5	<b>1,2</b>	0,0	4,5	1,3	<b>0,8</b>	0,0	2,4	0,8
	LV <sub>f3</sub> [%]	<b>2,2</b>	0,0	6,3	2,3	<b>3,5</b>	0,0	14,6	3,5	<b>1,5</b>	0,0	4,0	1,5
	LV <sub>f4</sub> [%]	<b>0,7</b>	0,0	2,1	0,8	<b>0,5</b>	0,0	2,9	0,7	<b>0,8</b>	0,0	4,0	1,2
	LV <sub>m1</sub> [%]	<b>0,5</b>	0,0	1,0	0,5	<b>0,7</b>	0,0	2,4	0,7	<b>1,2</b>	0,0	7,4	2,1
	LV <sub>m2</sub> [%]	<b>0,8</b>	0,0	2,0	0,9	<b>0,4</b>	0,0	2,2	0,6	<b>0,6</b>	0,0	2,0	0,7
	LV <sub>m3</sub> [%]	<b>0,1</b>	0,0	0,5	0,2	<b>0,2</b>	0,0	1,7	0,4	<b>0,1</b>	0,0	1,5	0,4
	Lm [%]	<b>0,9</b>	0,2	2,6	0,9	<b>0,7</b>	0,0	2,2	0,6	<b>0,4</b>	0,0	1,0	0,4
	Ls [%]	<b>0,5</b>	0,0	1,2	0,5	<b>0,4</b>	0,0	2,2	0,5	<b>0,2</b>	0,0	1,2	0,4
	opK [%]	<b>0,4</b>	0,0	1,4	0,5	<b>0,5</b>	0,0	3,0	0,6	<b>0,5</b>	0,0	2,0	0,6
	ILK [%]	<b>0,2</b>	0,0	0,8	0,3	<b>0,5</b>	0,0	10,4	1,8	<b>0,0</b>	0,0	0,0	0,0
	T <sub>i</sub> [%]	<b>0,3</b>	0,0	1,8	0,7	<b>0,2</b>	0,0	5,6	1,0	<b>1,0</b>	0,0	3,6	1,3
	T <sub>m</sub> [%]	<b>0,0</b>	0,0	0,0	0,0	<b>1,0</b>	0,0	14,4	3,5	<b>4,6</b>	0,0	39,6	11,9
T <sub>l</sub> [%]	<b>1,1</b>	0,0	3,8	1,5	<b>0,5</b>	0,0	7,0	1,5	<b>0,5</b>	0,0	5,0	1,5	
authigene Mineralphasen (point counting)	QZ <sub>f</sub> [%]	<b>5,8</b>	2,2	9,4	2,4	<b>5,7</b>	1,0	16,8	4,0	<b>6,3</b>	3,0	13,8	3,8
	QZ <sub>s</sub> [%]	<b>1,7</b>	0,0	6,6	2,6	<b>1,5</b>	0,0	10,5	2,8	<b>1,0</b>	0,0	10,8	3,3
	Fsp [%]	<b>1,3</b>	0,6	2,2	0,8	<b>1,1</b>	0,0	4,4	1,1	<b>1,0</b>	0,2	2,6	0,7
	An <sub>f</sub> [%]	<b>6,2</b>	0,0	13,0	5,4	<b>13,1</b>	0,0	32,4	10,1	<b>10,2</b>	1,2	20,4	7,8
	An <sub>s</sub> [%]	<b>1,1</b>	0,0	3,8	1,7	<b>0,6</b>	0,0	7,9	1,8	<b>0,0</b>	0,0	0,0	0,0
	G [%]	<b>0,3</b>	0,0	0,4	0,2	<b>0,5</b>	0,0	7,6	1,4	<b>0,4</b>	0,0	2,2	0,6
	Ba [%]	<b>0,1</b>	0,0	0,2	0,1	<b>0,0</b>	0,0	0,2	0,1	<b>0,0</b>	0,0	0,2	0,1
	Cc <sub>f</sub> [%]	<b>2,0</b>	0,0	5,0	1,9	<b>2,5</b>	0,0	16,2	3,5	<b>5,8</b>	0,9	11,2	3,4
	Cc <sub>s</sub> [%]	<b>2,9</b>	0,0	6,8	2,8	<b>2,0</b>	0,0	8,8	2,7	<b>1,0</b>	0,0	7,8	2,4
	Hm [%]	<b>0,0</b>	0,0	0,0	0,0	<b>0,6</b>	0,0	7,6	1,6	<b>1,8</b>	0,0	8,0	2,5
	Ti [%]	<b>0,0</b>	0,0	0,0	0,0	<b>0,3</b>	0,0	2,8	0,5	<b>0,2</b>	0,0	1,2	0,4
	CT [%]	<b>0,5</b>	0,2	1,3	0,4	<b>0,2</b>	0,0	2,2	0,5	<b>0,0</b>	0,0	0,2	0,1
	CS <sub>1</sub> [%]	<b>0,8</b>	0,2	2,0	0,7	<b>0,2</b>	0,0	1,2	0,4	<b>0,1</b>	0,0	0,6	0,2
	CS <sub>2</sub> [%]	<b>0,6</b>	0,1	1,7	0,6	<b>0,4</b>	0,0	3,2	0,8	<b>0,0</b>	0,0	0,4	0,1
	CL [%]	<b>0,0</b>	0,0	0,0	0,0	<b>0,1</b>	0,0	1,6	0,3	<b>0,1</b>	0,0	0,2	0,1
IM <sub>1</sub> [%]	<b>0,3</b>	0,1	0,5	0,2	<b>0,1</b>	0,0	0,9	0,2	<b>0,0</b>	0,0	0,2	0,1	
IM <sub>2</sub> [%]	<b>0,4</b>	0,0	0,9	0,3	<b>0,2</b>	0,0	1,3	0,4	<b>0,0</b>	0,0	0,2	0,1	
IC [%]	<b>1,3</b>	0,4	2,6	0,8	<b>0,9</b>	0,0	2,2	0,5	<b>1,0</b>	0,2	3,8	1,0	
Textur	IGV [%]	<b>27,0</b>	17,4	37,9	7,3	<b>30,5</b>	15,5	40,8	6,0	<b>32,0</b>	24,2	50,9	7,9
	COPL [%]	<b>17,2</b>	3,4	27,3	8,5	<b>13,5</b>	1,1	29,0	7,0	<b>13,6</b>	1,1	20,8	6,8
	K <sub>mean</sub> [µm]	<b>162</b>	139	187	20	<b>204</b>	136	301	44	<b>190</b>	103	278	49
	K <sub>max</sub> [µm]	<b>395</b>	331	488	67	<b>400</b>	240	604	106	<b>476</b>	271	723	148
	Sort [0-2]	<b>0,4</b>	0,3	0,5	0,1	<b>0,4</b>	0,0	1,0	0,2	<b>0,5</b>	0,3	1,0	0,2
	R [0-5]	<b>3,8</b>	3,5	4,0	0,3	<b>3,8</b>	3,0	5,0	0,4	<b>3,5</b>	3,0	4,0	0,3
	Sph [0-1]	<b>0,6</b>	0,4	0,7	0,1	<b>0,6</b>	0,3	0,8	0,2	<b>0,5</b>	0,3	0,7	0,1

**Tabelle A6 (Fortsetzung)**

Φ, k -Klasse:		1a				1b				2a			
		M	Min	Max	SD	M	Min	Max	SD	M	Min	Max	SD
Porensystem	Φ <sub>inter</sub> [%]	<b>8,4</b>	0,4	17,8	4,4	<b>6,9</b>	1,8	17,7	4,8	<b>5,9</b>	0,4	11,3	3,2
	Φ <sub>ü</sub> [%]	<b>0,6</b>	0,0	3,8	0,9	<b>0,4</b>	0,0	1,6	0,5	<b>0,1</b>	0,0	0,7	0,2
	Φ <sub>intra</sub> [%]	<b>1,1</b>	0,0	1,7	0,5	<b>0,8</b>	0,1	1,8	0,5	<b>1,2</b>	0,0	3,0	0,9
	Φ <sub>ges</sub> [%]	<b>9,0</b>	0,4	19,8	4,5	<b>7,3</b>	1,8	18,0	4,8	<b>6,0</b>	0,4	12,0	3,3
	Φ <sub>B</sub> [%]	<b>7,1</b>	0,3	14,8	3,7	<b>4,9</b>	1,0	8,1	2,0	<b>3,1</b>	1,2	6,6	1,5
	P <sub>d</sub> [l/mm <sup>2</sup> ]	<b>38,0</b>	6,7	89,7	19,1	<b>36,2</b>	4,9	94,5	25,6	<b>27,8</b>	0,2	46,3	12,5
	P <sub>gr</sub> [μm <sup>2</sup> ]	<b>1167</b>	409	2547	536	<b>834</b>	403	2131	426	<b>746</b>	309	1560	386
	F <sub>min</sub> [μm]	<b>24,6</b>	13,0	35,4	5,0	<b>22,2</b>	17,8	31,5	3,8	<b>19,9</b>	12,6	28,9	5,0
	F <sub>v</sub> -	<b>0,6</b>	0,5	0,7	0,0	<b>0,6</b>	0,5	0,6	0,0	<b>0,6</b>	0,4	0,6	0,1
	P <sub>run</sub> -	<b>0,7</b>	0,2	1,6	0,4	<b>0,5</b>	0,2	1,4	0,4	<b>0,6</b>	0,2	0,9	0,3
	P <sub>ind</sub> -	<b>26,6</b>	17,3	42,9	7,7	<b>20,4</b>	12,0	48,2	8,4	<b>19,7</b>	9,6	30,9	6,8
	PoA [1/μm]	<b>0,2</b>	0,1	0,3	0,1	<b>0,2</b>	0,1	0,4	0,1	<b>0,2</b>	0,1	0,4	0,1
	P <sub>sort</sub> -	<b>2,0</b>	1,3	2,8	0,4	<b>1,6</b>	0,0	2,3	0,5	<b>1,8</b>	1,2	2,5	0,4
	P <sub>vern</sub> [0-5]	<b>4,0</b>	2,0	5,0	1,1	<b>4,0</b>	1,5	5,0	0,9	<b>3,3</b>	0,0	5,0	1,3
	PSA [μm]	<b>104</b>	72	169	28	<b>98</b>	75	140	29	<b>103</b>	75	130	22
	detritische Mineralphasen (z. Pore exponiert)	QZ <sub>m</sub> [%]	<b>5,4</b>	0,6	15,6	4,6	<b>7,1</b>	0,9	19,5	7,1	<b>7,8</b>	0,8	20,0
QZ <sub>p</sub> [%]		<b>0,4</b>	0,0	0,9	0,3	<b>0,7</b>	0,1	1,9	0,8	<b>0,4</b>	0,0	1,7	0,6
Kf [%]		<b>3,0</b>	0,3	5,5	1,9	<b>4,0</b>	0,5	11,0	4,1	<b>7,8</b>	0,5	24,4	9,2
PI [%]		<b>0,1</b>	0,0	0,7	0,2	<b>0,4</b>	0,0	1,1	0,5	<b>0,4</b>	0,0	2,0	0,8
S+GI [%]		<b>0,0</b>	0,0	0,0	0,0	<b>0,0</b>	0,0	0,0	0,0	<b>0,0</b>	0,0	0,0	0,0
Lv <sub>i</sub> [%]		<b>1,0</b>	0,1	3,8	1,2	<b>1,0</b>	0,0	3,3	1,2	<b>0,5</b>	0,0	2,4	1,0
Lv <sub>m</sub> [%]		<b>0,6</b>	0,0	3,3	1,0	<b>0,7</b>	0,0	2,5	1,0	<b>3,9</b>	0,0	20,6	8,2
Lm [%]		<b>0,2</b>	0,0	0,5	0,2	<b>0,1</b>	0,0	0,2	0,1	<b>0,0</b>	0,0	0,1	0,0
Ls [%]		<b>0,3</b>	0,0	1,7	0,5	<b>0,1</b>	0,0	0,6	0,2	<b>0,4</b>	0,0	1,2	0,5
opK [%]		<b>0,1</b>	0,0	0,7	0,2	<b>0,0</b>	0,0	0,0	0,0	<b>0,0</b>	0,0	0,1	0,1
ILK [%]		<b>0,1</b>	0,0	0,6	0,2	<b>0,1</b>	0,0	0,4	0,2	<b>0,1</b>	0,0	0,5	0,2
T <sub>i</sub> [%]		<b>0,0</b>	0,0	0,0	0,0	<b>0,0</b>	0,0	0,0	0,0	<b>0,0</b>	0,0	0,0	0,0
T <sub>m</sub> [%]		<b>0,0</b>	0,0	0,0	0,0	<b>0,0</b>	0,0	0,0	0,0	<b>0,0</b>	0,0	0,0	0,0
authigene Mineralphasen (z. Pore exponiert)	Qz [%]	<b>3,1</b>	0,7	8,2	2,1	<b>6,5</b>	0,1	19,1	7,6	<b>10,4</b>	1,2	32,7	11,6
	Fsp [%]	<b>3,2</b>	0,9	8,6	2,5	<b>3,2</b>	0,8	5,2	1,5	<b>3,6</b>	1,3	8,4	2,6
	An [%]	<b>2,5</b>	0,0	23,1	6,8	<b>2,0</b>	0,0	5,2	2,4	<b>0,4</b>	0,0	1,1	0,5
	G [%]	<b>0,0</b>	0,0	0,2	0,1	<b>0,1</b>	0,0	0,3	0,1	<b>0,0</b>	0,0	0,0	0,0
	Ba [%]	<b>0,1</b>	0,0	0,4	0,1	<b>0,2</b>	0,0	1,0	0,4	<b>0,0</b>	0,0	0,0	0,0
	Cc [%]	<b>0,3</b>	0,1	0,8	0,2	<b>0,9</b>	0,0	2,8	1,2	<b>0,6</b>	0,0	0,9	0,3
	Hm [%]	<b>0,1</b>	0,0	1,1	0,3	<b>0,1</b>	0,0	0,2	0,1	<b>0,1</b>	0,0	0,4	0,2
	Ti [%]	<b>0,0</b>	0,0	0,2	0,1	<b>0,1</b>	0,0	0,3	0,1	<b>0,3</b>	0,0	1,5	0,6
	CT [%]	<b>4,8</b>	0,0	13,0	4,1	<b>4,6</b>	0,9	9,4	3,5	<b>4,4</b>	0,0	9,0	4,2
	CS <sub>1</sub> [%]	<b>24,4</b>	10,3	32,0	7,8	<b>23,5</b>	7,1	35,7	9,5	<b>21,6</b>	0,0	55,4	20,2
	CS <sub>2</sub> [%]	<b>13,9</b>	2,7	42,0	12,0	<b>23,0</b>	2,5	50,2	17,4	<b>11,9</b>	0,0	33,6	11,5
	IM <sub>1</sub> [%]	<b>15,5</b>	4,4	36,0	8,6	<b>7,9</b>	0,0	12,5	4,6	<b>9,5</b>	0,0	19,7	6,7
	IM <sub>2</sub> [%]	<b>17,1</b>	6,5	34,8	7,9	<b>9,3</b>	0,0	17,5	6,7	<b>12,4</b>	0,0	29,4	9,9
IC [%]	<b>3,4</b>	0,9	10,0	2,7	<b>4,6</b>	2,5	8,1	2,6	<b>3,4</b>	1,1	9,2	3,0	
absolut	S <sub>inter</sub> [*10 <sup>-4</sup> m <sup>2</sup> /g]	<b>64,0</b>	9,1	116,5	36,8	<b>54,9</b>	6,1	104,2	35,4	<b>37,0</b>	0,0	84,5	33,0
	S <sub>Fsp</sub> [*10 <sup>-4</sup> m <sup>2</sup> /g]	<b>5,7</b>	2,5	8,4	2,1	<b>4,8</b>	2,6	7,3	1,9	<b>6,1</b>	3,6	10,7	3,0
	S <sub>Lv</sub> [*10 <sup>-4</sup> m <sup>2</sup> /g]	<b>4,3</b>	1,3	14,8	3,8	<b>3,9</b>	0,7	7,6	2,9	<b>3,2</b>	1,9	5,5	1,4
	S <sub>Cc</sub> [*10 <sup>-4</sup> m <sup>2</sup> /g]	<b>0,9</b>	0,0	1,8	0,6	<b>0,6</b>	0,2	1,1	0,4	<b>0,8</b>	0,4	1,2	0,3

**Tabelle A6 (Fortsetzung)**

Φ, k -Klasse:		2b				3a				3b			
		M	Min	Max	SD	M	Min	Max	SD	M	Min	Max	SD
Porensystem	Φ <sub>inter</sub> [%]	<b>2,9</b>	1,4	5,0	1,2	<b>1,4</b>	0,0	6,8	1,8	<b>0,5</b>	0,0	4,6	1,4
	Φ <sub>ü</sub> [%]	<b>0,3</b>	0,0	2,0	0,8	<b>0,0</b>	0,0	0,3	0,1	<b>0,0</b>	0,0	0,0	0,0
	Φ <sub>intra</sub> [%]	<b>0,8</b>	0,2	1,6	0,6	<b>0,5</b>	0,0	1,9	0,6	<b>0,1</b>	0,0	0,7	0,3
	Φ <sub>ges</sub> [%]	<b>3,3</b>	1,4	5,0	1,2	<b>1,4</b>	0,0	6,8	1,8	<b>0,5</b>	0,0	4,6	1,4
	Φ <sub>B</sub> [%]	<b>1,5</b>	0,3	4,3	1,4	<b>0,8</b>	0,0	4,6	1,2	<b>0,0</b>	0,0	0,2	0,0
	P <sub>d</sub> [l/mm <sup>2</sup> ]	<b>22,7</b>	6,3	36,9	12,2	<b>10,7</b>	0,0	63,0	14,8	<b>5,0</b>	0,1	47,9	14,3
	P <sub>gr</sub> [μm <sup>2</sup> ]	<b>594</b>	326	868	195	<b>497</b>	103	1721	432	<b>1086</b>	120	3177	1093
	F <sub>min</sub> [μm]	<b>18,1</b>	15,1	21,2	2,4	<b>16,9</b>	8,4	31,3	6,0	<b>23,2</b>	5,2	53,9	14,8
	F <sub>v</sub> -	<b>0,6</b>	0,6	0,6	0,0	<b>0,6</b>	0,5	0,8	0,1	<b>0,5</b>	0,2	0,8	0,2
	P <sub>run</sub> -	<b>1,0</b>	0,8	1,2	0,1	<b>0,7</b>	0,1	1,0	0,3	<b>0,7</b>	0,2	1,3	0,4
	P <sub>ind</sub> -	<b>19,8</b>	13,9	24,1	3,9	<b>16,1</b>	6,9	37,9	8,5	<b>23,3</b>	6,3	61,3	19,5
	PoA [1/μm]	<b>0,2</b>	0,1	0,2	0,0	<b>0,3</b>	0,1	0,8	0,2	<b>0,2</b>	0,1	0,4	0,1
	P <sub>sort</sub> -	<b>1,8</b>	1,6	2,1	0,2	<b>1,3</b>	0,0	2,4	0,7	<b>1,7</b>	0,8	2,6	0,7
	P <sub>vern</sub> [0-5]	<b>1,3</b>	0,0	3,5	1,6	<b>1,2</b>	0,0	4,0	1,3	<b>0,4</b>	0,0	4,0	1,2
	PSA [μm]	<b>159</b>	126	230	48	<b>183</b>	39	537	141	<b>165</b>	116	211	39
detritische Mineralphasen (z. Pore exponiert)	QZ <sub>m</sub> [%]	<b>1,7</b>	0,8	2,9	1,1	<b>12,0</b>	0,0	25,3	7,1	<b>13,3</b>	1,1	34,9	10,8
	QZ <sub>p</sub> [%]	<b>0,2</b>	0,0	0,3	0,1	<b>1,0</b>	0,0	8,0	2,1	<b>0,5</b>	0,0	3,3	1,0
	Kf [%]	<b>1,0</b>	0,7	1,4	0,4	<b>5,9</b>	0,0	13,1	4,2	<b>3,6</b>	0,0	12,2	4,1
	PI [%]	<b>0,1</b>	0,0	0,3	0,2	<b>0,7</b>	0,0	5,0	1,3	<b>0,0</b>	0,0	0,0	0,0
	S+GI [%]	<b>0,1</b>	0,0	0,3	0,2	<b>0,1</b>	0,0	0,8	0,2	<b>0,0</b>	0,0	0,0	0,0
	Lv <sub>i</sub> [%]	<b>0,3</b>	0,0	0,6	0,3	<b>3,1</b>	0,0	21,2	6,1	<b>0,1</b>	0,0	1,2	0,4
	Lv <sub>m</sub> [%]	<b>1,3</b>	0,0	3,9	2,2	<b>3,6</b>	0,0	29,7	8,4	<b>0,3</b>	0,0	2,1	0,7
	Lm [%]	<b>0,1</b>	0,0	0,2	0,1	<b>0,2</b>	0,0	2,2	0,6	<b>0,1</b>	0,0	0,6	0,2
	Ls [%]	<b>0,0</b>	0,0	0,0	0,0	<b>1,2</b>	0,0	5,3	1,9	<b>0,0</b>	0,0	0,0	0,0
	opK [%]	<b>0,1</b>	0,0	0,2	0,1	<b>0,5</b>	0,0	2,3	0,8	<b>0,3</b>	0,0	2,5	0,8
	ILK [%]	<b>0,0</b>	0,0	0,0	0,0	<b>0,1</b>	0,0	1,2	0,3	<b>0,0</b>	0,0	0,0	0,0
	T <sub>i</sub> [%]	<b>0,0</b>	0,0	0,0	0,0	<b>0,0</b>	0,0	0,0	0,0	<b>3,2</b>	0,0	32,3	10,2
	T <sub>m</sub> [%]	<b>0,0</b>	0,0	0,0	0,0	<b>1,8</b>	0,0	20,9	5,6	<b>4,9</b>	0,0	48,5	15,3
authigene Mineralphasen (z. Pore exponiert)	Qz [%]	<b>2,0</b>	1,5	2,4	0,5	<b>5,4</b>	0,0	17,7	5,3	<b>7,2</b>	0,0	42,1	12,8
	Fsp [%]	<b>1,9</b>	1,3	2,8	0,8	<b>3,6</b>	0,0	10,8	3,4	<b>2,2</b>	0,0	16,7	5,1
	An [%]	<b>0,8</b>	0,1	1,6	0,7	<b>26,4</b>	0,6	85,6	23,8	<b>24,1</b>	0,0	84,4	29,2
	G [%]	<b>0,0</b>	0,0	0,1	0,0	<b>1,5</b>	0,0	8,7	2,7	<b>0,8</b>	0,0	3,1	1,2
	Ba [%]	<b>0,2</b>	0,0	0,4	0,2	<b>0,3</b>	0,0	1,5	0,5	<b>0,3</b>	0,0	3,2	1,0
	Cc [%]	<b>0,9</b>	0,1	1,9	0,9	<b>4,7</b>	0,0	18,8	5,2	<b>7,0</b>	0,0	25,9	9,7
	Hm [%]	<b>0,1</b>	0,0	0,2	0,1	<b>4,3</b>	0,0	37,0	10,3	<b>14,9</b>	0,0	48,6	17,8
	Ti [%]	<b>0,0</b>	0,0	0,0	0,0	<b>0,0</b>	0,0	0,2	0,1	<b>0,0</b>	0,0	0,0	0,0
	CT [%]	<b>4,2</b>	1,4	8,9	4,1	<b>0,3</b>	0,0	4,2	1,1	<b>0,3</b>	0,0	2,5	0,8
	CS <sub>1</sub> [%]	<b>21,1</b>	8,8	29,3	10,9	<b>2,6</b>	0,0	21,4	6,4	<b>2,9</b>	0,0	28,2	8,9
	CS <sub>2</sub> [%]	<b>26,3</b>	11,0	35,9	13,4	<b>7,5</b>	0,0	65,4	19,2	<b>7,6</b>	0,0	75,8	24,0
	IM <sub>1</sub> [%]	<b>9,8</b>	6,6	15,9	5,2	<b>1,0</b>	0,0	8,7	2,5	<b>1,2</b>	0,0	11,9	3,7
	IM <sub>2</sub> [%]	<b>20,6</b>	12,4	27,0	7,5	<b>4,9</b>	0,0	18,9	7,5	<b>1,8</b>	0,0	18,0	5,7
IC [%]	<b>7,5</b>	1,2	14,4	6,6	<b>7,3</b>	0,0	46,7	15,1	<b>3,5</b>	0,0	24,7	7,8	
absolut	S <sub>inter</sub> [*10 <sup>-4</sup> m <sup>2</sup> /g]	<b>32,3</b>	24,6	39,0	7,3	<b>1,8</b>	0,0	7,8	2,7	<b>5,8</b>	0,0	56,8	17,9
	S <sub>Fsp</sub> [*10 <sup>-4</sup> m <sup>2</sup> /g]	<b>4,2</b>	3,7	5,1	0,8	<b>3,7</b>	0,9	7,7	1,7	<b>3,9</b>	1,9	6,4	1,3
	S <sub>Lv</sub> [*10 <sup>-4</sup> m <sup>2</sup> /g]	<b>2,1</b>	0,8	3,5	1,3	<b>1,5</b>	0,4	3,3	0,9	<b>1,6</b>	0,5	2,9	0,9
	S <sub>Cc</sub> [*10 <sup>-4</sup> m <sup>2</sup> /g]	<b>1,3</b>	0,1	2,5	1,2	<b>2,0</b>	0,0	6,6	1,9	<b>2,1</b>	0,3	4,0	1,2

**Tabelle A7: Korrelationsmatrizen: Gesamtgesteins-Zusammensetzung vs. petrographische Parameter**  
 Rangkorrelationskoeffizienten ( $r^2$ ) nach Spearman (1904): **hellgrau**: positive Korrelation ( $0,5 > r^2 > 1,0$ )  
**dunkelgrau**: negative Korrelation ( $-0,5 < r^2 < -1,0$ ); Abkürzungen petrographischer Parameter siehe Tabelle A3

	Al	Ca	Fe	K	Mg	Mn	Na	P	Ti	Cs	Ba	Pb	Sr	Th	U	V	Cr	Co	Zn	Cu	Ni	
Al	0,00																					
Ca	<b>-0,67</b>	0,00																				
Fe	0,37	-0,11	0,00																			
K	<b>0,83</b>	<b>-0,56</b>	0,22	0,00																		
Mg	0,36	-0,12	0,70	0,13	0,00																	
Mn	-0,04	0,23	0,27	-0,17	0,34	0,00																
Na	<b>0,65</b>	<b>-0,67</b>	-0,06	0,34	0,09	-0,05	0,00															
P	<b>0,74</b>	-0,42	<b>0,50</b>	<b>0,55</b>	0,34	-0,02	0,43	0,00														
Ti	0,44	-0,32	<b>0,68</b>	0,14	0,46	0,20	0,34	<b>0,62</b>	0,00													
Cs	0,27	0,06	0,47	0,23	0,21	0,25	-0,28	0,28	0,32	0,00												
Ba	0,41	<b>-0,58</b>	-0,11	0,50	-0,15	-0,21	0,38	0,21	0,02	-0,14	0,00											
Pb	0,47	-0,26	0,43	<b>0,54</b>	0,16	-0,07	0,00	0,35	0,13	0,43	0,36	0,00										
Sr	-0,44	<b>0,55</b>	-0,21	-0,24	-0,35	-0,33	-0,40	-0,27	-0,28	-0,03	0,04	-0,03	0,00									
Th	<b>0,60</b>	-0,26	0,41	<b>0,55</b>	0,33	0,05	0,27	<b>0,60</b>	0,44	0,18	0,15	0,26	-0,20	0,00								
U	0,32	-0,40	0,41	0,22	0,19	0,04	0,17	0,41	<b>0,51</b>	0,35	0,24	0,16	-0,13	0,26	0,00							
V	0,49	-0,34	<b>0,71</b>	0,20	<b>0,53</b>	0,19	0,35	<b>0,59</b>	<b>0,90</b>	0,37	0,06	0,22	-0,29	0,46	0,45	0,00						
Cr	0,21	-0,03	<b>0,64</b>	-0,01	<b>0,51</b>	0,03	0,02	0,34	<b>0,71</b>	0,25	-0,09	0,24	0,00	0,34	0,36	<b>0,63</b>	0,00					
Co	0,39	-0,24	0,37	0,41	<b>0,52</b>	0,11	0,07	0,38	0,17	0,01	0,35	0,41	-0,27	0,33	0,05	0,23	0,19	0,00				
Zn	<b>0,68</b>	-0,36	<b>0,53</b>	<b>0,55</b>	<b>0,51</b>	-0,02	0,25	<b>0,56</b>	0,39	0,29	0,35	<b>0,59</b>	-0,18	0,49	0,26	0,48	0,36	<b>0,61</b>	0,00			
Cu	0,00	-0,03	-0,08	0,01	-0,13	0,08	0,05	-0,02	0,01	-0,05	0,06	-0,03	-0,10	0,19	0,00	0,02	-0,03	0,07	0,07	0,00		
Ni	<b>0,57</b>	-0,21	<b>0,53</b>	<b>0,51</b>	<b>0,51</b>	0,16	0,05	0,47	0,25	0,41	0,17	<b>0,62</b>	-0,30	0,39	0,11	0,35	0,22	<b>0,73</b>	<b>0,77</b>	-0,10	0,00	
QZ <sub>m</sub> +QZ <sub>p</sub>	0,17	-0,19	-0,11	0,20	0,00	-0,34	0,11	-0,01	-0,07	0,02	0,06	0,13	-0,07	0,00	0,06	-0,05	-0,02	0,06	-0,02	-0,24	0,09	
QZ <sub>Z</sub>	0,15	-0,26	-0,13	-0,16	-0,02	0,20	0,44	0,14	0,36	-0,09	0,03	-0,35	-0,33	0,14	0,24	0,25	0,13	-0,30	0,00	0,32	-0,27	
QZ <sub>d</sub> +QZ <sub>Z</sub>	0,29	-0,32	-0,14	0,12	-0,01	-0,23	0,38	0,13	0,17	-0,03	0,06	-0,08	-0,24	0,11	0,24	0,14	0,06	-0,13	0,00	-0,09	-0,05	
Pl + Kf	0,21	-0,23	-0,19	0,20	-0,07	-0,04	0,28	0,09	-0,01	-0,25	0,23	-0,06	-0,18	0,14	-0,04	-0,01	-0,17	0,08	0,14	<b>0,52</b>	-0,04	
Kf	0,24	-0,24	-0,08	0,17	-0,02	0,01	0,31	0,19	0,13	-0,21	0,22	-0,11	-0,16	0,20	0,11	0,14	-0,06	0,01	0,17	0,46	-0,03	
Pl	0,13	-0,10	-0,31	0,21	-0,13	-0,17	0,14	-0,09	-0,30	-0,21	0,09	0,07	-0,15	0,07	-0,25	-0,28	-0,30	0,16	0,04	0,35	-0,03	
Ab <sub>Z</sub>	0,13	-0,18	-0,05	-0,03	-0,06	0,16	0,27	0,15	0,34	-0,09	0,16	-0,14	-0,17	0,17	0,16	0,27	0,16	-0,07	0,07	0,14	-0,12	
Pl + Ab <sub>Z</sub>	0,19	-0,21	-0,29	0,18	-0,17	-0,06	0,25	0,02	-0,03	-0,18	0,25	0,02	-0,19	0,15	-0,09	-0,05	-0,15	0,09	0,11	0,40	-0,08	
Lv <sub>f</sub>	0,06	-0,23	-0,06	0,22	-0,03	-0,05	-0,01	0,02	-0,04	-0,16	0,34	0,04	0,06	0,07	0,08	-0,09	-0,08	0,10	-0,03	-0,14	0,00	
Pl + Kf + ¼ Lv <sub>f</sub>	0,27	-0,41	-0,16	0,36	-0,06	-0,07	0,26	0,14	-0,02	-0,37	0,43	-0,05	-0,14	0,25	0,07	-0,01	-0,24	0,17	0,15	0,31	0,00	
Lv <sub>m</sub>	0,38	-0,15	0,12	0,29	0,21	0,14	0,14	0,36	0,02	0,03	0,03	0,16	-0,36	0,48	0,23	0,00	-0,09	0,39	0,40	0,21	0,45	
ΣLv	0,20	-0,24	0,09	0,28	0,13	0,08	-0,02	0,17	-0,03	-0,07	0,26	0,09	-0,14	0,28	0,19	-0,06	-0,12	0,29	0,21	0,03	0,21	
ΣL	0,17	-0,19	0,19	0,27	0,19	0,07	-0,08	0,21	0,00	0,04	0,24	0,12	-0,05	0,28	0,20	0,01	-0,03	0,33	0,28	0,02	0,27	
Cc	-0,30	0,31	0,09	-0,44	0,12	<b>0,51</b>	-0,12	-0,17	0,10	0,19	-0,37	-0,29	-0,02	-0,30	-0,05	0,06	-0,05	-0,28	-0,24	-0,10	-0,14	
An+G	<b>-0,56</b>	<b>0,70</b>	-0,04	-0,42	-0,18	0,01	-0,47	-0,30	-0,26	-0,01	-0,34	-0,10	<b>0,60</b>	-0,39	-0,34	-0,31	0,06	-0,13	-0,25	-0,20	-0,19	
Ba	0,15	-0,06	-0,17	0,20	0,03	-0,13	0,17	0,06	-0,16	-0,14	0,28	0,07	0,14	0,10	0,05	-0,04	-0,09	0,15	0,14	-0,18	0,14	
Hm	-0,41	0,48	0,37	-0,50	-0,04	0,26	-0,37	-0,11	0,13	0,36	-0,47	0,10	0,27	-0,23	-0,04	0,08	0,19	-0,19	-0,03	-0,05	0,05	
Hm <sub>d</sub>	-0,34	0,40	0,34	-0,40	0,05	0,39	-0,34	-0,06	0,14	0,33	<b>-0,54</b>	-0,04	0,10	-0,12	-0,03	0,09	0,18	-0,22	-0,09	-0,03	0,04	
Hm+Ti	-0,28	0,47	0,29	-0,31	0,00	0,40	-0,26	-0,01	0,14	0,32	-0,43	0,00	0,18	-0,11	0,08	0,08	0,09	-0,22	-0,03	-0,07	0,00	
Ti <sub>d</sub>	0,22	-0,36	0,20	0,18	0,13	-0,01	0,27	0,08	0,25	-0,03	0,35	0,06	-0,06	0,05	0,28	0,28	0,06	0,12	0,12	0,15	-0,02	
Ti	0,05	0,08	-0,07	0,13	0,06	0,23	0,07	0,10	0,06	-0,04	-0,05	-0,21	-0,06	0,10	0,12	0,03	-0,10	-0,09	-0,03	-0,07	-0,09	
T <sub>m</sub>	-0,08	0,28	0,41	-0,22	0,31	0,16	-0,12	0,18	0,20	0,23	-0,41	-0,03	0,02	0,10	0,08	0,19	0,23	0,14	0,14	-0,10	0,26	
Chl	0,45	-0,40	-0,13	0,43	0,04	-0,29	0,29	0,37	0,16	-0,10	0,46	0,08	-0,13	0,43	0,28	0,15	0,02	0,31	0,31	-0,10	0,25	
Chl + ½ IC	0,46	-0,41	-0,10	0,45	0,04	-0,28	0,25	0,38	0,19	-0,01	0,50	0,15	-0,11	0,43	0,30	0,18	0,05	0,31	0,34	-0,08	0,28	
IM	<b>0,56</b>	-0,48	-0,09	<b>0,56</b>	0,08	-0,29	0,32	0,44	0,18	-0,02	<b>0,54</b>	0,20	-0,16	0,49	0,32	0,21	0,06	0,39	0,38	-0,07	0,33	
IC	0,04	-0,16	0,03	0,11	0,01	0,10	-0,09	-0,10	0,03	0,19	0,15	0,20	-0,10	-0,06	-0,02	0,01	-0,02	0,01	-0,04	0,08	0,06	
IM+ ½ IC	<b>0,51</b>	-0,43	-0,01	<b>0,52</b>	0,09	-0,23	0,20	0,42	0,22	0,15	<b>0,51</b>	0,30	-0,13	0,42	0,31	0,23	0,10	0,38	0,38	-0,07	0,40	
IM+ILK	<b>0,55</b>	<b>-0,52</b>	-0,05	<b>0,56</b>	0,10	-0,31	0,33	0,45	0,21	-0,03	<b>0,56</b>	0,22	-0,16	0,47	0,30	0,24	0,09	0,39	0,36	-0,07	0,30	
IM+IC+ILK	0,48	-0,48	0,07	0,48	0,14	-0,14	0,20	0,37	0,26	0,15	<b>0,52</b>	0,30	-0,19	0,37	0,30	0,26	0,15	0,37	0,31	-0,04	0,36	

**Tabelle A7 (Fortsetzung): Petrographie: Klasten vs. Zemente**  
Rangkorrelationskoeffizienten ( $r^2$ ) nach Spearman (1904)

	Qz <sub>m</sub>	Qz <sub>p</sub>	Kf	Pl	Lv <sub>f</sub>	Lv <sub>f1</sub>	Lv <sub>f3</sub>	Lv <sub>m</sub>	L <sub>m</sub>	L <sub>chl</sub>	Hm <sub>d</sub>	Ti <sub>d</sub>	T <sub>i</sub>	T <sub>m</sub>	T <sub>i</sub>
Qz <sub>Z</sub>	0,71	0,49	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,06	0,70	0,11	0,55	0,73	0,32	0,00	0,44
Qz <sub>Zfr</sub>	0,16	0,36	0,03	0,07	0,00	0,02	0,00	0,04	0,61	0,01	0,05	0,81	1,00	0,26	0,34
Qz <sub>Zsp</sub>	0,00	0,75	0,19	0,01	0,94	0,53	0,87	0,74	0,04	0,12	0,00	0,04	0,07	0,00	0,99
Ab <sub>Z</sub>	0,01	0,00	0,00	0,67	0,13	0,22	0,40	0,27	0,21	0,60	0,40	0,13	0,02	0,06	0,28
An	0,00	0,66	0,37	0,04	0,33	0,22	0,61	0,29	0,00	0,15	0,12	0,13	0,14	0,57	0,55
Ab <sub>fr</sub>	0,00	0,49	0,47	0,01	0,51	0,26	0,95	0,27	0,00	0,10	0,36	0,29	0,08	0,70	0,44
Ab <sub>sp</sub>	0,22	0,44	0,86	0,12	0,52	0,31	0,56	0,97	0,87	1,00	0,95	0,77	0,25	0,23	0,51
Ba	0,16	0,00	0,71	0,04	0,38	0,75	0,07	0,88	0,50	0,85	0,01	0,42	0,19	0,06	0,12
G	0,00	0,93	0,06	0,17	0,07	0,23	0,04	0,83	0,59	0,95	0,72	0,15	0,01	0,83	0,92
An+G	0,00	0,65	0,24	0,03	0,45	0,30	0,81	0,32	0,00	0,14	0,13	0,06	0,22	0,63	0,41
Cc	0,39	0,01	0,72	0,00	0,69	0,92	0,52	0,25	0,10	0,80	0,01	0,66	0,23	0,77	0,71
Cc <sub>fr</sub>	0,00	0,22	0,28	0,03	0,95	0,94	0,72	0,58	0,07	0,26	0,00	0,07	0,03	0,01	0,75
Cc <sub>sp</sub>	0,00	0,01	0,01	0,46	0,18	0,74	0,26	0,08	0,99	0,21	0,08	0,00	0,07	0,00	0,90
Hm	0,14	0,06	0,02	0,25	0,04	0,52	0,13	0,50	0,81	0,11	0,00	0,01	0,01	0,13	0,63
Ti	0,00	0,14	0,53	0,10	0,03	0,26	0,04	0,76	0,50	0,46	0,88	0,02	0,62	0,71	0,88
Chl	0,00	0,01	0,74	0,00	0,62	0,61	0,94	0,30	0,00	0,71	0,00	0,12	0,02	0,01	0,46
CT	0,07	1,00	0,97	0,09	0,11	0,13	0,16	0,56	0,00	0,53	0,01	0,01	0,00	0,01	0,98
CS <sub>1</sub>	0,03	0,15	0,97	0,00	0,11	0,21	0,26	0,20	0,00	0,20	0,00	0,02	0,00	0,04	0,63
CS <sub>2</sub>	0,00	0,01	0,92	0,00	0,92	0,97	0,83	0,09	0,00	0,06	0,01	0,19	0,25	0,18	0,09
IM	0,01	0,11	0,82	0,01	0,10	0,49	0,25	0,17	0,00	0,26	0,00	0,07	0,01	0,00	0,51
IM <sub>1</sub>	0,03	0,45	0,95	0,06	0,05	0,06	0,15	0,07	0,00	0,17	0,01	0,09	0,04	0,02	0,54
IM <sub>2</sub>	0,01	0,05	0,97	0,01	0,28	0,81	0,35	0,18	0,00	0,14	0,00	0,20	0,03	0,01	0,23
IC	0,03	0,39	0,86	0,57	0,53	0,46	0,30	0,02	0,01	0,52	0,42	0,40	0,84	0,27	0,01
früh Σblocky	0,00	0,30	0,78	0,13	0,05	0,09	0,15	0,65	0,01	0,01	0,03	0,07	0,09	0,90	0,95
früh An+Cc+Q	0,00	0,40	0,69	0,15	0,03	0,06	0,11	0,72	0,01	0,01	0,02	0,06	0,06	0,94	0,91
früh An+Cc	0,00	0,37	0,27	0,00	0,43	0,31	0,92	0,57	0,00	0,06	0,05	0,08	0,03	0,46	0,54
früh Qz+½ Ab	0,16	0,36	0,03	0,07	0,00	0,02	0,00	0,04	0,59	0,01	0,05	0,81	1,00	0,27	0,35
spät Σblocky	0,00	0,25	0,04	0,17	0,82	0,97	0,94	0,36	0,30	0,12	0,01	0,01	0,01	0,01	0,78
spät An+Cc+Q	0,00	0,26	0,04	0,16	0,82	0,96	0,95	0,35	0,29	0,12	0,01	0,01	0,01	0,01	0,78
spät An+Cc	0,00	0,03	0,01	0,91	0,54	0,94	0,62	0,25	0,82	0,39	0,28	0,01	0,06	0,07	0,95
spät Qz+½ Ab	0,09	0,48	0,03	0,04	0,65	0,35	0,84	0,69	0,05	0,19	0,02	0,02	0,01	0,00	0,63
Σblocky	0,00	0,08	0,77	0,29	0,00	0,02	0,03	0,93	0,00	0,03	0,03	0,05	0,60	0,27	0,98
ΣAn+G+Ba	0,00	0,72	0,29	0,05	0,33	0,27	0,62	0,31	0,00	0,13	0,15	0,08	0,21	0,54	0,50
ΣAn+Cc	0,00	0,17	0,38	0,00	0,18	0,14	0,49	0,23	0,00	0,16	0,01	0,04	0,14	0,59	0,91
ΣQz	0,66	0,11	0,00	0,03	0,01	0,13	0,00	0,05	0,53	0,31	0,37	0,43	0,09	0,00	0,25
IM+Chl+IC	0,00	0,01	0,85	0,02	0,25	0,39	0,52	0,63	0,00	0,27	0,01	0,07	0,03	0,05	0,13
IM+IC	0,01	0,15	0,90	0,53	0,06	0,20	0,09	0,58	0,00	0,13	0,24	0,03	0,14	0,56	0,02
IM+ILK	0,01	0,38	0,63	0,16	0,01	0,14	0,04	0,57	0,00	0,16	0,00	0,01	0,01	0,00	0,45
IM+IC+ILK	0,01	0,23	0,95	0,81	0,04	0,13	0,07	0,64	0,00	0,16	0,12	0,02	0,10	0,40	0,05
Hm+Ti	0,00	0,65	0,08	0,02	0,72	0,94	0,89	0,51	0,69	0,03	0,00	0,51	0,00	0,07	0,40
Chl+IC	0,00	0,01	0,80	0,02	0,34	0,40	0,64	0,81	0,00	0,30	0,03	0,06	0,06	0,11	0,10

**Tabelle A8: Ausgewählte Kontrollfaktoren von  $\Phi$  und k**  
dargestellt für die Gesamtheit der untersuchten Proben sowie für Proben mit >2% Makroporosität

Rangkorrelationskoeffizient $r^2$ (Spearman, 1904)	Porositäts-Minderung gesamt $\Phi_{IA} > 2\%$		Permeabilitäts-Minderung gesamt $\Phi_{IA} > 2\%$		Porositäts-Minderung gesamt $\Phi_{IA} > 2\%$		Permeabilitäts-Minderung gesamt $\Phi_{IA} > 2\%$	
	$\Phi_{He}$ (%)	$\Phi_{He}$ (%)	log k [mD]	log k [mD]	$\Phi_{He}$ (%)	$\Phi_{He}$ (%)	log k [mD]	log k [mD]
<b>Porensystem</b>								
$\Phi_{Bildanalyse}$	0,74	0,37	0,75	0,41				
$\Phi_{inter}$ (point counting)	0,75	0,50	0,71	0,41				
$\Phi_{ges}$ (point counting)	0,76	0,54	0,71	0,47				
% $\Phi_{intra}$ bezogen auf $\Phi_{ges}$ (point counting)	-0,53	-0,23	-0,52	-0,21				
% $\Phi_{Mikro}$ bezogen auf $\Phi_{He}$	-0,43	0,40	-0,46	0,23				
Porengröße ( $\mu m^2$ )	0,43	0,27	0,47	0,40				
kleiner Feret-Durchmesser ( $\mu m$ )	0,40	0,19	0,43	0,32				
Porendichte ( $1/mm^2$ )	0,55	0,00	0,52	-0,07				
Porengröße / Porendichte ( $\mu m^2/mm^2$ )	-0,47	0,06	-0,38	0,24				
Porendichte der Großporen > 2048 $\mu m^2$ ( $1/mm^2$ )	0,65	0,26	0,63	0,25				
% Flächensummen-Anteil Kleinporen < 128 $\mu m^2$	-0,33	-0,39	-0,32	-0,35				
% Flächensummen-Anteil Kleinporen < 256 $\mu m^2$	-0,34	-0,47	-0,37	-0,54				
Scheinbare Poren-Vernetzung (0-5)	0,70	0,43	0,69	0,33				
mittlerer Poren-Schwerpunktstand ( $\mu m$ )	-0,43	0,32	-0,49	0,26				
mittlerer Porenindex	0,38	0,16	0,46	0,37				
mittleres Feretverhältnis	-0,07	-0,24	0,00	-0,02				
mittlere Porenrundung	-0,11	-0,02	-0,07	0,06				
<b>authigene Tonminerale</b>								
	<b>volumetrisch</b>				<b>effektiv</b>			
IM / $\Phi_{inter}$	-0,11	-0,14	-0,13	-0,17	0,28	-0,34	0,18	-0,38
IM / Porendichte	0,01	0,14	-0,01	0,10	0,37	0,00	0,27	-0,04
IM / kleiner Feret-Durchmesser	0,25	0,10	0,21	0,02	0,49	0,26	0,40	0,31
Chl / $\Phi_{inter}$	-0,12	-0,20	-0,10	-0,14	0,24	-0,62	0,15	-0,66
Chl / Porendichte	0,06	0,00	0,06	0,04	0,13	-0,31	0,08	-0,24
Chl / kleiner Feret-Durchmesser	0,27	0,04	0,22	0,01	0,40	-0,14	0,36	-0,04
IM+Chl / $\Phi_{inter}$	-0,07	-0,17	-0,06	-0,13	0,25	-0,59	0,15	-0,65
IM+Chl / Porendichte	0,02	0,01	0,02	0,03	0,24	-0,20	0,20	-0,12
IM+Chl / kleiner Feret-Durchmesser	0,24	0,03	0,20	0,00	0,45	0,03	0,40	0,18
IM+Chl+IC / $\Phi_{inter}$	-0,26	-0,18	-0,23	-0,14	0,09	-0,59	0,01	-0,67
IM+Chl+IC / Porendichte	-0,08	0,06	-0,11	0,05	-0,05	-0,20	-0,07	-0,11
IM+Chl+IC / kleiner Feret-Durchmesser	0,17	0,05	0,11	-0,01	0,38	0,09	0,35	0,22
IM / (IM+Chl) / $\Phi_{inter}$	-0,52	-0,39	-0,49	-0,38				
IM / (IM+Chl) / Porendichte	-0,24	0,04	-0,27	-0,01				
IM / (IM+Chl) / kleiner Feret-Durchmesser	-0,26	-0,05	-0,35	-0,28				

**Tabelle A8 (Fortsetzung)**

Rangkorrelationskoeffizient $r^2$ (Spearman, 1904)	Porositäts-Minderung gesamt $\Phi_{IA} > 2\%$		Permeabilitäts-Minderung gesamt $\Phi_{IA} > 2\%$		Porositäts-Minderung gesamt $\Phi_{IA} > 2\%$		Permeabilitäts-Minderung gesamt $\Phi_{IA} > 2\%$	
	$\Phi_{He}$ (%)	$\Phi_{He}$ (%)	log k [mD]	log k [mD]	$\Phi_{He}$ (%)	$\Phi_{He}$ (%)	log k [mD]	log k [mD]
<b>Rauhigkeit der Poren-Mineral-Grenzfläche</b>								
coating-Dicke ( $\mu\text{m}$ ) / $\Phi_{inter}$	-0,22	0,06	-0,24	0,11				
coating-Dicke ( $\mu\text{m}$ ) / kleiner Feret-Durchmesser	0,01	0,25	-0,06	0,15				
<b>blockige Zemente und Matrix</b>								
	<b>volumetrisch</b>				<b>effektiv</b>			
AnZ /IGV	-0,44	-0,18	-0,37	-0,01	-0,44	-0,13	-0,40	-0,06
CcZ /IGV	-0,32	-0,25	-0,33	-0,28	-0,49	0,03	-0,51	-0,21
QzZ /IGV	-0,24	-0,57	-0,20	-0,40	-0,03	-0,28	-0,19	-0,54
AbZ /IGV	0,30	0,20	0,26	0,11	0,39	-0,11	0,29	-0,08
$\Sigma$ blocky Z /IGV	-0,66	-0,54	-0,61	-0,41	-0,50	-0,15	-0,53	-0,39
$\Sigma$ früher AnZ+CcZ+QzZ /IGV	-0,58	-0,33	-0,53	-0,19				
früher AnZ /IGV	-0,42	-0,15	-0,37	-0,02				
früher CcZ /IGV	-0,35	-0,04	-0,33	0,07				
$\Sigma$ später AnZ+CcZ+QzZ+ $\frac{1}{2}$ AbZ /IGV	0,16	-0,44	0,16	-0,43				
später CcZ /IGV	0,03	-0,19	0,00	-0,27				
später QzZ /IGV	0,21	-0,36	0,24	-0,24				
$\Sigma$ später AnZ+CcZ+QzZ+ $\frac{1}{2}$ AbZ / $\Phi_{inter}$	-0,59	-0,54	-0,48	-0,41				
später CcZ / $\Phi_{inter}$	-0,24	-0,53	-0,17	-0,40				
später QzZ / $\Phi_{inter}$	-0,57	-0,52	-0,48	-0,35				
IC + Tonmatrix /IGV	-0,04	-0,18	-0,03	-0,15				
Tonlaminen + Tonscherben /IGV	-0,18	-0,19	-0,19	-0,20				
$\Sigma$ detritischer Ton /IGV	...	...	...	...				
<b>mechanische Kompaktion</b>								
% IGV	-0,22	-0,01	-0,20	0,03				
$\Phi_{Bildanalyse}$ / IGV	0,68	0,27	0,67	0,30				
$\Phi_{ges}$ (point counting) / IGV	0,74	0,54	0,68	0,44				
COPL / $\Phi_{inter}$	-0,50	-0,39	-0,46	-0,32				
COPL / $\Phi_{Bildanalyse}$	-0,58	-0,28	-0,58	-0,34				
COPL / CEPL	0,44	0,23	0,41	0,17				
<b>Fazies und Architektur</b>								
Fazies-Code	0,03	0,07	0,05	0,09				
Lithotyp-Code	0,02	-0,12	0,04	-0,20				
Architekturklasse	0,12	-0,01	0,05	-0,24				
Korngröße (mean)	0,01	-0,01	0,09	0,12				
Korngröße (max)	-0,36	0,04	-0,41	-0,14				
Sortierung (Longiaru, 1987)	-0,25	0,18	-0,32	-0,03				

**Tabelle A9: Mikrosonden-Analysen: Mittelwerte, Lage- und Streumaße der mineralchemischen Zusammensetzungen** **M:** arithmetisches Mittel, **Min:** Minimum, **Max:** Maximum; **Ant.:** prozentualer Anteil des Minerals bezogen auf den Klasten (%); **R:** roter Sandstein, **G:** grauer Sandstein; **Rh:** roter Sandstein, hell im BSE-Bild; **Rd:** rot, dunkel; **Gh:** grau, hell; **Gd:** grau, dunkel; **An:** Anhydrit-Zement; **Abz:** Albit-Zement; **Ba:** Baryt-Zement; **Kutan:** rekristallisierter Illit-Chlorit-Kutan in Klast-Einbuchtung; **Chl-L:** porenfüllende Chlorit-Leiste; **CT, CS:** tangentielle und subtangentielle Chlorit-Kornüberzüge; **Hm:** authigener Hämatit; **Ti:** authigene Titanoxide; **Ak:** Alkalifeldspat; **Pl:** Plagioklas; **Qz:** Quarz; **Chl:** Chlorit; **C-I-V:** engständige Vermengung von Chlorit und Illit

Mineral	Ant. [vol.-%]	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CaO	FeO	MgO	MnO	TiO <sub>2</sub>	BaO	SrO	SO <sub>3</sub>
		jeweils [Gew.-%]											
<b>Calcitzement</b>													
R		<b>M</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>95,6</b>	<b>0,0</b>	<b>0,4</b>	<b>3,9</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
R	Cc Rh	min	0,0	0,0	0,0	0,0	90,5	0,0	0,1	1,8	0,0	0,0	0,0
R		max	0,0	0,0	0,0	0,0	98,0	0,4	0,8	8,7	0,0	0,0	0,1
R		<b>M</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>98,3</b>	<b>0,0</b>	<b>0,1</b>	<b>1,6</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
R	Cc Rd	min	0,0	0,0	0,0	0,0	96,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
R		max	0,0	0,0	0,0	0,0	99,8	0,0	0,6	3,6	0,0	0,0	0,1
G		<b>M</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>91,5</b>	<b>1,4</b>	<b>0,5</b>	<b>6,6</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
G	Cc Gh	min	0,0	0,0	0,0	0,0	74,3	0,0	0,0	0,8	0,0	0,0	0,0
G		max	0,0	0,0	0,0	0,0	98,3	7,7	13,4	10,6	0,0	0,0	0,1
G		<b>M</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>95,1</b>	<b>0,7</b>	<b>0,3</b>	<b>3,9</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
G	Cc Gd	min	0,0	0,0	0,0	0,0	88,5	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0
G		max	0,0	0,0	0,0	0,0	98,8	1,8	1,7	7,9	0,0	0,0	0,1
<b>Anhydritzement</b>													
R		<b>M</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>42,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,1</b>
R	An	min	0,0	0,0	0,0	0,0	41,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1
R		max	0,0	0,0	0,0	0,0	42,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2
G		<b>M</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>42,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,2</b>	<b>57,8</b>
G	An	min	0,0	0,0	0,0	0,0	41,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1
G		max	0,0	0,0	0,0	0,0	42,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	58,1
<b>Feldspatzement</b>													
	AbZ	<b>M</b>	<b>68,0</b>	<b>20,9</b>	<b>11,1</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
		min	66,8	20,5	4,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
		max	73,8	22,2	12,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<b>Barytzement</b>													
G		<b>M</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>67,1</b>	<b>2,0</b>	<b>30,9</b>
G	Ba	min	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	65,9	1,0	29,5
G		max	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	69,5	2,8	31,7
<b>Authigener Chlorit und Tonkutane</b>													
R		<b>M</b>	<b>50,5</b>	<b>23,3</b>	<b>0,0</b>	<b>12,4</b>	<b>0,0</b>	<b>9,7</b>	<b>4,1</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
R	Kutan	min	44,1	19,1	0,0	8,3	0,0	5,9	2,8	0,0	0,0	0,0	0,0
R		max	58,2	26,0	0,0	15,1	0,0	15,6	5,9	0,0	0,0	0,0	0,0
R		<b>M</b>	<b>50,5</b>	<b>25,6</b>	<b>0,0</b>	<b>9,2</b>	<b>0,0</b>	<b>10,0</b>	<b>4,7</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
R	Chl-L	min	43,1	19,9	0,0	7,0	0,0	1,0	1,9	0,0	0,0	0,0	0,0
R		max	56,4	36,4	0,0	14,3	0,0	18,1	6,9	0,0	0,0	0,0	0,0
G		<b>M</b>	<b>53,4</b>	<b>25,1</b>	<b>0,0</b>	<b>11,2</b>	<b>0,0</b>	<b>6,0</b>	<b>4,3</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
G	Kutan	min	35,3	16,9	0,0	0,0	0,0	1,5	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0
G		max	63,1	32,3	0,0	23,7	0,0	23,3	13,6	0,0	0,0	0,0	0,0
G		<b>M</b>	<b>45,4</b>	<b>25,3</b>	<b>0,0</b>	<b>4,4</b>	<b>0,0</b>	<b>15,9</b>	<b>8,9</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
G	Chl-L	min	34,9	20,9	0,0	0,9	0,0	2,0	2,4	0,0	0,0	0,0	0,0
G		max	58,7	31,0	0,0	16,0	0,0	28,4	14,8	0,0	0,0	0,0	0,0
G		<b>M</b>	<b>49,2</b>	<b>23,1</b>	<b>0,0</b>	<b>6,2</b>	<b>0,0</b>	<b>14,4</b>	<b>7,1</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
G	CT	min	39,2	19,4	0,0	1,4	0,0	3,5	2,1	0,0	0,0	0,0	0,0
G		max	59,6	27,1	0,0	14,8	0,0	29,7	14,9	0,0	0,0	0,0	0,0
G		<b>M</b>	<b>48,7</b>	<b>24,0</b>	<b>0,0</b>	<b>7,2</b>	<b>0,0</b>	<b>13,2</b>	<b>6,9</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
G	CS	min	36,4	18,8	0,0	0,0	0,0	0,8	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0
G		max	62,2	28,5	0,0	23,1	0,0	25,1	12,3	0,0	0,0	0,0	0,0

**Tabelle A9 (Fortsetzung)**

Mineral		Ant. [vol.-%]	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CaO	FeO	MgO	MnO	TiO <sub>2</sub>	BaO	SrO	SO <sub>3</sub>
			jeweils [Gew.-%]											
<b>Authigener Hämatit</b>														
R		<b>M</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>99,1</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,9</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
R	Hm	min	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	98,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
R		max	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0	0,0	0,0	2,0	0,0	0,0	0,0
<b>Authigenes Titanoxid</b>														
G		<b>M</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>1,3</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>98,7</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
G	Ti	min	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	96,3	0,0	0,0	0,0
G		max	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,7	0,0	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0
<b>Felsische Vulkanoklasten (grobkristalliner Typ)</b>														
R		<b>M</b>	<b>65,8</b>	<b>21,3</b>	<b>5,1</b>	<b>7,8</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
R	Ak	min 76,7	65,0	19,5	0,1	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
R		max	66,7	23,1	10,0	15,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
R		<b>M</b>	<b>67,4</b>	<b>21,4</b>	<b>11,3</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
R	Pl	min 23,3	66,6	20,6	10,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
R		max	68,0	23,3	12,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
G		<b>M</b>	<b>65,9</b>	<b>19,6</b>	<b>1,7</b>	<b>12,8</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
G	Ak	min 57,6	64,8	16,5	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
G		max	71,0	21,4	10,4	15,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
G		<b>M</b>	<b>68,5</b>	<b>20,3</b>	<b>11,2</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
G	Pl	min 22,5	66,8	16,7	8,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
G		max	74,7	21,1	12,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
G		<b>M</b>	<b>100,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
G	Qz	min 19,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
G		max	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<b>Felsische Vulkanoklasten (feinkristalliner Typ)</b>														
R		<b>M</b>	<b>67,1</b>	<b>20,4</b>	<b>6,2</b>	<b>6,3</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
R	Ak	min 52,6	65,0	19,6	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
R		max	69,6	22,3	11,4	15,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
R		<b>M</b>	<b>75,5</b>	<b>15,8</b>	<b>8,8</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
R	Pl	min 28,9	67,5	10,4	6,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
R		max	83,4	21,2	11,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
R		<b>M</b>	<b>100,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
R	Qz	min 4,4	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
R		max	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
R		<b>M</b>	<b>47,2</b>	<b>26,6</b>	<b>0,0</b>	<b>3,9</b>	<b>0,0</b>	<b>11,1</b>	<b>11,1</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
R	Chl	min 8,8	35,8	22,5	0,0	0,0	0,0	1,7	1,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
R		max	57,4	31,6	0,0	7,4	0,0	18,1	23,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
R		<b>M</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>50,6</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>49,4</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
R	Fe,Ti	min 5,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
R		max	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0	0,0	0,0	98,9	0,0	0,0	0,0
G		<b>M</b>	<b>66,1</b>	<b>19,4</b>	<b>1,2</b>	<b>13,3</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
G	Ak	min 49,4	64,7	17,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
G		max	72,2	21,7	10,2	15,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
G		<b>M</b>	<b>67,7</b>	<b>20,8</b>	<b>11,5</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
G	Pl	min 17,5	66,7	20,5	9,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
G		max	70,1	21,7	12,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
G		<b>M</b>	<b>100,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
G	Qz	min 32,7	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
G		max	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
G		<b>M</b>	<b>57,6</b>	<b>27,5</b>	<b>0,0</b>	<b>8,8</b>	<b>0,0</b>	<b>2,2</b>	<b>3,8</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
G	Chl	min 0,2	57,5	27,4	0,0	8,6	0,0	2,2	3,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
G		max	57,7	27,7	0,0	9,0	0,0	2,3	4,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
G		<b>M</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>97,6</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>2,4</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
G	Hm	min 0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	97,6	0,0	0,0	2,4	0,0	0,0	0,0
G		max	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	97,6	0,0	0,0	2,4	0,0	0,0	0,0

Tabelle A9 (Fortsetzung)

Mineral	Ant. [vol.-%]	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CaO	FeO	MgO	MnO	TiO <sub>2</sub>	BaO	SrO	SO <sub>3</sub>
jeweils [Gew.-%]													
<b>Mafische Vulkanoklasten</b>													
R		<b>M</b>	<b>68,4</b>	<b>20,6</b>	<b>7,3</b>	<b>2,8</b>	<b>0,9</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
R	Ak	min 1,8	66,1	18,9	0,3	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
R		max	71,5	21,8	10,3	13,9	5,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
R		<b>M</b>	<b>68,2</b>	<b>21,0</b>	<b>10,7</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
R	Pl	min 62,5	66,7	20,7	9,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
R		max	69,2	21,4	12,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
R		<b>M</b>	<b>37,8</b>	<b>23,5</b>	<b>0,0</b>	<b>3,3</b>	<b>0,0</b>	<b>21,7</b>	<b>13,6</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
R	Chl	min 23,8	27,1	17,8	0,0	0,6	0,0	3,6	2,6	0,0	0,0	0,0	0,0
R		max	51,0	33,8	0,0	9,5	0,0	41,1	22,4	0,0	0,0	0,0	0,0
R		<b>M</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>100,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
R	Ti	min 11,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	0,0	0,0	0,0
R		max	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0
G		<b>M</b>	<b>63,7</b>	<b>23,4</b>	<b>3,6</b>	<b>9,3</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
G	Ak	min 26,4	8,0	3,8	3,5	8,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
G		max	4,6	9,7	6,9	5,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
G		<b>M</b>	<b>67,6</b>	<b>20,9</b>	<b>11,5</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
G	Pl	min 50,8	0,7	0,5	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
G		max	0,9	0,4	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
G		<b>M</b>	<b>43,2</b>	<b>27,3</b>	<b>0,0</b>	<b>4,6</b>	<b>0,0</b>	<b>14,8</b>	<b>10,1</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
G	Chl	min 16,8	33,1	21,0	0,0	0,3	0,0	4,3	1,6	0,0	0,0	0,0	0,0
G		max	56,7	34,3	0,0	9,8	0,0	25,6	19,8	0,0	0,0	0,0	0,0
G		<b>M</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>24,7</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>75,3</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
G	Fe, Ti	min 6,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,0	0,0	0,0	0,0
G		max	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	97,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<b>Metamorphe Vulkanoklasten</b>													
R		<b>M</b>	<b>46,4</b>	<b>31,8</b>	<b>0,0</b>	<b>5,1</b>	<b>0,0</b>	<b>10,7</b>	<b>6,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
R	C-IV	min 66,9	30,2	24,1	0,0	0,0	0,8	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
R		max	59,1	40,0	0,0	8,3	0,0	31,7	17,9	0,0	0,0	0,0	0,0
R		<b>M</b>	<b>100,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
R	Qz	min 33,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
R		max	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
G		<b>M</b>	<b>65,2</b>	<b>19,6</b>	<b>0,0</b>	<b>15,2</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
G	Ak	min 10	65,2	19,6	0,0	15,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
G		max	65,2	19,6	0,0	15,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
G		<b>M</b>	<b>68,8</b>	<b>21,0</b>	<b>10,2</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
G	Pl	min 35	68,8	21,0	10,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
G		max	68,8	21,0	10,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
G		<b>M</b>	<b>55,4</b>	<b>27,7</b>	<b>0,0</b>	<b>8,6</b>	<b>0,0</b>	<b>4,6</b>	<b>3,8</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
G	Chl	min 55	51,4	26,4	0,0	7,5	0,0	2,9	3,2	0,0	0,0	0,0	0,0
G		max	59,0	28,4	0,0	9,8	0,0	7,9	5,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<b>Kalifeldspat-Klasten</b>													
R		<b>M</b>	<b>65,3</b>	<b>19,6</b>	<b>0,5</b>	<b>14,7</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
R	Ak	min	64,7	18,5	0,0	13,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
R		max	67,2	19,8	0,8	15,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
G		<b>M</b>	<b>65,1</b>	<b>19,6</b>	<b>0,9</b>	<b>14,4</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
G	Ak	min	64,7	19,1	0,0	5,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
G		max	64,7	19,1	0,0	5,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<b>Plagioklas-Klasten</b>													
G		<b>M</b>	<b>67,5</b>	<b>21,4</b>	<b>10,6</b>	<b>0,4</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
G	Pl	min	66,6	20,5	7,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
G		max	68,9	23,1	12,0	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

**Tabelle A10: Mikrosonden-Analysen: Karbonatzemente:** Abkürzungen: **Rh:** roter Sandstein, hell im BSE-Bild; **Rd:** rot, dunkel; **Gh:** grau, hell; **Gd:** grau, dunkel; **d.l.:** detection limit (Nachweisgrenze)

Typ	Probe	Messung	CaO [Gew.-%]	MgO [Gew.-%]	MnO [Gew.-%]	FeO [Gew.-%]	SrO [Gew.-%]	SO <sub>3</sub> [Gew.-%]	Summe [Gew.-%]
Rh	A-3	T1 130	53,39	0,05	1,45	<d.l.	<d.l.	<d.l.	54,89
Rh	A-3	T1 224	53,13	0,36	2,00	0,04	<d.l.	<d.l.	55,54
Rh	A-3	T1 225	52,34	0,16	2,62	<d.l.	<d.l.	<d.l.	55,12
Rh	A-3	T1 226	51,97	0,27	3,46	0,06	<d.l.	<d.l.	55,76
Rh	A-3	T1 227	52,20	0,31	3,58	0,05	<d.l.	<d.l.	56,14
Rh	A-3	T1 228	51,60	0,29	4,75	0,10	<d.l.	<d.l.	56,73
Rh	A-3	T1 229	51,16	0,30	4,91	0,11	0,04	<d.l.	56,52
Rh	A-3	T1 230	51,89	0,29	4,35	0,05	<d.l.	<d.l.	56,58
Rh	A-3	T1 231	53,02	0,15	2,85	<d.l.	<d.l.	<d.l.	56,01
Rh	A-3	T1 232	53,31	0,16	2,74	<d.l.	0,05	<d.l.	56,26
Rh	A-3	T1 255	52,39	0,20	3,83	0,08	<d.l.	<d.l.	56,58
Rh	A-29	T2 214	54,75	0,31	1,50	<d.l.	0,04	<d.l.	56,60
Rh	A-29	T2 215	54,44	0,33	1,46	<d.l.	<d.l.	<d.l.	56,23
Rh	A-29	T2 216	53,96	0,32	1,50	<d.l.	<d.l.	<d.l.	55,78
Rh	A-29	T2 217	54,60	0,33	1,53	<d.l.	<d.l.	<d.l.	56,45
Rh	A-29	T2 218	54,42	0,31	1,55	<d.l.	<d.l.	<d.l.	56,28
Rh	A-29	T2 219	54,59	0,31	1,57	<d.l.	<d.l.	<d.l.	56,47
Rh	A-29	T2 230	55,08	0,18	1,98	<d.l.	<d.l.	<d.l.	57,23
Rh	A-29	T2 231	54,93	0,28	2,19	<d.l.	<d.l.	<d.l.	57,40
Rh	A-29	T2 232	55,24	0,20	1,88	<d.l.	0,03	0,11	57,47
Rh	A-29	T2 236	54,57	0,21	2,19	<d.l.	<d.l.	<d.l.	56,97
Rh	A-29	T2 237	54,83	0,24	2,23	<d.l.	<d.l.	<d.l.	57,30
Rh	A-29	T2 239	55,08	0,19	1,49	<d.l.	<d.l.	0,19	56,95
Rh	A-29	T2 241	55,35	0,28	2,03	<d.l.	0,04	<d.l.	57,77
Rh	A-29	T2 243	55,50	0,07	1,01	<d.l.	0,03	<d.l.	56,61
Rh	A-29	T2 244	54,71	0,23	1,88	<d.l.	<d.l.	0,21	57,03
Rh	A-29	T2 248	54,31	0,31	1,45	<d.l.	<d.l.	<d.l.	56,08
Rh	A-29	T2 249	54,04	0,30	1,70	<d.l.	<d.l.	<d.l.	56,04
Rh	A-29	T2 250	54,71	0,35	1,75	<d.l.	<d.l.	<d.l.	56,82
Rh	A-29	T2 251	54,47	0,42	1,44	<d.l.	<d.l.	<d.l.	56,33
Rh	A-29	T2 252	54,58	0,42	1,57	<d.l.	<d.l.	<d.l.	56,58
Rh	A-29	T2 256	56,10	0,25	1,82	<d.l.	<d.l.	<d.l.	58,17
Rh	A-29	T2 257	56,85	0,20	1,65	<d.l.	<d.l.	<d.l.	58,78
Rh	A-29	T2 227	54,35	0,06	1,68	0,24	<d.l.	0,11	56,44
Rd	A-3	T1 221	55,79	0,08	<d.l.	<d.l.	<d.l.	<d.l.	55,87
Rd	A-3	T1 222	55,39	0,17	<d.l.	<d.l.	<d.l.	<d.l.	55,56
Rd	A-3	T1 223	55,52	0,09	0,33	<d.l.	<d.l.	<d.l.	55,94
Rd	A-3	T1 253	54,48	0,08	1,84	<d.l.	0,04	<d.l.	56,45
Rd	A-3	T1 254	54,10	0,09	2,01	<d.l.	<d.l.	<d.l.	56,20
Rd	A-29	T2 220	55,25	0,07	0,70	<d.l.	0,03	<d.l.	56,04
Rd	A-29	T2 221	55,81	0,05	0,79	<d.l.	<d.l.	<d.l.	56,66
Rd	A-29	T2 222	56,23	<d.l.	0,79	<d.l.	<d.l.	<d.l.	57,03
Rd	A-29	T2 223	56,19	<d.l.	0,73	<d.l.	<d.l.	<d.l.	56,92
Rd	A-29	T2 224	55,98	<d.l.	0,79	<d.l.	<d.l.	<d.l.	56,77
Rd	A-29	T2 225	55,47	0,17	1,39	<d.l.	0,03	<d.l.	57,06
Rd	A-29	T2 226	56,00	<d.l.	0,63	<d.l.	<d.l.	0,08	56,71
Rd	A-29	T2 228	56,42	<d.l.	0,73	<d.l.	<d.l.	<d.l.	57,15
Rd	A-29	T2 229	56,11	0,09	1,13	<d.l.	<d.l.	<d.l.	57,33
Rd	A-29	T2 233	55,92	0,06	0,84	<d.l.	0,04	<d.l.	56,86
Rd	A-29	T2 234	55,52	<d.l.	0,87	<d.l.	<d.l.	<d.l.	56,39
Rd	A-29	T2 235	58,30	<d.l.	0,81	<d.l.	0,05	<d.l.	59,16
Rd	A-29	T2 238	56,22	0,13	1,37	<d.l.	0,03	<d.l.	57,76
Rd	A-29	T2 240	56,19	0,08	0,91	<d.l.	0,05	0,10	57,33
Rd	A-29	T2 245	54,26	0,32	1,69	<d.l.	<d.l.	<d.l.	56,27
Rd	A-29	T2 246	55,42	0,07	0,74	<d.l.	<d.l.	<d.l.	56,24
Rd	A-29	T2 253	55,70	0,06	0,60	<d.l.	<d.l.	<d.l.	56,35
Rd	A-29	T2 255	55,83	0,10	1,01	<d.l.	<d.l.	<d.l.	57,14
Rd	A-29	T2 258	57,08	<d.l.	1,00	<d.l.	0,04	<d.l.	58,11
Gh	A-9	T1 170	49,56	0,26	4,64	1,15	<d.l.	<d.l.	55,61
Gh	A-9	T1 239	52,00	0,34	2,51	0,51	<d.l.	<d.l.	55,35
Gh	A-9	T1 241	52,27	0,12	2,82	0,50	<d.l.	<d.l.	55,75
Gh	A-9	T1 242	52,19	0,08	2,87	0,44	<d.l.	<d.l.	55,59
Gh	A-9	T1 243	52,91	0,24	2,57	0,49	<d.l.	<d.l.	56,21
Gh	A-9	T1 245	40,84	7,37	2,50	4,25	<d.l.	<d.l.	54,96
Gh	A-9	T1 246	52,55	0,11	2,88	0,52	<d.l.	<d.l.	56,05

**Tabelle A10** (Fortsetzung)

Typ	Probe	Messung	CaO [Gew.-%]	MgO [Gew.-%]	MnO [Gew.-%]	FeO [Gew.-%]	SrO [Gew.-%]	SO <sub>3</sub> [Gew.-%]	Summe [Gew.-%]
Gh	A-9	T1 247	51,48	0,29	3,13	0,73	<d.l.	<d.l.	55,70
Gh	A-9	T1 248	51,95	0,16	3,73	0,63	<d.l.	<d.l.	56,47
Gh	A-9	T1 249	52,12	0,15	3,08	0,64	<d.l.	<d.l.	55,99
Gh	A-9	T1 250	52,86	0,17	2,51	0,41	<d.l.	<d.l.	55,95
Gh	A-9	T1 251	52,74	0,15	2,41	0,44	<d.l.	<d.l.	55,74
Gh	A-9	T1 252	52,11	0,13	3,24	0,61	<d.l.	<d.l.	56,10
Gh	A-9	T1 264	53,88	0,10	2,39	0,46	<d.l.	<d.l.	56,83
Gh	A-9	T1 266	53,00	0,09	3,19	0,58	<d.l.	<d.l.	56,86
Gh	A-9	T1 267	49,28	0,23	4,78	1,16	<d.l.	<d.l.	55,45
Gh	A-9	T1 268	49,55	0,29	4,74	1,15	<d.l.	<d.l.	55,73
Gh	A-9	T1 269	49,24	0,18	4,82	1,15	<d.l.	<d.l.	55,38
Gh	A-9	T1 271	54,24	0,25	0,73	0,15	<d.l.	<d.l.	55,36
Gh	A-9	T1 274	53,08	0,61	1,33	0,42	<d.l.	<d.l.	55,44
Gh	A-9	T1 277	53,15	0,55	1,22	0,41	<d.l.	<d.l.	55,33
Gh	A-9	T1 280	54,89	0,17	0,46	0,35	<d.l.	<d.l.	55,87
Gh	A-12 A	T2 100	54,45	<d.l.	3,12	0,67	<d.l.	<d.l.	58,24
Gh	A-12 A	T2 103	52,79	0,06	3,22	0,68	<d.l.	<d.l.	56,75
Gh	A-12 A	T2 104	50,86	0,09	5,60	1,25	<d.l.	<d.l.	57,80
Gh	A-12 A	T2 107	54,49	<d.l.	3,16	0,59	0,06	<d.l.	58,30
Gh	A-12 A	T2 111	40,77	0,05	4,96	1,26	<d.l.	<d.l.	47,05
Gh	A-12 A	T2 113	52,49	0,24	3,15	0,87	<d.l.	<d.l.	56,74
Gh	A-12 A	T2 115	51,54	0,22	3,65	0,97	0,04	<d.l.	56,42
Gh	A-12 A	T2 119	49,55	<d.l.	5,21	1,19	<d.l.	<d.l.	55,94
Gh	A-12 A	T2 121	49,99	<d.l.	5,16	1,24	0,03	<d.l.	56,41
Gh	A-12 A	T2 122	49,09	0,05	5,43	1,29	<d.l.	<d.l.	55,86
Gh	A-12 A	T2 123	49,51	<d.l.	5,39	1,32	0,04	<d.l.	56,25
Gh	A-12 A	T2 124	48,95	<d.l.	5,82	1,46	<d.l.	<d.l.	56,22
Gh	A-12 A	T2 127	48,45	0,06	5,93	1,47	<d.l.	<d.l.	55,91
Gh	A-12 A	T2 129	50,46	0,26	4,94	1,09	<d.l.	<d.l.	56,74
Gh	A-12 A	T2 134	50,31	0,27	4,74	1,06	<d.l.	<d.l.	56,37
Gh	A-12 A	T2 136	50,24	0,28	4,63	1,03	<d.l.	<d.l.	56,18
Gh	A-12 A	T2 139	50,93	0,25	4,02	0,88	0,04	<d.l.	56,21
Gh	A-12 A	T2 145	49,78	0,13	4,76	1,36	<d.l.	<d.l.	56,03
Gh	A-12 A	T2 146	49,83	0,13	4,73	1,29	<d.l.	<d.l.	55,99
Gh	A-12 A	T2 147	49,48	0,12	4,66	1,35	0,04	<d.l.	55,75
Gh	A-12 A	T2 148	50,04	0,31	4,85	1,05	<d.l.	<d.l.	56,25
Gh	A-12 A	T2 154	49,30	1,85	3,94	1,18	<d.l.	<d.l.	56,27
Gh	A-12 A	T2 159	48,93	0,57	3,98	1,00	0,06	<d.l.	55,31
Gh	A-12 A	T2 161	53,45	0,14	3,12	0,53	0,04	<d.l.	57,44
Gh	A-12 A	T2 162	52,47	0,13	3,33	0,54	<d.l.	<d.l.	56,48
Gh	A-12 A	T2 164	51,97	0,18	3,96	0,76	0,03	<d.l.	56,91
Gh	A-12 A	T2 165	53,70	0,10	2,96	0,49	<d.l.	<d.l.	57,26
Gh	A-12 A	T2 166	54,07	0,12	3,05	0,46	<d.l.	<d.l.	57,70
Gh	A-12 A	T2 167	53,14	0,18	3,53	0,61	<d.l.	<d.l.	57,46
Gh	A-12 A	T2 170	50,88	0,26	4,71	1,06	<d.l.	<d.l.	56,97
Gh	A-12 A	T2 171	50,23	0,24	4,58	0,95	<d.l.	<d.l.	56,00
Gh	A-12 A	T2 172	51,98	0,25	4,27	0,90	<d.l.	<d.l.	57,39
Gh	A-12 A	T2 175	50,03	0,36	5,20	1,19	<d.l.	<d.l.	56,78
Gh	A-12 A	T2 176	50,97	0,28	4,73	1,04	<d.l.	<d.l.	57,02
Gh	A-12 A	T2 177	50,32	0,24	4,68	1,05	0,04	<d.l.	56,40
Gh	A-12 A	T2 178	49,73	0,31	4,99	1,11	<d.l.	<d.l.	56,14
Gh	A-12 A	T2 179	50,80	0,28	4,60	1,03	<d.l.	<d.l.	56,70
Gh	A-12 A	T2 180	50,27	0,24	4,47	0,99	<d.l.	<d.l.	55,96
Gh	A-12 A	T2 181	49,58	0,31	4,89	1,08	0,03	<d.l.	55,89
Gh	A-12 A	T2 186	50,68	0,14	3,61	0,66	0,04	<d.l.	55,13
Gh	A-12 A	T2 187	51,48	0,13	3,49	0,61	<d.l.	<d.l.	55,71
Gh	A-12 A	T2 195	51,11	0,43	4,20	0,99	<d.l.	<d.l.	56,72
Gh	A-12 A	T2 196	49,97	0,52	4,14	1,06	<d.l.	<d.l.	55,78
Gh	A-12 A	T2 197	50,15	0,30	4,50	1,06	<d.l.	<d.l.	56,01
Gh	A-12 A	T2 198	51,48	0,16	3,58	0,68	<d.l.	<d.l.	56,05
Gh	A-12 A	T2 199	50,81	0,26	4,95	1,10	<d.l.	<d.l.	57,12
Gh	A-12 A	T2 201	50,11	0,28	4,74	1,15	0,05	<d.l.	56,34
Gh	A-12 A	T2 202	50,18	0,27	4,22	0,94	<d.l.	<d.l.	55,74
Gh	A-12 A	T2 203	50,77	0,31	4,84	1,04	<d.l.	<d.l.	56,96
Gh	A-12 A	T2 204	50,64	0,25	4,45	0,95	<d.l.	<d.l.	56,28
Gh	A-12 A	T2 205	51,11	0,25	4,46	0,95	0,04	<d.l.	56,80
Gh	A-12 A	T2 206	51,36	0,26	4,25	0,93	<d.l.	<d.l.	56,80

**Tabelle A10** (Fortsetzung)

Typ	Probe	Messung	CaO [Gew.-%]	MgO [Gew.-%]	MnO [Gew.-%]	FeO [Gew.-%]	SrO [Gew.-%]	SO <sub>3</sub> [Gew.-%]	Summe [Gew.-%]
Gh	A-12 A	T2 207	50,17	0,28	4,83	0,99	<d.l.	<d.l.	56,27
Gh	A-12 A	T2 208	50,05	0,30	4,88	1,11	<d.l.	<d.l.	56,34
Gh	A-12 A	T2 209	50,45	0,26	4,82	1,07	<d.l.	<d.l.	56,59
Gh	A-12 A	T2 210	50,37	0,30	4,80	1,11	<d.l.	<d.l.	56,58
Gh	A-50	T2 259	54,31	<d.l.	1,93	0,12	<d.l.	<d.l.	56,36
Gh	A-50	T2 260	53,41	<d.l.	2,24	0,26	<d.l.	<d.l.	55,91
Gh	A-50	T2 264	53,25	0,07	2,90	0,31	0,04	<d.l.	56,58
Gh	A-50	T2 266	52,96	0,11	2,84	0,28	<d.l.	<d.l.	56,18
Gh	A-50	T2 267	53,85	<d.l.	2,48	0,25	<d.l.	<d.l.	56,58
Gh	A-50	T2 268	53,40	0,07	2,98	0,33	0,03	<d.l.	56,81
Gh	A-63	T3 32	54,58	0,14	2,63	0,08	<d.l.	<d.l.	57,44
Gh	A-63	T3 34	54,85	0,15	2,42	0,04	<d.l.	<d.l.	57,45
Gh	A-63	T3 36	53,84	0,36	2,94	<d.l.	<d.l.	<d.l.	57,14
Gh	A-63	T3 54	52,90	0,41	3,18	<d.l.	0,04	<d.l.	56,54
Gh	A-63	T3 55	54,13	0,07	2,20	<d.l.	<d.l.	<d.l.	56,41
Gh	A-63	T3 65	51,33	0,18	4,34	1,29	0,06	<d.l.	57,20
Gh	A-63	T3 66	52,30	0,18	3,53	1,08	<d.l.	<d.l.	57,09
Gh	A-63	T3 43	54,55	0,13	2,84	0,36	<d.l.	<d.l.	57,88
Gh	A-63	T3 45	50,21	0,08	5,20	1,74	<d.l.	<d.l.	57,24
Gh	A-63	T3 46	53,81	0,11	2,21	0,48	<d.l.	<d.l.	56,78
Gh	A-63	T3 47	52,38	0,42	3,44	0,97	0,04	<d.l.	57,25
Gh	A-63	T3 48	53,61	0,30	3,36	0,39	0,04	<d.l.	57,70
Gh	A-63	T3 49	54,51	0,23	2,65	0,10	<d.l.	<d.l.	57,48
Gh	A-63	T3 50	54,78	0,18	2,23	<d.l.	<d.l.	<d.l.	57,19
Gh	A-63	T3 51	54,87	0,17	2,64	<d.l.	<d.l.	<d.l.	57,69
Gh	A-63	T3 52	57,09	0,25	2,77	<d.l.	0,05	<d.l.	60,15
Gh	A-63	T3 57	53,63	0,13	3,22	0,37	<d.l.	<d.l.	57,36
Gh	A-63	T3 59	53,05	0,10	3,84	0,49	<d.l.	<d.l.	57,47
Gh	A-63	T3 62	48,90	<d.l.	5,99	1,65	<d.l.	<d.l.	56,54
Gh	A-80	T3 75	53,61	0,18	2,37	0,04	<d.l.	<d.l.	56,19
Gh	A-80	T3 74	52,76	<d.l.	3,24	0,89	0,07	<d.l.	56,96
Gh	B-8 B	T1 21	51,51	0,33	3,15	0,44	0,04	<d.l.	55,46
Gh	B-8 B	T1 38	53,28	0,10	1,50	0,27	0,04	0,07	55,26
Gh	B-8 B	T1 44	50,87	0,36	3,42	0,54	<d.l.	<d.l.	55,18
Gd	A-9	T1 184	54,71	0,09	0,48	0,24	<d.l.	<d.l.	55,52
Gd	A-9	T1 196	54,93	0,20	0,59	0,21	0,06	<d.l.	55,99
Gd	A-9	T1 240	54,83	0,20	0,63	0,20	0,07	<d.l.	55,93
Gd	A-9	T1 244	54,86	0,43	0,61	0,28	<d.l.	<d.l.	56,18
Gd	A-9	T1 263	54,12	0,58	1,02	0,42	<d.l.	<d.l.	56,14
Gd	A-9	T1 265	55,55	0,22	0,62	0,29	0,04	<d.l.	56,73
Gd	A-9	T1 270	54,65	0,06	0,36	0,24	<d.l.	<d.l.	55,31
Gd	A-9	T1 272	54,61	0,07	0,45	0,23	<d.l.	<d.l.	55,35
Gd	A-9	T1 273	54,71	0,09	0,43	0,19	<d.l.	<d.l.	55,42
Gd	A-9	T1 275	54,30	0,11	0,49	0,28	<d.l.	<d.l.	55,18
Gd	A-9	T1 276	54,35	0,09	0,50	0,23	0,03	<d.l.	55,21
Gd	A-9	T1 278	53,85	0,18	0,54	0,36	0,04	<d.l.	54,97
Gd	A-9	T1 279	53,76	0,05	1,97	0,26	<d.l.	<d.l.	56,04
Gd	A-12 A	T2 149	52,25	0,14	3,31	0,63	<d.l.	<d.l.	56,33
Gd	A-12 A	T2 98	53,06	0,10	2,88	0,46	<d.l.	<d.l.	56,50
Gd	A-12 A	T2 99	53,67	0,07	3,10	0,48	<d.l.	<d.l.	57,32
Gd	A-12 A	T2 101	53,09	0,10	3,01	0,52	<d.l.	<d.l.	56,72
Gd	A-12 A	T2 102	52,68	0,16	3,20	0,53	<d.l.	<d.l.	56,58
Gd	A-12 A	T2 105	53,78	0,05	3,09	0,56	0,07	<d.l.	57,55
Gd	A-12 A	T2 106	54,17	0,07	3,01	0,50	0,05	<d.l.	57,80
Gd	A-12 A	T2 108	54,61	<d.l.	2,58	0,57	0,04	<d.l.	57,80
Gd	A-12 A	T2 109	54,24	0,09	2,92	0,44	<d.l.	<d.l.	57,69
Gd	A-12 A	T2 110	53,76	0,12	3,37	0,55	<d.l.	<d.l.	57,80
Gd	A-12 A	T2 112	54,33	0,09	2,78	0,48	<d.l.	<d.l.	57,68
Gd	A-12 A	T2 114	55,24	0,08	1,01	0,33	<d.l.	<d.l.	56,67
Gd	A-12 A	T2 116	52,19	0,11	3,27	0,52	<d.l.	<d.l.	56,10
Gd	A-12 A	T2 117	52,45	0,09	2,87	0,47	<d.l.	<d.l.	55,89
Gd	A-12 A	T2 118	51,95	0,05	3,03	0,45	<d.l.	<d.l.	55,49
Gd	A-12 A	T2 120	52,74	0,07	2,86	0,52	<d.l.	<d.l.	56,19
Gd	A-12 A	T2 125	51,71	<d.l.	3,76	0,78	0,04	<d.l.	56,29
Gd	A-12 A	T2 126	51,72	<d.l.	3,77	0,67	<d.l.	<d.l.	56,16
Gd	A-12 A	T2 128	53,95	0,09	2,28	0,43	0,06	<d.l.	56,81

**Tabelle A10** (Fortsetzung)

Typ	Probe	Messung	CaO [Gew.-%]	MgO [Gew.-%]	MnO [Gew.-%]	FeO [Gew.-%]	SrO [Gew.-%]	SO <sub>3</sub> [Gew.-%]	Summe [Gew.-%]
Gd	A-12 A	T2 130	54,24	<d.l.	2,03	0,18	0,03	<d.l.	56,49
Gd	A-12 A	T2 131	52,99	0,06	2,78	0,40	0,03	<d.l.	56,26
Gd	A-12 A	T2 132	53,22	0,06	2,82	0,47	<d.l.	<d.l.	56,57
Gd	A-12 A	T2 133	53,66	<d.l.	2,08	0,23	<d.l.	<d.l.	55,97
Gd	A-12 A	T2 135	53,36	0,10	2,84	0,45	<d.l.	<d.l.	56,75
Gd	A-12 A	T2 137	52,89	0,09	2,97	0,46	<d.l.	<d.l.	56,40
Gd	A-12 A	T2 138	52,38	0,23	3,72	0,71	<d.l.	<d.l.	57,03
Gd	A-12 A	T2 140	52,82	0,10	2,78	0,46	0,03	<d.l.	56,20
Gd	A-12 A	T2 141	52,13	0,11	3,30	0,62	<d.l.	<d.l.	56,25
Gd	A-12 A	T2 142	52,65	0,10	2,92	0,49	<d.l.	<d.l.	56,16
Gd	A-12 A	T2 143	53,11	0,11	3,09	0,49	<d.l.	<d.l.	56,79
Gd	A-12 A	T2 144	53,12	0,11	2,96	0,47	<d.l.	<d.l.	56,66
Gd	A-12 A	T2 150	53,69	0,98	0,89	0,53	0,03	<d.l.	56,12
Gd	A-12 A	T2 151	50,56	0,24	4,43	0,89	<d.l.	<d.l.	56,12
Gd	A-12 A	T2 152	46,91	0,32	4,20	0,96	<d.l.	<d.l.	53,04
Gd	A-12 A	T2 153	54,87	<d.l.	1,84	0,34	0,07	<d.l.	57,13
Gd	A-12 A	T2 155	53,47	0,16	2,14	0,41	0,07	<d.l.	56,26
Gd	A-12 A	T2 156	53,38	0,08	2,35	0,39	0,04	<d.l.	56,24
Gd	A-12 A	T2 157	57,70	0,11	2,65	0,48	0,09	<d.l.	61,03
Gd	A-12 A	T2 158	54,15	0,08	1,64	0,34	0,03	<d.l.	56,36
Gd	A-12 A	T2 160	51,82	0,20	2,13	0,45	0,05	<d.l.	54,77
Gd	A-12 A	T2 163	53,49	0,10	2,46	0,39	0,07	<d.l.	56,50
Gd	A-12 A	T2 168	54,18	0,15	2,86	0,36	<d.l.	<d.l.	57,55
Gd	A-12 A	T2 169	53,86	0,11	2,77	0,46	<d.l.	<d.l.	57,20
Gd	A-12 A	T2 173	53,59	0,13	3,01	0,48	<d.l.	<d.l.	57,21
Gd	A-12 A	T2 174	53,41	0,08	3,02	0,39	<d.l.	<d.l.	56,99
Gd	A-12 A	T2 183	51,46	0,17	3,40	0,65	<d.l.	<d.l.	55,68
Gd	A-12 A	T2 184	50,88	0,12	3,12	0,57	0,04	<d.l.	54,73
Gd	A-12 A	T2 185	52,74	0,19	2,29	0,49	<d.l.	<d.l.	55,71
Gd	A-12 A	T2 188	52,61	0,14	3,32	0,59	<d.l.	<d.l.	56,66
Gd	A-12 A	T2 189	53,30	0,11	1,93	0,32	<d.l.	<d.l.	55,67
Gd	A-12 A	T2 190	52,12	0,60	2,36	0,64	<d.l.	<d.l.	55,81
Gd	A-12 A	T2 200	53,46	0,14	3,30	0,55	<d.l.	<d.l.	57,45
Gd	A-12 A	T2 211	53,51	0,08	2,66	0,51	0,05	<d.l.	56,80
Gd	A-12 A	T2 212	53,76	0,09	2,48	0,41	0,07	0,06	56,88
Gd	A-12 A	T2 213	54,43	0,08	2,02	0,41	0,04	<d.l.	56,98
Gd	A-50	T2 261	54,23	0,05	1,62	0,20	<d.l.	<d.l.	56,11
Gd	A-50	T2 262	54,40	<d.l.	2,09	0,18	<d.l.	<d.l.	56,66
Gd	A-50	T2 263	54,67	<d.l.	1,35	0,12	<d.l.	<d.l.	56,14
Gd	A-50	T2 265	53,84	0,05	1,49	0,18	<d.l.	<d.l.	55,56
Gd	A-63	T3 33	54,70	0,20	2,12	0,08	<d.l.	<d.l.	57,10
Gd	A-63	T3 35	55,03	0,22	2,29	<d.l.	<d.l.	<d.l.	57,53
Gd	A-63	T3 37	55,13	0,38	1,28	<d.l.	<d.l.	<d.l.	56,79
Gd	A-63	T3 38	55,22	0,63	1,31	<d.l.	<d.l.	<d.l.	57,16
Gd	A-63	T3 39	54,86	0,70	1,38	<d.l.	0,03	<d.l.	56,98
Gd	A-63	T3 40	54,87	0,63	1,19	<d.l.	<d.l.	<d.l.	56,69
Gd	A-63	T3 53	54,34	0,68	1,24	<d.l.	0,05	<d.l.	56,30
Gd	A-63	T3 56	54,68	0,05	1,46	<d.l.	0,04	<d.l.	56,23
Gd	A-63	T3 64	54,82	0,16	2,15	0,39	<d.l.	<d.l.	57,51
Gd	A-63	T3 67	54,01	0,08	2,53	0,72	0,04	<d.l.	57,38
Gd	A-63	T3 68	54,27	0,09	2,56	0,66	<d.l.	<d.l.	57,59
Gd	A-63	T3 70	52,02	0,20	1,88	0,06	<d.l.	<d.l.	54,16
Gd	A-63	T3 71	52,70	<d.l.	1,33	0,05	<d.l.	<d.l.	54,21
Gd	A-80	T3 72	53,89	<d.l.	2,14	0,61	0,06	<d.l.	56,70
Gd	A-80	T3 73	53,66	0,14	2,23	0,37	<d.l.	<d.l.	56,40
Gd	A-63	T3 42	54,69	0,12	2,34	0,28	<d.l.	<d.l.	57,51
Gd	A-63	T3 44	55,14	0,18	1,93	0,29	0,04	<d.l.	57,58
Gd	A-63	T3 58	54,98	0,16	2,06	0,31	<d.l.	<d.l.	57,51
Gd	A-63	T3 60	55,16	<d.l.	1,62	0,12	<d.l.	<d.l.	56,91
Gd	A-63	T3 61	53,83	0,21	2,38	0,72	<d.l.	<d.l.	57,14
Gd	A-63	T3 63	54,44	0,24	2,64	0,55	<d.l.	<d.l.	57,88
Gd	A-80	T3 76	53,83	0,61	1,40	<d.l.	<d.l.	<d.l.	55,99
Gd	A-80	T3 77	53,94	0,56	1,61	<d.l.	<d.l.	<d.l.	56,12
Gd	A-80	T3 78	53,62	0,76	1,69	<d.l.	<d.l.	<d.l.	56,07
Gd	A-80	T3 79	53,46	0,69	1,65	<d.l.	<d.l.	<d.l.	55,80
Gd	A-80	T3 80	54,44	0,10	1,56	<d.l.	<d.l.	<d.l.	56,10
Gd	A-80	T3 81	53,56	0,15	1,85	<d.l.	<d.l.	<d.l.	55,56

**Tabelle A10** (Fortsetzung)

Typ	Probe	Messung	Ca	Mg	Mn	Fe	Sr	Kationen-Summe
			Anzahl Kationen in der Strukturformel (Basis: 6 Sauerstoffatome)					
Rh	A-3	T1 130	1,89	0,00	0,04	0,00	0,00	1,98
Rh	A-3	T1 224	1,89	0,02	0,06	0,00	0,00	1,99
Rh	A-3	T1 225	1,86	0,01	0,07	0,00	0,00	1,99
Rh	A-3	T1 226	1,86	0,01	0,10	0,00	0,00	1,99
Rh	A-3	T1 227	1,87	0,02	0,10	0,00	0,00	2,00
Rh	A-3	T1 228	1,86	0,01	0,14	0,00	0,00	2,00
Rh	A-3	T1 229	1,84	0,02	0,14	0,00	0,00	2,00
Rh	A-3	T1 230	1,87	0,01	0,12	0,00	0,00	2,00
Rh	A-3	T1 231	1,90	0,01	0,08	0,00	0,00	2,00
Rh	A-3	T1 232	1,91	0,01	0,08	0,00	0,00	2,00
Rh	A-3	T1 255	1,89	0,01	0,11	0,00	0,00	2,00
Rh	A-29	T2 214	1,97	0,02	0,04	0,00	0,00	2,01
Rh	A-29	T2 215	1,95	0,02	0,04	0,00	0,00	2,00
Rh	A-29	T2 216	1,92	0,02	0,04	0,00	0,00	2,00
Rh	A-29	T2 217	1,96	0,02	0,04	0,00	0,00	2,00
Rh	A-29	T2 218	1,95	0,02	0,04	0,00	0,00	2,00
Rh	A-29	T2 219	1,96	0,02	0,04	0,00	0,00	2,01
Rh	A-29	T2 230	1,99	0,01	0,06	0,00	0,00	2,01
Rh	A-29	T2 231	1,99	0,01	0,06	0,00	0,00	2,02
Rh	A-29	T2 232	2,00	0,01	0,05	0,00	0,00	2,02
Rh	A-29	T2 236	1,97	0,01	0,06	0,00	0,00	2,01
Rh	A-29	T2 237	1,99	0,01	0,06	0,00	0,00	2,02
Rh	A-29	T2 239	1,98	0,01	0,04	0,00	0,00	2,01
Rh	A-29	T2 241	2,01	0,01	0,06	0,00	0,00	2,02
Rh	A-29	T2 243	1,99	0,00	0,03	0,00	0,00	2,01
Rh	A-29	T2 244	1,97	0,01	0,05	0,00	0,00	2,01
Rh	A-29	T2 248	1,94	0,02	0,04	0,00	0,00	2,00
Rh	A-29	T2 249	1,93	0,02	0,05	0,00	0,00	2,00
Rh	A-29	T2 250	1,97	0,02	0,05	0,00	0,00	2,01
Rh	A-29	T2 251	1,95	0,02	0,04	0,00	0,00	2,00
Rh	A-29	T2 252	1,96	0,02	0,04	0,00	0,00	2,01
Rh	A-29	T2 256	2,05	0,01	0,05	0,00	0,00	2,03
Rh	A-29	T2 257	2,09	0,01	0,05	0,00	0,00	2,04
Rh	A-29	T2 227	1,95	0,00	0,05	0,01	0,00	2,00
Rd	A-3	T1 221	1,99	0,00	0,00	0,00	0,00	2,00
Rd	A-3	T1 222	1,97	0,01	0,00	0,00	0,00	1,99
Rd	A-3	T1 223	1,98	0,00	0,01	0,00	0,00	2,00
Rd	A-3	T1 253	1,96	0,00	0,05	0,00	0,00	2,00
Rd	A-3	T1 254	1,94	0,00	0,06	0,00	0,00	2,00
Rd	A-29	T2 220	1,97	0,00	0,02	0,00	0,00	2,00
Rd	A-29	T2 221	2,01	0,00	0,02	0,00	0,00	2,01
Rd	A-29	T2 222	2,03	0,00	0,02	0,00	0,00	2,01
Rd	A-29	T2 223	2,02	0,00	0,02	0,00	0,00	2,01
Rd	A-29	T2 224	2,02	0,00	0,02	0,00	0,00	2,01
Rd	A-29	T2 225	2,00	0,01	0,04	0,00	0,00	2,01
Rd	A-29	T2 226	2,01	0,00	0,02	0,00	0,00	2,01
Rd	A-29	T2 228	2,04	0,00	0,02	0,00	0,00	2,02
Rd	A-29	T2 229	2,03	0,00	0,03	0,00	0,00	2,02
Rd	A-29	T2 233	2,01	0,00	0,02	0,00	0,00	2,01
Rd	A-29	T2 234	1,99	0,00	0,02	0,00	0,00	2,00
Rd	A-29	T2 235	2,15	0,00	0,02	0,00	0,00	2,04
Rd	A-29	T2 238	2,04	0,01	0,04	0,00	0,00	2,02
Rd	A-29	T2 240	2,03	0,00	0,03	0,00	0,00	2,01
Rd	A-29	T2 245	1,94	0,02	0,05	0,00	0,00	2,00
Rd	A-29	T2 246	1,98	0,00	0,02	0,00	0,00	2,00
Rd	A-29	T2 253	2,00	0,00	0,02	0,00	0,00	2,00
Rd	A-29	T2 255	2,01	0,01	0,03	0,00	0,00	2,01
Rd	A-29	T2 258	2,08	0,00	0,03	0,00	0,00	2,03
Gh	A-9	T1 170	1,77	0,01	0,13	0,03	0,00	1,99
Gh	A-9	T1 239	1,85	0,02	0,07	0,01	0,00	1,99
Gh	A-9	T1 241	1,87	0,01	0,08	0,01	0,00	1,99
Gh	A-9	T1 242	1,86	0,00	0,08	0,01	0,00	1,99
Gh	A-9	T1 243	1,90	0,01	0,07	0,01	0,00	2,00
Gh	A-9	T1 245	1,43	0,36	0,07	0,12	0,00	1,99
Gh	A-9	T1 246	1,88	0,01	0,08	0,01	0,00	2,00

**Tabelle A10** (Fortsetzung)

Typ	Probe	Messung	Ca	Mg	Mn	Fe	Sr	Kationen-Summe
			Anzahl Kationen in der Strukturformel (Basis: 6 Sauerstoffatome)					
Gh	A-9	T1 247	1,84	0,01	0,09	0,02	0,00	1,99
Gh	A-9	T1 248	1,87	0,01	0,11	0,02	0,00	2,00
Gh	A-9	T1 249	1,87	0,01	0,09	0,02	0,00	2,00
Gh	A-9	T1 250	1,89	0,01	0,07	0,01	0,00	2,00
Gh	A-9	T1 251	1,88	0,01	0,07	0,01	0,00	1,99
Gh	A-9	T1 252	1,87	0,01	0,09	0,02	0,00	2,00
Gh	A-9	T1 264	1,94	0,01	0,07	0,01	0,00	2,01
Gh	A-9	T1 266	1,92	0,00	0,09	0,02	0,00	2,01
Gh	A-9	T1 267	1,76	0,01	0,14	0,03	0,00	1,99
Gh	A-9	T1 268	1,78	0,01	0,13	0,03	0,00	1,99
Gh	A-9	T1 269	1,76	0,01	0,14	0,03	0,00	1,98
Gh	A-9	T1 271	1,93	0,01	0,02	0,00	0,00	1,99
Gh	A-9	T1 274	1,89	0,03	0,04	0,01	0,00	1,99
Gh	A-9	T1 277	1,89	0,03	0,03	0,01	0,00	1,99
Gh	A-9	T1 280	1,96	0,01	0,01	0,01	0,00	2,00
Gh	A-12 A	T2 100	1,99	0,00	0,09	0,02	0,00	2,03
Gh	A-12 A	T2 103	1,91	0,00	0,09	0,02	0,00	2,01
Gh	A-12 A	T2 104	1,86	0,00	0,16	0,04	0,00	2,02
Gh	A-12 A	T2 107	2,00	0,00	0,09	0,02	0,00	2,03
Gh	A-12 A	T2 111	1,35	0,00	0,13	0,03	0,00	1,88
Gh	A-12 A	T2 113	1,90	0,01	0,09	0,02	0,00	2,01
Gh	A-12 A	T2 115	1,86	0,01	0,10	0,03	0,00	2,00
Gh	A-12 A	T2 119	1,78	0,00	0,15	0,03	0,00	1,99
Gh	A-12 A	T2 121	1,81	0,00	0,15	0,03	0,00	2,00
Gh	A-12 A	T2 122	1,76	0,00	0,15	0,04	0,00	1,99
Gh	A-12 A	T2 123	1,79	0,00	0,15	0,04	0,00	1,99
Gh	A-12 A	T2 124	1,77	0,00	0,17	0,04	0,00	1,99
Gh	A-12 A	T2 127	1,74	0,00	0,17	0,04	0,00	1,99
Gh	A-12 A	T2 129	1,83	0,01	0,14	0,03	0,00	2,00
Gh	A-12 A	T2 134	1,81	0,01	0,14	0,03	0,00	2,00
Gh	A-12 A	T2 136	1,81	0,01	0,13	0,03	0,00	2,00
Gh	A-12 A	T2 139	1,83	0,01	0,11	0,02	0,00	2,00
Gh	A-12 A	T2 145	1,79	0,01	0,14	0,04	0,00	1,99
Gh	A-12 A	T2 146	1,79	0,01	0,13	0,04	0,00	1,99
Gh	A-12 A	T2 147	1,77	0,01	0,13	0,04	0,00	1,99
Gh	A-12 A	T2 148	1,80	0,02	0,14	0,03	0,00	2,00
Gh	A-12 A	T2 154	1,77	0,09	0,11	0,03	0,00	2,00
Gh	A-12 A	T2 159	1,74	0,03	0,11	0,03	0,00	1,98
Gh	A-12 A	T2 161	1,94	0,01	0,09	0,02	0,00	2,01
Gh	A-12 A	T2 162	1,89	0,01	0,09	0,02	0,00	2,00
Gh	A-12 A	T2 164	1,88	0,01	0,11	0,02	0,00	2,01
Gh	A-12 A	T2 165	1,95	0,01	0,08	0,01	0,00	2,01
Gh	A-12 A	T2 166	1,97	0,01	0,09	0,01	0,00	2,02
Gh	A-12 A	T2 167	1,93	0,01	0,10	0,02	0,00	2,02
Gh	A-12 A	T2 170	1,84	0,01	0,13	0,03	0,00	2,01
Gh	A-12 A	T2 171	1,80	0,01	0,13	0,03	0,00	1,99
Gh	A-12 A	T2 172	1,89	0,01	0,12	0,03	0,00	2,01
Gh	A-12 A	T2 175	1,81	0,02	0,15	0,03	0,00	2,00
Gh	A-12 A	T2 176	1,85	0,01	0,14	0,03	0,00	2,01
Gh	A-12 A	T2 177	1,81	0,01	0,13	0,03	0,00	2,00
Gh	A-12 A	T2 178	1,79	0,02	0,14	0,03	0,00	1,99
Gh	A-12 A	T2 179	1,84	0,01	0,13	0,03	0,00	2,00
Gh	A-12 A	T2 180	1,81	0,01	0,13	0,03	0,00	1,99
Gh	A-12 A	T2 181	1,78	0,02	0,14	0,03	0,00	1,99
Gh	A-12 A	T2 186	1,80	0,01	0,10	0,02	0,00	1,98
Gh	A-12 A	T2 187	1,84	0,01	0,10	0,02	0,00	1,99
Gh	A-12 A	T2 195	1,85	0,02	0,12	0,03	0,00	2,00
Gh	A-12 A	T2 196	1,79	0,03	0,12	0,03	0,00	1,99
Gh	A-12 A	T2 197	1,80	0,02	0,13	0,03	0,00	1,99
Gh	A-12 A	T2 198	1,85	0,01	0,10	0,02	0,00	1,99
Gh	A-12 A	T2 199	1,85	0,01	0,14	0,03	0,00	2,01
Gh	A-12 A	T2 201	1,81	0,01	0,14	0,03	0,00	2,00
Gh	A-12 A	T2 202	1,80	0,01	0,12	0,03	0,00	1,99
Gh	A-12 A	T2 203	1,84	0,02	0,14	0,03	0,00	2,01
Gh	A-12 A	T2 204	1,82	0,01	0,13	0,03	0,00	2,00
Gh	A-12 A	T2 205	1,85	0,01	0,13	0,03	0,00	2,00
Gh	A-12 A	T2 206	1,86	0,01	0,12	0,03	0,00	2,00

**Tabelle A10** (Fortsetzung)

Typ	Probe	Messung	Ca	Mg	Mn	Fe	Sr	Kationen-Summe
			Anzahl Kationen in der Strukturformel (Basis: 6 Sauerstoffatome)					
Gh	A-12 A	T2 207	1,81	0,01	0,14	0,03	0,00	2,00
Gh	A-12 A	T2 208	1,80	0,01	0,14	0,03	0,00	2,00
Gh	A-12 A	T2 209	1,82	0,01	0,14	0,03	0,00	2,00
Gh	A-12 A	T2 210	1,82	0,01	0,14	0,03	0,00	2,00
Gh	A-50	T2 259	1,95	0,00	0,05	0,00	0,00	2,00
Gh	A-50	T2 260	1,91	0,00	0,06	0,01	0,00	2,00
Gh	A-50	T2 264	1,92	0,00	0,08	0,01	0,00	2,00
Gh	A-50	T2 266	1,90	0,01	0,08	0,01	0,00	2,00
Gh	A-50	T2 267	1,94	0,00	0,07	0,01	0,00	2,00
Gh	A-50	T2 268	1,93	0,00	0,08	0,01	0,00	2,01
Gh	A-63	T3 32	1,98	0,01	0,08	0,00	0,00	2,02
Gh	A-63	T3 34	1,99	0,01	0,07	0,00	0,00	2,02
Gh	A-63	T3 36	1,95	0,02	0,08	0,00	0,00	2,01
Gh	A-63	T3 54	1,90	0,02	0,09	0,00	0,00	2,00
Gh	A-63	T3 55	1,94	0,00	0,06	0,00	0,00	2,00
Gh	A-63	T3 65	1,87	0,01	0,12	0,04	0,00	2,01
Gh	A-63	T3 66	1,90	0,01	0,10	0,03	0,00	2,01
Gh	A-63	T3 43	1,99	0,01	0,08	0,01	0,00	2,02
Gh	A-63	T3 45	1,83	0,00	0,15	0,05	0,00	2,01
Gh	A-63	T3 46	1,94	0,01	0,06	0,01	0,00	2,01
Gh	A-63	T3 47	1,90	0,02	0,10	0,03	0,00	2,01
Gh	A-63	T3 48	1,95	0,02	0,10	0,01	0,00	2,02
Gh	A-63	T3 49	1,98	0,01	0,08	0,00	0,00	2,02
Gh	A-63	T3 50	1,98	0,01	0,06	0,00	0,00	2,01
Gh	A-63	T3 51	2,00	0,01	0,08	0,00	0,00	2,02
Gh	A-63	T3 52	2,13	0,01	0,08	0,00	0,00	2,06
Gh	A-63	T3 57	1,95	0,01	0,09	0,01	0,00	2,01
Gh	A-63	T3 59	1,93	0,00	0,11	0,01	0,00	2,01
Gh	A-63	T3 62	1,77	0,00	0,17	0,05	0,00	2,00
Gh	A-80	T3 75	1,92	0,01	0,07	0,00	0,00	2,00
Gh	A-80	T3 74	1,91	0,00	0,09	0,03	0,00	2,01
Gh	B-8 B	T1 21	1,84	0,02	0,09	0,01	0,00	1,99
Gh	B-8 B	T1 38	1,89	0,01	0,04	0,01	0,00	1,99
Gh	B-8 B	T1 44	1,81	0,02	0,10	0,02	0,00	1,98
Gd	A-9	T1 184	1,95	0,00	0,01	0,01	0,00	1,99
Gd	A-9	T1 196	1,96	0,01	0,02	0,01	0,00	2,00
Gd	A-9	T1 240	1,96	0,01	0,02	0,01	0,00	2,00
Gd	A-9	T1 244	1,96	0,02	0,02	0,01	0,00	2,00
Gd	A-9	T1 263	1,94	0,03	0,03	0,01	0,00	2,00
Gd	A-9	T1 265	2,00	0,01	0,02	0,01	0,00	2,01
Gd	A-9	T1 270	1,94	0,00	0,01	0,01	0,00	1,99
Gd	A-9	T1 272	1,94	0,00	0,01	0,01	0,00	1,99
Gd	A-9	T1 273	1,94	0,00	0,01	0,01	0,00	1,99
Gd	A-9	T1 275	1,92	0,01	0,01	0,01	0,00	1,99
Gd	A-9	T1 276	1,93	0,00	0,01	0,01	0,00	1,99
Gd	A-9	T1 278	1,91	0,01	0,02	0,01	0,00	1,98
Gd	A-9	T1 279	1,92	0,00	0,06	0,01	0,00	2,00
Gd	A-12 A	T2 149	1,88	0,01	0,09	0,02	0,00	2,00
Gd	A-12 A	T2 98	1,91	0,01	0,08	0,01	0,00	2,00
Gd	A-12 A	T2 99	1,95	0,00	0,09	0,01	0,00	2,01
Gd	A-12 A	T2 101	1,92	0,00	0,09	0,01	0,00	2,01
Gd	A-12 A	T2 102	1,90	0,01	0,09	0,01	0,00	2,00
Gd	A-12 A	T2 105	1,96	0,00	0,09	0,02	0,00	2,02
Gd	A-12 A	T2 106	1,97	0,00	0,09	0,01	0,00	2,02
Gd	A-12 A	T2 108	1,99	0,00	0,07	0,02	0,00	2,02
Gd	A-12 A	T2 109	1,97	0,00	0,08	0,01	0,00	2,02
Gd	A-12 A	T2 110	1,96	0,01	0,10	0,02	0,00	2,02
Gd	A-12 A	T2 112	1,98	0,00	0,08	0,01	0,00	2,02
Gd	A-12 A	T2 114	1,99	0,00	0,03	0,01	0,00	2,01
Gd	A-12 A	T2 116	1,87	0,01	0,09	0,01	0,00	2,00
Gd	A-12 A	T2 117	1,88	0,00	0,08	0,01	0,00	1,99
Gd	A-12 A	T2 118	1,85	0,00	0,09	0,01	0,00	1,99
Gd	A-12 A	T2 120	1,89	0,00	0,08	0,01	0,00	2,00
Gd	A-12 A	T2 125	1,86	0,00	0,11	0,02	0,00	2,00
Gd	A-12 A	T2 126	1,86	0,00	0,11	0,02	0,00	2,00
Gd	A-12 A	T2 128	1,95	0,00	0,07	0,01	0,00	2,01

**Tabelle A10** (Fortsetzung)

Typ	Probe	Messung	Ca	Mg	Mn	Fe	Sr	Kationen-Summe
			Anzahl Kationen in der Strukturformel (Basis: 6 Sauerstoffatome)					
Gd	A-12 A	T2 130	1,95	0,00	0,06	0,01	0,00	2,00
Gd	A-12 A	T2 131	1,90	0,00	0,08	0,01	0,00	2,00
Gd	A-12 A	T2 132	1,92	0,00	0,08	0,01	0,00	2,00
Gd	A-12 A	T2 133	1,92	0,00	0,06	0,01	0,00	2,00
Gd	A-12 A	T2 135	1,93	0,01	0,08	0,01	0,00	2,01
Gd	A-12 A	T2 137	1,90	0,00	0,08	0,01	0,00	2,00
Gd	A-12 A	T2 138	1,90	0,01	0,11	0,02	0,00	2,01
Gd	A-12 A	T2 140	1,90	0,00	0,08	0,01	0,00	2,00
Gd	A-12 A	T2 141	1,87	0,01	0,09	0,02	0,00	2,00
Gd	A-12 A	T2 142	1,89	0,01	0,08	0,01	0,00	2,00
Gd	A-12 A	T2 143	1,92	0,01	0,09	0,01	0,00	2,01
Gd	A-12 A	T2 144	1,92	0,01	0,08	0,01	0,00	2,00
Gd	A-12 A	T2 150	1,92	0,05	0,03	0,01	0,00	2,00
Gd	A-12 A	T2 151	1,82	0,01	0,13	0,02	0,00	2,00
Gd	A-12 A	T2 152	1,63	0,02	0,12	0,03	0,00	1,95
Gd	A-12 A	T2 153	1,99	0,00	0,05	0,01	0,00	2,01
Gd	A-12 A	T2 155	1,92	0,01	0,06	0,01	0,00	2,00
Gd	A-12 A	T2 156	1,92	0,00	0,07	0,01	0,00	2,00
Gd	A-12 A	T2 157	2,17	0,01	0,08	0,01	0,00	2,07
Gd	A-12 A	T2 158	1,94	0,00	0,05	0,01	0,00	2,00
Gd	A-12 A	T2 160	1,83	0,01	0,06	0,01	0,00	1,98
Gd	A-12 A	T2 163	1,92	0,01	0,07	0,01	0,00	2,00
Gd	A-12 A	T2 168	1,97	0,01	0,08	0,01	0,00	2,02
Gd	A-12 A	T2 169	1,95	0,01	0,08	0,01	0,00	2,01
Gd	A-12 A	T2 173	1,94	0,01	0,09	0,01	0,00	2,01
Gd	A-12 A	T2 174	1,93	0,00	0,09	0,01	0,00	2,01
Gd	A-12 A	T2 183	1,84	0,01	0,10	0,02	0,00	1,99
Gd	A-12 A	T2 184	1,80	0,01	0,09	0,02	0,00	1,98
Gd	A-12 A	T2 185	1,88	0,01	0,06	0,01	0,00	1,99
Gd	A-12 A	T2 188	1,90	0,01	0,09	0,02	0,00	2,00
Gd	A-12 A	T2 189	1,90	0,01	0,05	0,01	0,00	1,99
Gd	A-12 A	T2 190	1,86	0,03	0,07	0,02	0,00	1,99
Gd	A-12 A	T2 200	1,94	0,01	0,09	0,02	0,00	2,02
Gd	A-12 A	T2 211	1,93	0,00	0,08	0,01	0,00	2,01
Gd	A-12 A	T2 212	1,94	0,00	0,07	0,01	0,00	2,01
Gd	A-12 A	T2 213	1,97	0,00	0,06	0,01	0,00	2,01
Gd	A-50	T2 261	1,94	0,00	0,05	0,01	0,00	2,00
Gd	A-50	T2 262	1,96	0,00	0,06	0,01	0,00	2,01
Gd	A-50	T2 263	1,96	0,00	0,04	0,00	0,00	2,00
Gd	A-50	T2 265	1,92	0,00	0,04	0,01	0,00	1,99
Gd	A-63	T3 33	1,98	0,01	0,06	0,00	0,00	2,01
Gd	A-63	T3 35	2,00	0,01	0,07	0,00	0,00	2,02
Gd	A-63	T3 37	1,98	0,02	0,04	0,00	0,00	2,01
Gd	A-63	T3 38	1,99	0,03	0,04	0,00	0,00	2,02
Gd	A-63	T3 39	1,98	0,04	0,04	0,00	0,00	2,01
Gd	A-63	T3 40	1,97	0,03	0,03	0,00	0,00	2,01
Gd	A-63	T3 53	1,95	0,03	0,04	0,00	0,00	2,00
Gd	A-63	T3 56	1,96	0,00	0,04	0,00	0,00	2,00
Gd	A-63	T3 64	1,99	0,01	0,06	0,01	0,00	2,02
Gd	A-63	T3 67	1,96	0,00	0,07	0,02	0,00	2,01
Gd	A-63	T3 68	1,97	0,00	0,07	0,02	0,00	2,02
Gd	A-63	T3 70	1,83	0,01	0,05	0,00	0,00	1,97
Gd	A-63	T3 71	1,85	0,00	0,04	0,00	0,00	1,97
Gd	A-80	T3 72	1,94	0,00	0,06	0,02	0,00	2,01
Gd	A-80	T3 73	1,93	0,01	0,06	0,01	0,00	2,00
Gd	A-63	T3 42	1,99	0,01	0,07	0,01	0,00	2,02
Gd	A-63	T3 44	2,00	0,01	0,06	0,01	0,00	2,02
Gd	A-63	T3 58	2,00	0,01	0,06	0,01	0,00	2,02
Gd	A-63	T3 60	1,99	0,00	0,05	0,00	0,00	2,01
Gd	A-63	T3 61	1,95	0,01	0,07	0,02	0,00	2,01
Gd	A-63	T3 63	1,98	0,01	0,08	0,02	0,00	2,02
Gd	A-80	T3 76	1,92	0,03	0,04	0,00	0,00	2,00
Gd	A-80	T3 77	1,93	0,03	0,05	0,00	0,00	2,00
Gd	A-80	T3 78	1,92	0,04	0,05	0,00	0,00	2,00
Gd	A-80	T3 79	1,91	0,03	0,05	0,00	0,00	2,00
Gd	A-80	T3 80	1,95	0,01	0,04	0,00	0,00	2,00
Gd	A-80	T3 81	1,91	0,01	0,05	0,00	0,00	1,99

**Tabelle A11: Mikrosonden-Analysen: Chlorite und Tonkutane:**

Abkürzungen: R: roter Sandstein, G: grauer Sandstein, CT: tangentielle Chlorit-Kornüberzüge,  
 CS: subtangentielle Chlorit-Kornüberzüge

Sst	Morphotyp	Probe, Messung		MgO [Gew.-%]	FeO [Gew.-%]	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> [Gew.-%]	SiO <sub>2</sub> [Gew.-%]	K <sub>2</sub> O [Gew.-%]	Summe [Gew.-%]
R	Tonkutan	A-29 S 1	81	4,54	10,70	26,00	47,78	10,97	99,99
R	Tonkutan	A-29 S 1	82	5,93	15,59	25,98	44,07	8,45	100,02
R	Tonkutan	A-29 S 1	86	3,79	6,72	25,09	53,87	10,52	99,99
R	Tonkutan	A-29 S 1	89	4,04	7,03	23,31	57,35	8,27	100,00
R	Tonkutan	A-29 S 1	160	4,00	12,64	22,52	46,52	14,33	100,01
R	Tonkutan	A-29 S 1	161	3,72	11,15	23,01	47,33	14,79	100,00
R	Tonkutan	A-29 S 1	162	3,70	8,07	23,93	49,35	14,95	100,00
R	Tonkutan	A-29 S 1	164	4,83	14,07	22,24	46,55	12,30	99,99
R	Tonkutan	A-29 S 1	166	3,73	9,22	22,83	49,14	15,07	99,99
R	Tonkutan	A-29 S 1	170	3,11	8,14	19,08	57,52	12,15	100,00
R	Tonkutan	A-29 S 1	176	3,93	7,49	24,20	50,92	13,47	100,01
R	Tonkutan	A-29 S 1	177	5,10	9,51	23,55	48,64	13,20	100,00
R	Tonkutan	A-29 S 1	181	4,01	9,65	23,45	49,90	13,00	100,01
R	Tonkutan	A-29 S 2	44	2,78	5,93	21,35	58,21	11,73	100,00
R	Leiste	A-3	65	4,45	3,52	31,02	52,76	8,24	99,99
R	Leiste	A-3	66	1,85	1,01	36,40	53,75	6,99	100,00
R	Leiste	A-29 S 1	169	6,94	18,05	22,64	43,11	9,27	100,01
R	Leiste	A-29 S 1	91	4,62	11,68	22,54	52,70	8,47	100,01
R	Leiste	A-29 S 1	163	6,29	15,96	24,12	44,51	9,13	100,01
R	Leiste	A-29 S 1	168	3,29	9,41	22,55	50,49	14,25	99,99
R	Leiste	A-29 S 2	42	5,32	10,62	19,93	56,39	7,74	100,00
G	Tonkutan	A-9	92	6,18	13,65	21,80	55,13	3,24	100,00
G	Tonkutan	A-9	103	5,37	6,69	27,00	53,71	7,23	100,00
G	Tonkutan	A-12A	11	3,64	5,08	27,05	56,12	8,11	100,00
G	Tonkutan	A-12A	17	5,09	7,50	26,23	57,11	4,07	100,00
G	Tonkutan	A-12A	71	3,45	2,89	25,66	60,51	7,49	100,00
G	Tonkutan	A-12A	72	4,66	6,20	28,27	52,53	8,33	99,99
G	Tonkutan	A-12A	80	3,12	5,30	27,33	57,44	6,82	100,01
G	Tonkutan	A-12A	85	2,46	1,67	32,30	55,59	7,98	100,00
G	Tonkutan	A-12A	97	13,60	23,30	26,18	35,32	1,60	100,00
G	Tonkutan	A-12A	127	4,64	4,63	24,50	59,87	6,36	100,00
G	Tonkutan	A-12A	190	4,67	5,27	29,05	53,16	7,84	99,99
G	Tonkutan	A-12A	191	4,15	4,37	28,42	54,39	8,67	100,00
G	Tonkutan	A-12A	192	9,73	8,30	28,55	47,63	5,79	100,00
G	Tonkutan	A-15	145	3,05	5,36	25,84	56,40	9,35	100,00
G	Tonkutan	A-50	218	10,04	12,94	27,15	45,61	4,26	100,00
G	Tonkutan	A-50	219	13,64	17,02	18,31	51,03	0,00	100,00
G	Tonkutan	A-50	221	12,41	15,15	26,78	42,03	3,63	100,00
G	Tonkutan	A-50	230	2,89	4,29	25,58	57,66	9,58	100,00
G	Tonkutan	A-50	231	7,25	8,53	26,18	49,82	8,22	100,00
G	Tonkutan	A-63	65	3,55	5,70	22,78	54,24	13,74	100,01
G	Tonkutan	A-63	68	2,81	4,98	23,91	51,87	16,43	100,00
G	Tonkutan	A-63	69	2,92	5,29	16,87	63,14	11,78	100,00
G	Tonkutan	A-63	73	3,14	4,91	24,23	51,17	16,55	100,00
G	Tonkutan	A-63	75	3,21	4,86	21,12	56,40	14,41	100,00
G	Tonkutan	A-63	86	2,98	4,79	22,20	56,10	13,94	100,01
G	Tonkutan	A-63	87	3,07	5,03	23,89	51,71	16,30	100,00

**Tabelle A11** (Fortsetzung)

Sst	Morphotyp	Probe, Messung	MgO [Gew.-%]	FeO [Gew.-%]	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> [Gew.-%]	SiO <sub>2</sub> [Gew.-%]	K <sub>2</sub> O [Gew.-%]	Summe [Gew.-%]
G	Tonkutan	A-63 88	3,18	4,84	23,40	52,92	15,67	100,01
G	Tonkutan	A-63 89	3,18	4,60	23,99	51,55	16,67	99,99
G	Tonkutan	A-63 90	6,75	16,74	22,57	45,18	8,76	100,00
G	Tonkutan	A-63 91	2,91	5,65	24,08	51,53	15,83	100,00
G	Tonkutan	A-63 95	3,16	4,27	24,33	52,52	15,72	100,00
G	Tonkutan	A-63 96	3,20	4,77	24,35	52,41	15,27	100,00
G	Tonkutan	A-63 135	2,97	3,26	26,28	53,26	14,24	100,01
G	Tonkutan	A-63 136	2,58	4,74	23,64	51,85	17,18	99,99
G	Tonkutan	A-63 150	3,08	3,69	25,32	52,34	15,57	100,00
G	Tonkutan	A-63 154	3,56	4,64	24,43	51,24	16,13	100,00
G	Tonkutan	A-63 172	3,46	6,22	24,24	51,09	14,99	100,00
G	Tonkutan	A-63 173	3,04	3,15	23,76	55,00	15,05	100,00
G	Tonkutan	A-80 202	3,69	3,58	27,65	56,51	8,57	100,00
G	Tonkutan	A-80 203	3,26	3,26	27,68	56,80	9,00	100,00
G	Tonkutan	A-80 205	5,11	5,40	27,11	54,29	8,09	100,00
G	Tonkutan	A-80 286	2,89	2,87	27,59	58,00	8,65	100,00
G	Tonkutan	A-80 287	3,06	4,26	27,77	55,47	9,44	100,00
G	Tonkutan	A-80 290	2,80	3,07	24,33	61,65	8,15	100,00
G	Tonkutan	A-80 302	3,18	3,17	27,78	56,38	9,49	100,00
G	Tonkutan	A-80 305	2,53	3,80	27,33	55,58	10,75	99,99
G	Tonkutan	B-8B 35	1,19	1,45	19,24	54,39	23,72	99,99
G	Tonkutan	B-8B 53	3,00	3,31	26,91	53,04	13,74	100,00
G	Tonkutan	B-8B 62	3,77	5,19	23,86	54,64	12,55	100,01
G	Tonkutan	B-8B 88	3,19	6,92	23,04	51,32	15,53	100,00
G	Tonkutan	B-8B 89	3,51	4,12	25,88	51,94	14,55	100,00
G	Tonkutan	B-8B 90	3,16	5,02	24,89	50,39	16,54	100,00
G	Tonkutan	B-8B 93	2,65	4,82	23,37	54,76	14,40	100,00
G	Tonkutan	B-8B 94	2,94	4,32	25,11	51,22	16,41	100,00
G	Leiste	A-9 45	9,76	23,54	21,70	43,09	1,90	99,99
G	Leiste	A-9 46	4,28	11,04	26,43	49,88	8,38	100,01
G	Leiste	A-9 52	9,69	17,21	26,54	42,88	3,69	100,01
G	Leiste	A-9 59	6,19	17,55	28,54	42,32	5,40	100,00
G	Leiste	A-9 75	8,08	11,61	27,00	48,09	5,22	100,00
G	Leiste	A-9 89	11,08	17,80	21,01	48,98	1,14	100,01
G	Leiste	A-9 115	12,12	14,56	27,74	42,47	3,12	100,01
G	Leiste	A-9 121	13,83	11,29	24,51	47,68	2,68	99,99
G	Leiste	A-12A 207	11,92	17,70	27,71	40,91	1,76	100,00
G	Leiste	A-12A 10	8,49	14,84	25,33	49,97	1,38	100,01
G	Leiste	A-12A 16	11,99	18,22	27,12	40,33	2,35	100,01
G	Leiste	A-12A 19	9,54	17,85	24,59	45,14	2,88	100,00
G	Leiste	A-12A 29	12,54	18,32	26,09	41,12	1,93	100,00
G	Leiste	A-12A 60	7,14	21,87	27,48	42,00	1,51	100,00
G	Leiste	A-12A 62	8,13	28,40	21,75	39,97	1,76	100,01
G	Leiste	A-12A 63	10,68	22,46	24,08	41,13	1,65	100,00
G	Leiste	A-12A 92	14,80	22,07	26,28	35,93	0,92	100,00
G	Leiste	A-12A 94	7,17	12,29	20,89	58,74	0,90	99,99
G	Leiste	A-12A 99	11,23	20,99	26,62	39,09	2,06	99,99
G	Leiste	A-12A 120	2,36	1,98	31,02	56,42	8,22	100,00
G	Leiste	A-12A 162	10,81	17,49	23,74	46,30	1,66	100,00
G	Leiste	A-12A 187	12,50	17,31	24,68	43,13	2,38	100,00

**Tabelle A11** (Fortsetzung)

Sst	Morphotyp	Probe, Messung	MgO [Gew.-%]	FeO [Gew.-%]	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> [Gew.-%]	SiO <sub>2</sub> [Gew.-%]	K <sub>2</sub> O [Gew.-%]	Summe [Gew.-%]
G	Leiste	A-12A 201	14,15	23,89	26,15	34,88	0,94	100,01
G	Leiste	A-12A 202	10,66	15,58	27,54	43,51	2,71	100,00
G	Leiste	A-12A 203	4,72	11,19	22,25	51,89	9,96	100,01
G	Leiste	A-50 49	4,30	8,36	24,46	49,92	12,97	100,01
G	Leiste	A-63 70	7,36	18,46	23,50	41,38	9,30	100,00
G	Leiste	A-63 118	7,13	16,76	23,93	43,14	9,04	100,00
G	Leiste	A-80 289	2,78	3,27	26,44	57,98	9,53	100,00
G	Leiste	B-8B 39	2,54	3,72	25,16	52,62	15,97	100,01
G	CT	A-9 91	9,84	12,86	27,06	45,33	4,91	100,00
G	CT	A-9 111	7,83	8,95	27,14	51,40	4,68	100,00
G	CT	A-12A 13	10,87	20,40	20,69	46,58	1,46	100,00
G	CT	A-12A 14	7,16	18,07	21,97	49,97	2,83	100,00
G	CT	A-12A 26	7,25	12,15	23,53	52,63	4,45	100,01
G	CT	A-12A 66	14,85	19,18	24,30	40,23	1,44	100,00
G	CT	A-12A 70	8,59	19,94	25,62	44,15	1,71	100,01
G	CT	A-15 146	2,98	4,72	25,46	58,73	8,11	100,00
G	CT	A-63 67	8,10	21,27	19,82	45,35	5,46	100,00
G	CT	A-63 77	6,02	20,73	19,68	49,20	4,37	100,00
G	CT	A-63 92	8,16	29,65	19,39	39,24	3,56	100,00
G	CT	A-63 97	2,32	6,66	23,44	52,78	14,80	100,00
G	CT	B-8B 26	2,05	3,48	20,44	59,63	14,40	100,00
G	CT	B-8B 69	3,27	3,83	25,21	53,46	14,23	100,00
G	CS	A-12A 25	12,24	20,73	21,86	44,57	0,60	100,00
G	CS	A-12A 30	7,87	14,75	22,47	53,74	1,17	100,00
G	CS	A-12A 38	6,37	10,96	26,44	51,24	4,99	100,00
G	CS	A-12A 61	12,18	17,23	28,36	39,44	2,79	100,00
G	CS	A-12A 87	9,76	25,13	25,01	37,86	2,23	99,99
G	CS	A-12A 88	6,79	10,44	28,52	49,45	4,80	100,00
G	CS	A-12A 96	9,31	21,94	24,17	44,59	0,00	100,01
G	CS	A-12A 157	10,38	21,58	25,57	39,88	2,59	100,00
G	CS	A-12A 159	9,85	19,70	26,95	41,97	1,52	99,99
G	CS	A-12A 194	12,30	23,38	25,38	36,36	2,58	100,00
G	CS	A-63 66	6,70	22,76	18,82	48,18	3,53	99,99
G	CS	A-63 112	4,02	5,71	22,80	50,81	16,67	100,01
G	CS	A-63 113	3,39	6,06	24,70	50,88	14,98	100,01
G	CS	A-63 114	4,72	8,06	24,14	49,02	14,06	100,00
G	CS	A-80 285	3,56	8,38	27,87	53,02	7,18	100,01
G	CS	A-80 97	11,87	22,64	21,00	43,45	1,04	100,00
G	CS	B-8B 30	2,88	4,13	23,84	52,31	16,84	100,00
G	CS	B-8B 31	2,14	1,29	26,73	60,51	9,32	99,99
G	CS	B-8B 34	0,66	0,76	18,87	56,57	23,14	100,00
G	CS	B-8B 40	1,71	3,53	20,37	62,18	12,22	100,01
G	CS	B-8B 42	5,84	8,17	20,74	56,68	8,58	100,01

**Tabelle A12: Mikrosonden-Analysen: Sonstige Zemente und Klaster**

Abkürzungen: **R**: roter Sandstein, **G**: grauer Sandstein; **Kl**: Klaster-Typ, **n**: Mittelwert aus n Messungen;

**Ant.:** prozentualer Anteil des Minerals bezogen auf den Klaster (%)

Probe	Kl	Mineral	n	Ant. [vol.-%]	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CaO	FeO	MgO	MnO	TiO <sub>2</sub>	BaO	SrO	SO <sub>3</sub>	Σ
					jeweils [Gew.-%]												
<b>Anhydrit-Zement</b>																	
R A-3	An				0,0	0,0	0,0	0,0	41,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	56,8	98,5
R A-3	An				0,0	0,0	0,0	0,0	41,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	57,6	99,0
R A-3	An				0,0	0,0	0,0	0,0	40,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	56,8	97,3
R A-3	An				0,0	0,0	0,0	0,0	41,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	56,9	98,7
R A-3	An				0,0	0,0	0,0	0,0	41,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	56,8	98,2
R A-3	An				0,0	0,0	0,0	0,0	41,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	57,3	99,0
R A-3	An				0,0	0,0	0,0	0,0	41,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	57,3	98,8
R A-3	An				0,0	0,0	0,0	0,0	40,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	56,1	97,0
R A-3	An				0,0	0,0	0,0	0,0	40,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	56,5	97,2
R A-29	An				0,0	0,0	0,0	0,0	42,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	57,7	99,9
G A-9	An				0,0	0,0	0,0	0,0	40,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	56,4	97,1
G A-50	An				0,0	0,0	0,0	0,0	41,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	57,7	99,6
G A-50	An				0,0	0,0	0,0	0,0	41,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	57,4	99,3
G A-50	An				0,0	0,0	0,0	0,0	41,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	58,0	99,7
G B-8 B	An				0,0	0,0	0,0	0,0	42,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	57,2	99,4
G B-8 B	An				0,0	0,0	0,0	0,0	41,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	57,5	99,4
G B-8 B	An				0,0	0,0	0,0	0,0	42,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	56,9	99,5
<b>Baryt-Zement</b>																	
G A-15	Ba				0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	66,1	2,2	31,6	100,0
G A-50	Ba				0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	69,1	1,4	29,5	100,0
G A-50	Ba				0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	65,9	2,8	31,4	100,0
G A-50	Ba				0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	66,6	2,4	31,0	100,0
G A-50	Ba				0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	67,0	1,9	31,2	100,0
G A-50	Ba				0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	67,8	1,5	30,8	100,0
G A-50	Ba				0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	66,3	2,0	31,7	100,0
G A-80	Ba				0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	69,5	1,0	29,5	100,0
G A-80	Ba				0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	65,9	2,8	31,3	100,0
<b>Dolmit-Zement</b>																	
R A-3	Do				0,0	0,0	0,0	0,0	54,7	0,0	41,6	3,7	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3	Do				0,0	0,0	0,0	0,0	55,1	0,0	40,8	4,1	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3	Do				0,0	0,0	0,0	0,0	63,5	0,0	33,4	3,1	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3	Do				0,0	0,0	0,0	0,0	57,9	0,0	37,6	4,5	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
<b>Feldspat-Zement</b>																	
R A-3	Ab				68,5	21,0	10,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80	Ab				67,8	20,9	11,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80	Ab				67,3	20,9	11,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80	Ab				73,8	22,2	4,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-15	Ab				67,8	20,8	11,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-15	Ab				67,4	20,8	11,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-15	Ab				67,6	20,8	11,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50	Ab				67,0	20,5	12,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50	Ab				67,1	20,7	12,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50	Ab				67,4	20,7	11,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50	Ab				68,1	21,0	11,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50	Ab				68,5	20,8	10,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50	Ab				67,8	20,8	11,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50	Ab				67,5	20,6	11,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50	Ab				67,9	20,6	11,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80	Ab				66,8	21,0	12,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50	San				20,7	12,3	0,0	67,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0

**Tabelle A12 (Fortsetzung)**

Probe	Kl	Mineral	n	Ant.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CaO	FeO	MgO	MnO	TiO <sub>2</sub>	BaO	SrO	SO <sub>3</sub>	Σ
				[vol.-%]	jeweils [Gew.-%]												
<b>Authigener Hämatit</b>																	
R A-3		Hm			0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		Hm			0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	99,4	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		Hm			0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	98,0	0,0	0,0	2,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-69		Hm			0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	96,9	0,0	0,0	3,1	0,0	0,0	0,0	100,0
<b>Authigenes Titanoxid</b>																	
G A-15		Ti			0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,6	0,0	0,0	98,4	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-15		Ti			0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,7	0,0	0,0	96,3	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50		Ti			0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80		Ti			0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-69		Ti			0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80		Ti			0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0	100,0
<b>Kalifeldspat-Klasten</b>																	
R A-3					64,7	19,8	1,2	14,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		Ak	3		65,0	19,6	0,7	14,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		Ak	3		65,1	19,6	0,4	14,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		Ak	3		64,8	19,7	0,5	15,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		Ak	3		66,3	19,3	0,2	14,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-15		Ak			64,9	19,4	0,0	15,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-15		Ak			65,0	19,6	0,1	15,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-15		Ak			65,2	19,4	0,2	15,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-15		Ak			65,3	19,6	0,2	15,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-15		Ak			64,7	19,1	0,2	16,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-15		Ak			65,0	19,3	0,1	15,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80		Ak			65,1	19,5	0,7	14,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80		Ak			65,3	20,1	1,4	13,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80		Ak			64,9	19,6	0,5	14,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80		Ak			64,8	19,6	0,4	15,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80		Ak			64,9	19,5	0,6	15,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80		Ak			65,1	19,7	1,1	14,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80		Ak			65,3	19,5	0,0	15,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
<b>Plagioklas-Klasten</b>																	
G A-80		Pl			67,5	20,5	11,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80		Pl			66,6	23,0	8,7	1,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80		Pl			68,9	21,3	9,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80		Pl			67,9	21,0	11,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80		Pl			66,9	21,5	11,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80		Pl			67,1	23,1	7,9	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80		Pl			68,0	20,8	11,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80		Pl			67,7	20,8	11,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80		Pl			67,1	20,9	12,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
<b>Detritische Schichtsilikate</b>																	
R A-3		Bt	3		54,0	26,6	0,0	9,6	0,0	5,7	4,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		Bt	2		52,1	36,5	0,0	8,4	0,0	0,7	2,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		Bt	3		53,4	33,6	0,0	8,5	0,0	2,3	2,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		Chl	2		32,1	25,7	0,0	0,3	0,0	24,4	17,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		Chl			36,2	25,5	0,0	1,0	0,0	22,6	14,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		Chl	2		31,0	26,8	0,0	0,5	0,0	32,0	9,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		Chl			29,4	27,3	0,0	0,0	0,0	29,6	13,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0

**Tabelle A12 (Fortsetzung)**

Probe	Kl	Mineral	n	Ant. [vol.-%]	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CaO	FeO	MgO	MnO	TiO <sub>2</sub>	BaO	SrO	SO <sub>3</sub>	Σ
									jeweils [Gew.-%]								
<b>Felsische Vulkanoklasten (grobkristalliner Typ)</b>																	
R A-3		Ak		60	65,3	19,5	0,1	15,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3	Lvf1	PI		40	66,9	20,6	12,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		Ak	2	70	65,9	22,8	9,9	0,3	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3	Lvf1	PI	3	30	67,5	21,6	10,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-15		Qz		25	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-15	Lvf1	Ak		30	65,0	19,7	0,4	14,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-15		PI		35	74,7	16,7	8,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-15		Qz		15	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-15	Lvf1	Ak	2	60	65,7	19,1	0,1	15,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-15		PI	2	25	67,1	20,8	12,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-15	Lvf1	Ak		65	64,8	19,8	0,0	14,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	99,5
G A-15		PI		35	73,1	17,5	9,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-15	Lvf1	Ak		80	65,2	19,4	0,2	15,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-15		PI		20	67,0	20,7	12,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-15	Lvf1	Ak		80	64,9	19,6	0,5	15,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-15		PI		20	67,0	20,5	12,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-15		PI		20	67,7	20,9	11,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-15	Lvf1	Ak		50	65,3	19,6	0,2	15,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-15		Qz		30	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50	Lvf1	Ak	3	60	67,9	18,0	0,5	13,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50		PI		60	67,0	21,0	12,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50	Lvf1	Ak		40	65,1	19,6	0,6	14,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50		Qz		30	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50	Lvf1	Ak		70	65,5	19,6	3,0	12,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50		Qz			100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50		Qz			100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50	Lvf1	Qz		50	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50		Ak		50	64,9	19,5	0,2	15,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50	Lvf1	Qz		50	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50		Ak		50	65,1	19,5	0,0	15,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50	Lvf1	Ak	2	70	66,9	20,5	4,8	7,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50		PI		30	67,5	21,1	11,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50	Lvf1	PI		40	67,9	20,7	11,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50		Ak		60	65,0	19,4	0,4	15,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50	Lvf1	PI		50	69,7	20,9	9,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50		Ak		50	65,2	19,4	0,1	15,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50	Lvf1	Ak		40	65,5	19,6	0,2	14,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50		Ak		60	68,9	21,3	9,4	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50	Lvf1	Qz		50	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50		Ak		50	64,9	19,4	0,0	15,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80	Lvf1	Qz		50	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80		Ak		50	65,1	19,7	0,9	14,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80	Lvf1	Ak		50	68,3	21,1	10,4	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80		Ak		50	66,6	19,2	0,6	13,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80	Lvf1	Ak		50	65,3	19,3	0,0	15,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80		PI		50	67,1	20,8	12,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80	Lvf1	Ak		30	65,6	19,5	0,5	14,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80		Qz		70	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80	Lvf1	Ak		80	65,6	19,7	0,6	14,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80		PI		20	68,0	21,0	11,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0

**Tabelle A12 (Fortsetzung)**

Probe	Kl	Mineral	n	Ant. [vol.-%]	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CaO	FeO	MgO	MnO	TiO <sub>2</sub>	BaO	SrO	SO <sub>3</sub>	Σ
											jeweils [Gew.-%]						
<b>Felsische Vulkanoklasten (feinkristalliner Typ)</b>																	
R A-3		PI		30	66,6	20,9	12,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3	Lvf3	Ak		70	65,0	19,6	0,3	15,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		Ak	2	60	67,1	19,6	3,5	9,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3	Lvf3	PI		20	70,2	20,4	9,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		Hm		20	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3	Lvf3	Ak	3	80	65,5	19,7	0,7	14,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		Ak	2	20	67,1	20,1	10,4	2,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		Ak	2	75	68,9	21,2	9,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3	Lvf3	Chl		15	35,8	22,5	0,0	0,0	0,0	18,1	23,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		Ti		10	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,1	0,0	0,0	98,9	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3	Lvf3	PI		85	67,5	21,2	11,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		Ak		15	67,8	22,3	9,2	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		Qz		25	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3	Lvf3	PI		25	83,4	10,4	6,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		C-I V		15	48,4	25,8	0,0	4,5	0,0	13,4	7,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		C-I V		35	57,4	31,6	0,0	7,4	0,0	1,7	1,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-15		Qz		30	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-15	Lvf3	Ak	2	30	66,6	18,7	0,6	14,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-15		PI		40	67,4	20,9	11,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50		Qz		10	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50	Lvf3	Ak	4	70	65,2	19,4	0,3	15,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50		PI	1	10	66,7	20,6	12,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50	Lvf3	Qz		35	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50		Ak	2	65	65,1	19,5	0,2	15,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50	Lvf3	Ak	4	30	65,5	19,3	0,2	14,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50		Qz		70	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50		C-I V	2	5	57,6	27,5	0,0	8,8	0,0	2,2	3,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50	Lvf3	Qz		10	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50		PI	4	30	67,0	20,7	12,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50		Ak	3	55	67,5	18,6	2,7	11,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50	Lvf3	Qz		70	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50		Ak	2	30	66,0	18,8	0,1	15,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50	Lvf3	Qz		70	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50		Ak	30	65,2	19,5	0,2	15,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50	Lvf3	Qz		80	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50		Ak	2	20	66,6	19,3	1,5	12,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50	Lvf3	Ak		85	65,2	19,7	0,7	14,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50		Ak	15	68,5	20,7	8,7	2,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50		Qz		10	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50	Lvf3	Ak	2	40	65,7	19,1	0,1	15,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50		PI		50	70,1	20,8	9,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50	Lvf3	Qz		60	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50		Ak	2	40	66,2	19,0	0,3	14,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50	Lvf3	PI		50	67,5	20,7	11,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50		Ak	50	65,3	19,4	0,7	14,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80	Lvf3	Qz		30	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80		Ak	70	68,8	18,0	0,9	12,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80	Lvf3	Qz		30	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80		Ak	70	65,7	19,6	0,2	14,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80	Lvf3	Ak		50	67,4	21,7	10,2	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80		Ak	50	65,4	20,0	0,7	14,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80	Lvf3	Ak		50	65,4	19,6	0,2	14,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80		PI	50	68,3	20,9	10,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80	Lvf3	Ak		50	65,7	19,4	0,4	14,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80		Qz	50	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0

**Tabelle A12 (Fortsetzung)**

Probe	Kl	Mineral	n	Ant. [vol.-%]	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CaO	FeO	MgO	MnO	TiO <sub>2</sub>	BaO	SrO	SO <sub>3</sub>	Σ
									jeweils [Gew.-%]								
G A-80		PI		50	69,3	20,8	9,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80	Lvf3	Ak		50	65,2	19,6	0,2	15,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80		Ak		75	64,7	19,8	0,7	14,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80	Lvf3	PI		25	67,0	21,7	11,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80		Qz		50	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80	Lvf3	Ak	3	45	66,0	19,2	0,2	14,6	47,7	0,0	0,0	2,3	0,0	0,0	0,0	0,0	150,0
G A-80		Hm		5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	97,6	0,0	0,0	2,4	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80	Lvf3	Qz		60	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80		Ak		40	66,4	19,2	0,3	14,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80	Lvf3	Qz		50	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80		Ak		50	66,5	19,4	0,1	14,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80	Lvf3	K-Ak		50	65,2	19,4	0,3	15,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80		Na-Ak		50	69,1	21,1	9,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80	Lvf3	Qz		60	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80		Ak		40	65,6	19,5	0,0	15,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0

**Mafische Vulkanoklasten**

R A-3	Lvm	Chl	2	20	27,1	17,8	0,0	1,0	0,0	41,1	13,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		C-I V		80	49,7	33,8	0,0	9,5	0,0	3,8	3,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		PI		35	66,7	21,3	12,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3	Lvm	Chl		30	35,7	23,7	0,0	0,0	0,0	19,9	20,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		C-I V		30	51,0	33,5	0,0	9,3	0,0	3,6	2,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		Ti		5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3	Lvm	Hm	2	40	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	99,2	0,0	0,0	0,9	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		PI		2	60	67,9	21,0	11,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3	Lvm	PI		3	65	68,8	21,4	9,6	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		Hm		3	35	0,0	0,0	0,0	0,0	97,0	0,0	0,0	3,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		Ak-PI Mat		3	50	68,4	19,6	7,8	0,6	3,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3	Lvm	PI		3	25	70,2	20,9	8,7	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		Hm		1	35	0,0	0,0	0,0	0,0	97,8	0,0	0,0	2,2	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		PI		3	45	68,5	21,5	9,5	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,2
R A-3	Lvm	Ak		2	15	66,4	19,9	0,6	13,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		C-I V		3	40	36,6	20,5	0,0	0,8	0,0	20,9	21,2	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3	Lvm	PI		4	100	65,0	23,0	9,7	0,0	2,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3	Lvm	PI		100	68,4	21,0	10,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3	Lvm	PI		100	68,1	20,9	11,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3	Lvm	PI		70	68,2	21,0	10,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		Fe-Ti		30	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	98,2	0,0	0,0	1,8	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-15	Lvm	PI		65	66,9	20,7	12,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-15		Ak		35	66,8	20,1	4,3	8,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-15		Qz		40	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-15	Lvm	Ak		30	68,2	20,3	10,6	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-15		C-I V	3	30	33,7	25,0	0,0	0,5	0,0	22,6	18,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-15	Lvm	Ak		60	61,2	28,1	4,9	5,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-15		C-I V		50	56,7	24,3	0,0	9,7	0,0	5,0	4,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-15		Ak		60	65,2	19,6	0,6	14,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-15	Lvm	PI		2	35	67,3	20,5	12,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-15		Ti		5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0	99,4	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50	Lvm	C-I V		100	35,0	25,7	0,0	0,4	0,0	24,0	15,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50		PI		2	70	67,3	20,9	11,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50		Ak		20	60,4	26,3	0,1	13,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-50		C-I V		10	51,3	32,0	0,0	9,8	0,0	4,7	2,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80	Lvm	Fe-Ti		40	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	97,0	0,0	0,0	3,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80		PI		60	68,4	21,0	10,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80	Lvm	PI		80	79,0	14,4	6,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80		Ak		20	65,0	19,7	0,2	15,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0

**Tabelle A12** (Fortsetzung)

Probe	Kl	Mineral	n	Ant. [vol.-%]	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CaO	FeO	MgO	MnO	TiO <sub>2</sub>	BaO	SrO	SO <sub>3</sub>	Σ
					jeweils [Gew.-%]												
G A-80		Pl		85	68,5	21,0	10,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80	Lvm	Ak		15	55,7	33,2	2,4	8,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80		C-I V	2	20	50,5	33,9	0,0	9,6	0,0	4,3	1,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80	Lvm	Pl		80	67,9	21,3	10,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80		Na-Ak		90	65,2	23,6	9,0	2,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-80	Lvm	K-Ak		10	65,4	20,0	0,8	13,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		Qz		65	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3	Lm	C-I V		35	47,2	24,6	0,0	1,7	0,0	16,2	10,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		C-I V	2	75	51,4	38,5	0,0	7,9	0,0	1,0	1,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3	Lm	Chl		25	32,6	30,1	0,0	1,7	0,0	27,5	8,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		C-I V	3	15	50,2	39,7	0,0	7,7	0,0	1,7	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,1
R A-3	Lm	Chl		85	40,8	33,0	0,0	6,8	0,0	19,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		Qz		65	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3	Lm	C-I V	3	35	59,4	27,5	0,0	6,4	0,0	3,1	3,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		Qz		30	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3	Lm	C-I V	3	70	45,2	25,3	0,0	2,8	0,0	14,8	11,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		Qz		35	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		Pl		10	70,5	19,6	9,7	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3	Lm	Chl	2	15	32,4	25,1	0,0	0,3	0,0	25,1	17,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
R A-3		C-I V	3	40	52,8	35,7	0,0	7,7	0,0	1,6	2,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-15		Ak		10	65,2	19,6	0,0	15,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-15	Lm	Pl		35	68,8	21,0	10,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
G A-15		C-I V	3	55	55,4	27,7	0,0	8,6	0,0	4,6	3,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0

**Tabelle A13: Chemische Zusammensetzung des Gesamtgesteins (ICP-OES, ICP-MS)**

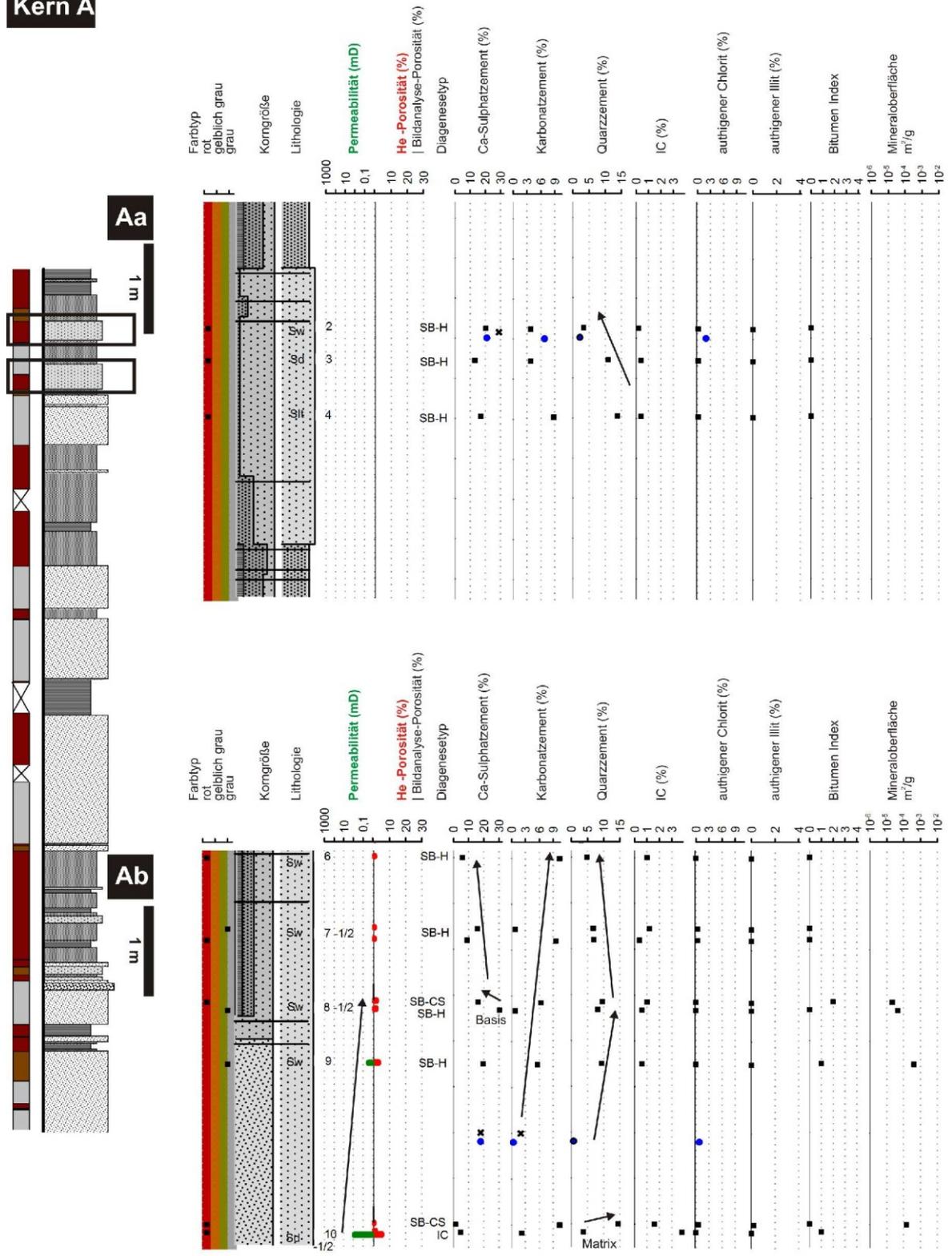
	Al [µg/g]	Ca [µg/g]	Fe [µg/g]	K [µg/g]	Mg [µg/g]	Na [µg/g]	Ti [µg/g]	P [µg/g]	Mn [µg/g]	Ba [µg/g]	Sr [µg/g]	Li [µg/g]
A-3	21627	59614	5346	7584	1257	10591	1007	170	675	144	233	22
A-4	24227	51445	7129	8716	1725	11850	1526	247	820	290	221	30
A-6	24116	67508	10650	11665	4455	6538	814	190	1639	228	139	45
A-7A	24878	51008	7453	12254	3619	8065	563	200	1698	287	103	43
A-7B	23951	69081	5796	14089	3348	6619	482	174	2840	307	84	35
A-9	22132	76165	4624	12278	1584	8869	657	150	1538	200	369	24
A-10	23165	60474	3510	10965	1939	9375	503	157	2979	1339	165	27
A-11	21420	12319	1647	10771	635	9422	512	143	556	2499	189	23
A-15	26763	8619	2662	13725	1197	11785	597	188	171	1848	140	23
A-17	26405	16345	2923	16790	1372	9965	849	219	819	768	73	30
A-18	28491	13090	2771	16156	1246	11309	498	191	478	1209	88	22
A-20	26691	17028	2090	15264	957	11118	451	179	708	1822	104	22
A-30	22855	64960	3821	12904	2330	7532	347	155	113	294	350	32
A-33	29964	22955	5785	16270	2739	9183	1017	192	665	836	109	40
A-34	27000	39047	7278	15635	3149	6908	781	220	106	339	385	45
A-35	33085	14253	10102	17772	4742	9080	916	210	469	643	71	57
A-43	27516	25766	6881	15786	3247	9742	808	202	286	759	156	43
A-47	28209	4238	6120	15911	3240	10548	650	198	180	3667	208	42
A-48	20017	54807	2570	14128	1240	6625	397	163	301	2257	785	26
A-49	28675	3526	6282	16296	3431	11286	915	205	150	2467	154	44
A-50	28050	13443	6560	15618	3381	10307	676	205	200	7478	424	46
A-58	19260	85890	3300	12224	594	6608	479	146	265	299	487	16
A-59	21080	73409	3969	12913	972	6864	401	153	359	286	689	25
A-60	18579	95026	1544	12609	503	6218	275	145	33	302	731	14
A-61	28379	9514	3390	19016	1398	9647	494	204	362	2939	180	26
A-64	26981	13986	3239	17697	1352	10712	517	172	486	7150	348	27
A-65	28634	9629	4001	17619	1598	9829	671	187	394	2218	154	31
A-68	24253	39841	2485	15625	1073	9116	378	155	752	2926	288	25
A-69	16518	100068	3600	10387	835	4886	434	101	1662	227	290	18
A-72	18673	91112	3584	11474	689	6671	401	130	147	280	799	17
A-74	29250	25949	5227	16481	1534	10103	596	213	1228	3326	243	35
A-77	26726	14813	7982	17682	2162	9195	995	202	297	3632	263	40
A-80	20404	59664	3223	12768	703	7278	466	141	75	2735	1400	22
B-16	21236	65247	1962	11067	1168	7962	542	198	173	181	429	23
B-18	27037	22055	4853	15194	3323	7535	489	198	929	496	76	58
B-22	18271	91086	5369	9925	2702	4882	712	174	1039	266	359	21
B-29	26707	16159	2477	14721	1136	11013	724	218	223	6288	363	25
B-30	24134	28307	2128	13028	984	10040	570	195	346	6507	377	25
B-31	24611	30860	2911	12374	1298	9734	1001	200	743	4992	346	25
B-32	22825	33260	1838	11462	847	9351	704	170	683	5369	421	26
B-40	27493	10263	3417	14427	1411	11340	760	199	415	878	81	23
B-42	26706	11744	3140	14180	1241	10501	729	204	471	1109	95	20
B-44	30073	28403	5528	13722	1986	12369	1276	285	688	436	126	32
B-49A	24286	62423	2063	13391	868	9743	415	148	339	1689	351	22
B-49B	19662	72558	1287	13469	529	6424	301	132	1339	597	221	20
B-50A	19720	57381	1618	12802	647	6563	378	158	46	1007	158	20
B-50B	27727	14270	4712	17221	1808	9653	469	213	310	8416	213	28
C-9	20186	74465	3868	10011	1797	7631	576	138	219	173	527	13
C-10	21250	37560	5098	12107	6292	8126	605	151	1730	606	167	18
C-12	22907	51482	6922	11224	8272	9054	1440	217	2025	346	209	15
C-15	26586	8124	2362	12520	2092	11080	1021	157	341	385	72	25
C-16	18722	33533	5321	8335	7071	8537	559	132	1755	387	117	11
C-18	24152	13464	3033	12914	1113	9672	552	169	377	1865	148	21
C-19	18705	41850	5506	8114	5734	9220	794	126	1524	266	174	13
C-20	25549	5109	3512	13375	1108	10189	832	202	211	275	50	21
C-22	22431	28536	6040	12447	2868	8704	791	141	703	592	142	18
C-23A	18835	82761	1635	9987	642	7452	543	180	20	230	674	14
C-23B	22293	27450	13220	11577	1981	8702	1790	241	322	751	154	19
C-43	25923	16675	3902	13759	1053	10074	668	198	1193	569	53	17
C-47	25869	9634	6277	13801	2213	8628	585	190	685	287	43	26
C-55	27874	48652	6508	19661	1691	8371	893	208	731	448	250	38
C-56	28477	56263	7150	19684	1909	8263	905	211	728	186	254	35
C-60	21182	5104	3024	11950	716	7668	460	154	246	452	51	44
C-86	21808	28149	5334	12969	1237	7258	751	146	557	3967	211	27
C-88	24391	19888	7343	14167	1570	7868	1133	202	470	3345	160	31
C-92	27923	17194	8527	15060	1954	9478	1093	224	627	1785	95	31
C-106	21317	91164	5982	11818	1804	6004	733	205	1140	364	503	24

**Tabelle A13:** (Fortsetzung)

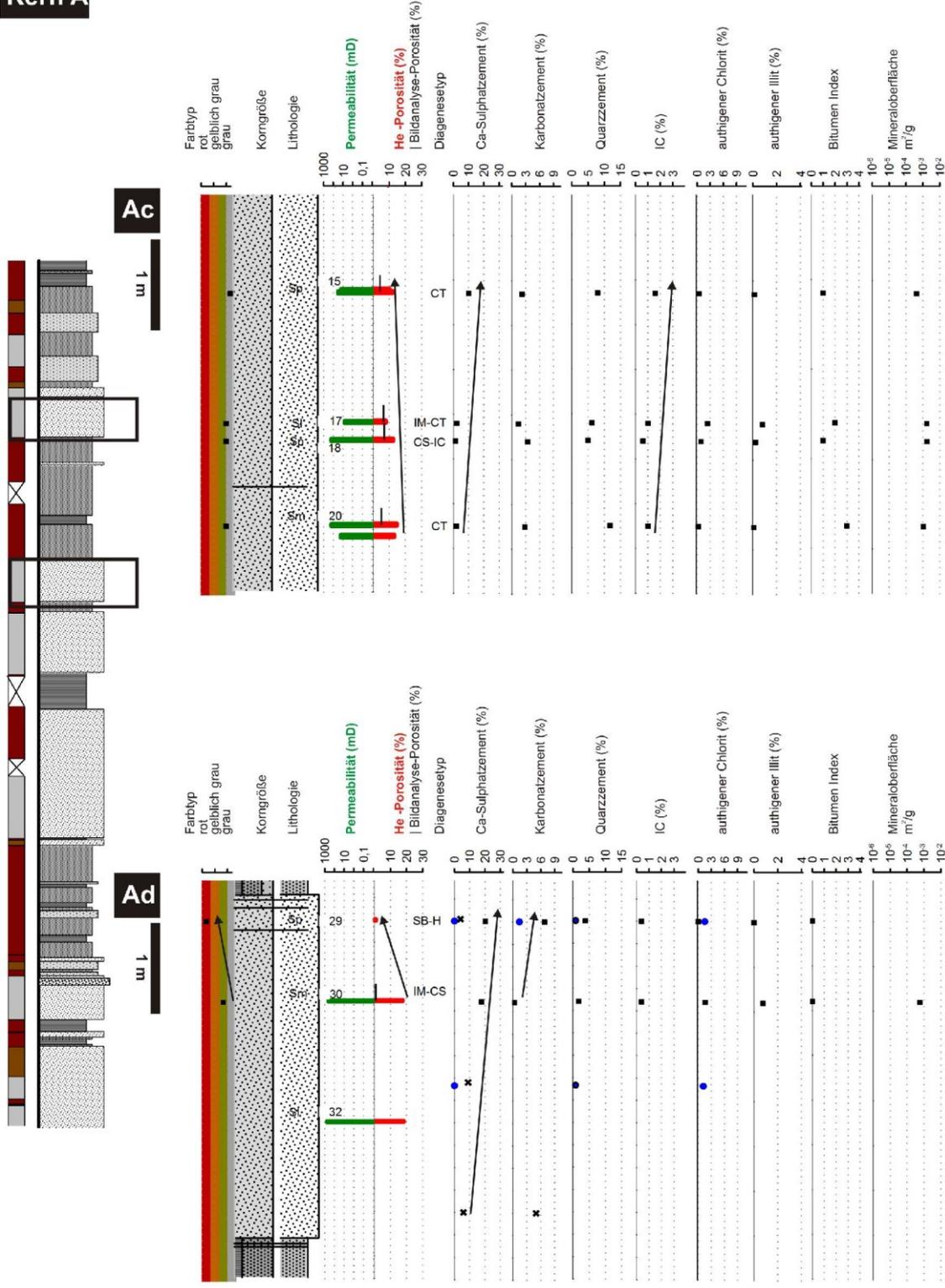
	<b>Pb</b> [µg/g]	<b>Th</b> [µg/g]	<b>U</b> [µg/g]	<b>Cs</b> [µg/g]	<b>Ni</b> [µg/g]	<b>Zn</b> [µg/g]	<b>V</b> [µg/g]	<b>Cr</b> [µg/g]	<b>Co</b> [µg/g]	<b>Cu</b> [µg/g]	<b>As</b> [µg/g]
A-3	3,9	1,8	0,9	1,1	3,6	6,1	18,0	12,5	1,1	3,7	2,7
A-4	4,9	2,8	1,3	1,5	4,7	9,7	25,0	8,2	1,6	8,4	4,5
A-6	6,2	3,2	1,0	2,8	12,6	21,2	19,0	8,0	5,4	61,5	6,4
A-7A	4,7	2,1	0,7	2,1	9,6	18,6	12,7	3,2	4,4	40,1	3,7
A-7B	4,9	2,0	0,7	2,2	7,8	14,5	11,3	1,8	3,5	13,4	5,3
A-9	2,9	2,6	0,9	1,4	3,1	4,8	11,9	8,0	1,2	8,4	2,3
A-10	4,8	1,5	0,9	1,7	3,8	7,5	12,6	4,9	1,5	3,7	2,1
A-11	3,1	1,2	0,6	1,2	2,1	4,0	8,8	2,3	0,7	1,7	1,2
A-15	3,7	2,0	0,7	1,0	3,7	7,4	11,5	3,1	2,0	3,0	2,2
A-17	4,1	3,7	1,4	1,2	4,5	6,1	13,8	3,7	2,8	3,2	4,5
A-18	5,4	2,4	0,8	1,1	4,6	7,8	10,9	1,9	3,2	5,3	3,7
A-20	5,3	2,3	0,7	1,1	4,0	6,0	9,5	1,2	2,3	10,6	5,3
A-30	5,8	1,4	0,5	1,5	7,2	15,3	9,0	5,5	2,9	1,7	1,4
A-33	7,5	3,1	1,0	2,5	7,3	14,6	20,5	15,4	2,3	3,1	2,2
A-34	6,2	2,9	0,9	2,8	8,7	17,8	16,0	7,1	3,1	2,8	2,0
A-35	7,0	3,3	1,0	2,9	12,2	25,6	23,2	8,5	4,9	7,1	3,1
A-43	4,7	2,4	0,8	2,0	7,4	17,1	23,0	6,8	3,2	2,6	3,1
A-47	8,3	2,6	0,9	1,2	6,6	20,2	14,4	5,2	3,9	4,4	3,7
A-48	4,0	2,6	0,9	1,1	3,0	7,4	7,5	2,3	1,7	2,7	2,5
A-49	6,1	2,2	0,9	1,3	7,4	19,1	16,5	4,8	4,5	2,1	4,0
A-50	6,5	2,7	0,8	1,2	6,2	20,0	18,4	5,3	3,9	1,0	3,6
A-58	5,8	1,5	0,6	1,8	2,0	5,2	10,9	4,5	1,0	13,0	3,5
A-59	5,7	1,7	0,6	2,4	4,0	6,0	9,8	2,6	1,3	4,2	4,1
A-60	5,6	1,3	0,4	1,5	1,8	3,7	7,8	3,6	0,6	27,0	2,4
A-61	6,5	2,1	0,8	1,8	7,1	9,4	13,4	2,2	3,9	7,4	2,0
A-64	6,6	1,7	0,6	1,6	7,1	9,5	13,9	1,8	5,6	15,1	1,9
A-65	6,8	2,5	0,8	1,9	8,3	12,6	16,0	2,8	2,3	13,9	2,9
A-68	6,3	1,4	0,6	1,6	5,9	7,3	11,2	1,3	2,0	3,3	1,9
A-69	4,9	1,1	0,5	1,9	4,5	4,5	7,5	1,9	1,1	1,9	4,4
A-72	5,3	1,3	0,5	1,8	3,0	4,1	7,4	5,2	0,9	2,6	4,8
A-74	6,7	2,1	0,9	3,0	5,4	10,8	15,1	2,1	1,9	5,4	3,4
A-77	7,5	3,5	1,4	2,3	9,6	18,1	19,7	6,6	4,7	18,2	2,8
A-80	5,2	1,8	0,9	1,5	2,6	6,2	11,0	3,3	0,9	38,3	2,5
B-16	3,3	1,5	0,5	2,0	3,4	4,1	9,7	4,0	1,1	3,6	2,2
B-18	6,4	2,9	0,7	1,6	15,9	16,4	1,8	11,2	8,3	23,5	5,4
B-22	3,6	1,5	0,6	2,4	5,5	8,8	15,5	4,5	1,7	3,5	4,6
B-29	5,4	2,1	0,8	1,1	3,4	11,8	13,3	4,9	1,7	6,6	4,5
B-30	4,4	2,1	0,7	1,2	3,2	8,9	12,1	3,6	2,8	11,7	4,0
B-31	4,7	2,6	0,9	1,5	5,0	10,8	20,0	5,2	3,3	12,0	5,5
B-32	4,0	2,1	0,7	1,6	3,2	8,1	14,5	3,6	1,9	7,3	4,1
B-40	4,1	2,5	0,8	1,4	3,8	11,8	15,5	3,3	1,4	21,2	1,7
B-42	3,6	2,4	0,8	1,1	3,4	10,9	16,6	2,6	2,0	26,9	2,3
B-44	4,6	3,6	1,3	1,8	6,5	15,0	21,2	5,1	2,2	5,6	3,1
B-49A	4,7	1,6	0,5	1,5	3,0	7,9	8,8	0,9	1,2	6,6	2,6
B-49B	5,3	1,6	0,4	1,3	3,5	6,4	5,8	1,1	3,7	540,6	11,0
B-50A	4,0	2,1	0,5	1,0	5,1	5,1	4,9	1,5	3,4	5,0	10,6
B-50B	9,4	2,9	0,7	1,5	5,5	12,3	10,1	7,5	2,7	4,6	4,6
C-9	3,2	1,9	0,8	2,0	3,1	8,4	14,5	8,0	1,1	6,4	3,2
C-10	5,9	1,8	0,7	1,9	3,8	3,6	14,4	6,0	2,5	2,7	2,5
C-12	3,8	2,4	1,1	2,1	3,9	5,0	22,5	9,4	3,0	8,4	2,3
C-15	3,8	2,0	0,8	2,3	3,4	7,6	33,3	14,2	1,2	6,7	2,0
C-16	2,9	1,4	0,6	1,1	2,2	2,7	13,8	2,8	2,3	1,5	1,6
C-18	4,3	1,2	0,6	1,4	2,9	5,7	10,9	2,1	1,2	29,9	10,3
C-19	3,3	0,8	0,6	1,3	2,0	5,6	14,4	5,2	1,9	15,7	1,6
C-20	4,6	1,4	0,7	1,8	3,1	5,4	13,6	3,3	1,2	6,1	3,7
C-22	4,3	1,9	0,6	1,1	2,9	4,5	16,1	14,9	2,9	10,2	3,6
C-23A	3,8	1,5	0,6	1,3	2,3	2,9	7,7	3,1	0,9	4,0	1,9
C-23B	4,8	2,9	1,1	1,3	3,4	5,6	36,1	16,0	2,9	11,2	5,6
C-43	4,8	2,2	0,7	1,6	3,1	4,8	14,6	2,7	1,3	5,9	3,1
C-47	4,7	1,7	0,6	1,6	6,0	7,8	17,6	2,3	2,4	3,3	2,9
C-55	4,0	3,5	1,2	3,1	3,3	6,0	15,3	4,2	1,4	5,3	7,1
C-56	4,2	4,4	1,3	2,9	3,7	6,2	18,2	5,4	1,4	5,3	7,4
C-60	5,3	1,6	0,6	1,8	2,9	5,2	7,6	1,5	1,1	7,4	2,4
C-86	5,3	1,4	0,7	1,9	6,9	8,8	14,7	6,3	2,8	4,3	3,1
C-88	5,6	2,2	1,1	2,2	9,1	11,4	19,8	9,3	3,6	3,9	3,7
C-92	6,9	2,4	1,0	2,2	13,2	12,4	22,1	5,8	4,9	5,2	3,9
C-106	5,6	1,5	0,7	3,5	6,6	9,3	16,4	4,4	1,9	2,4	7,4

# Räumliche Abhängigkeit von $\Phi$ , k und Zementation

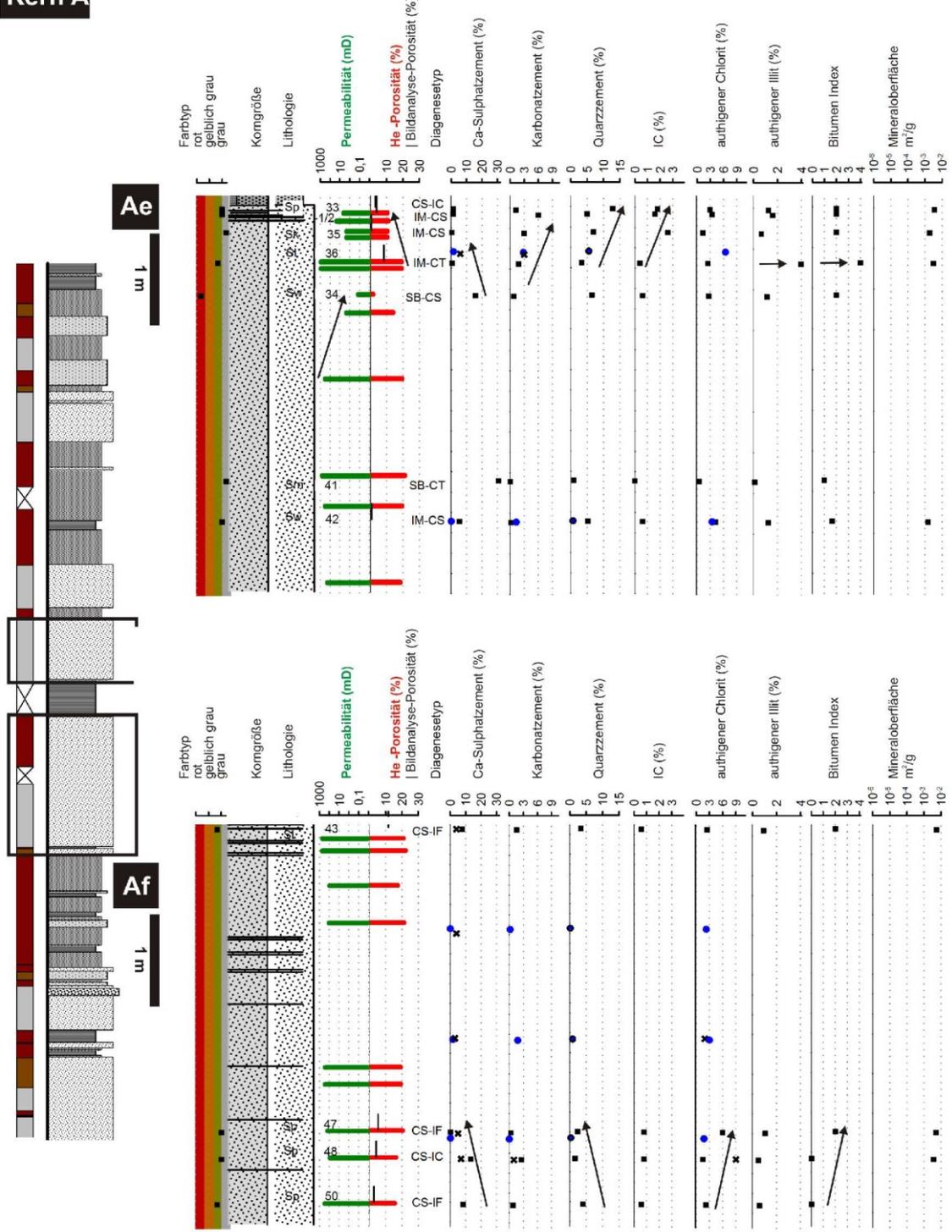
## Kern A



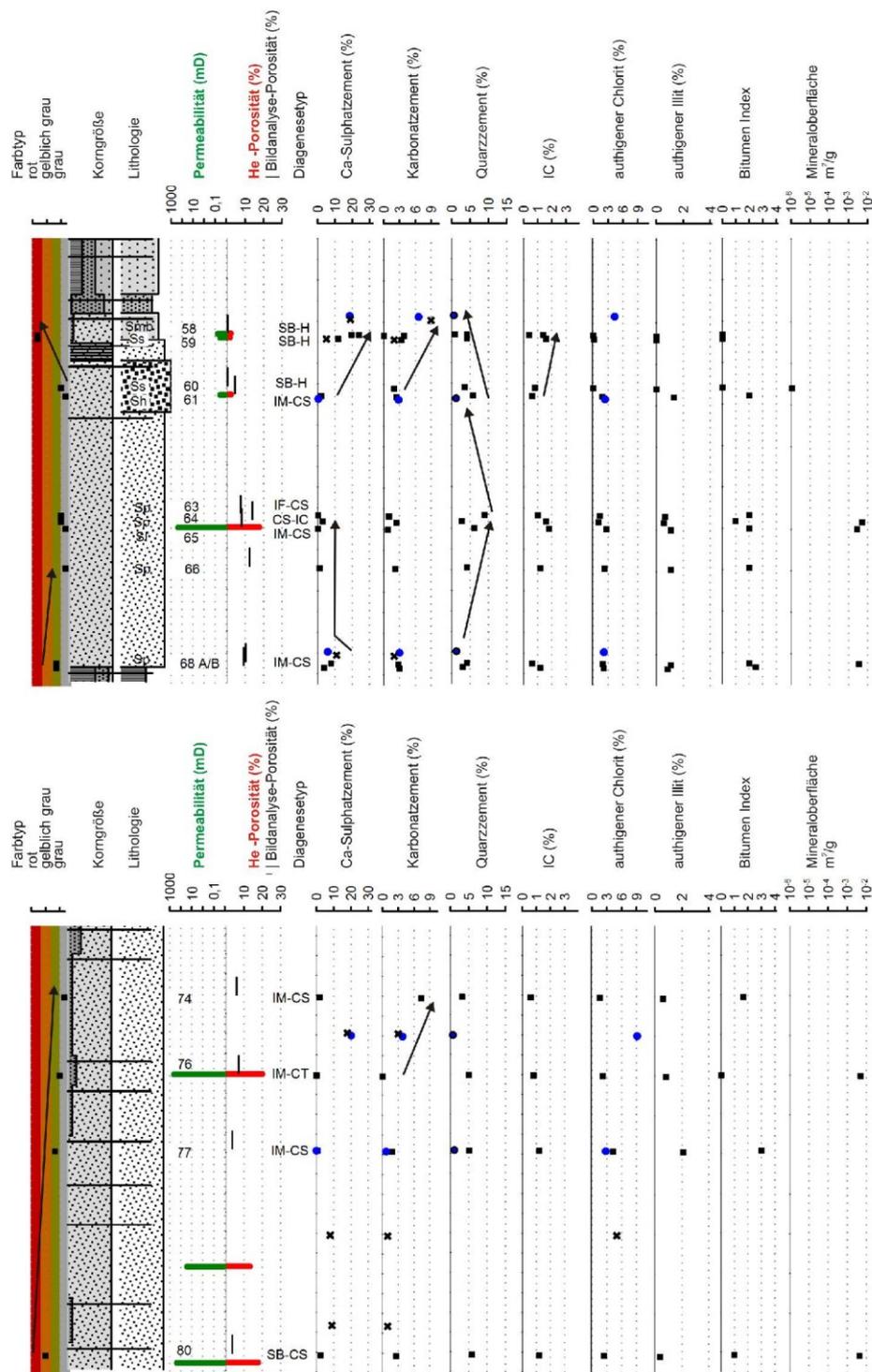
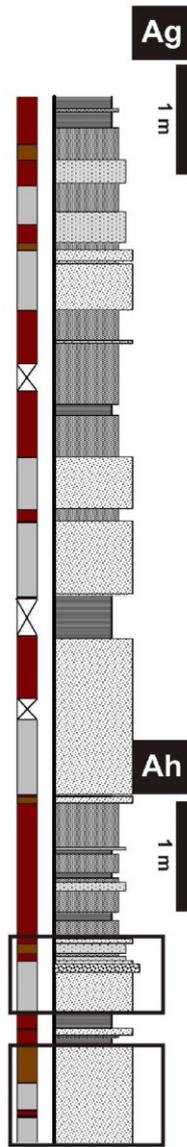
# Kern A



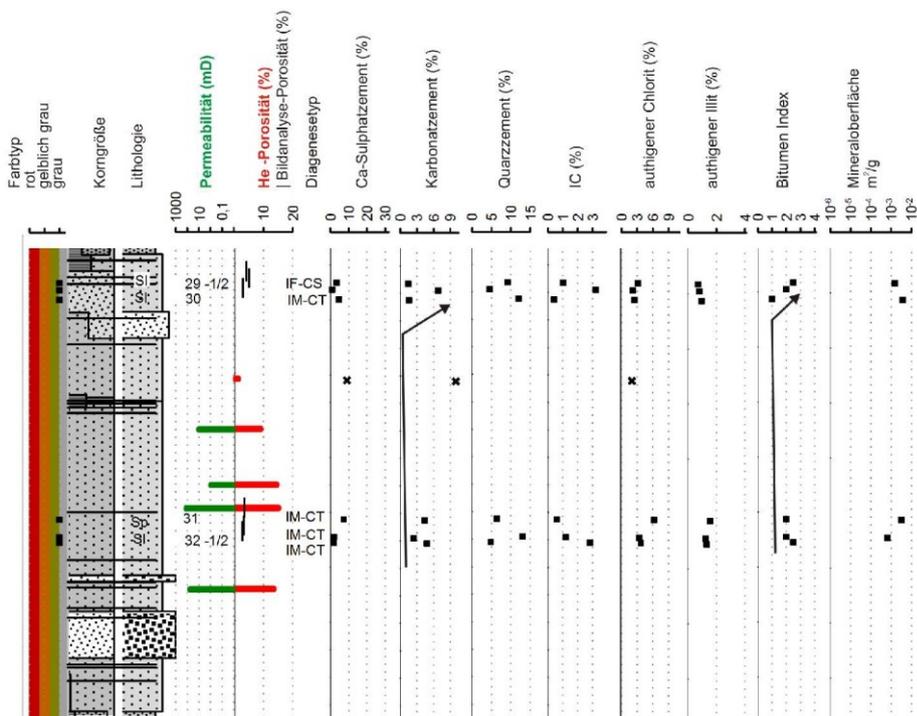
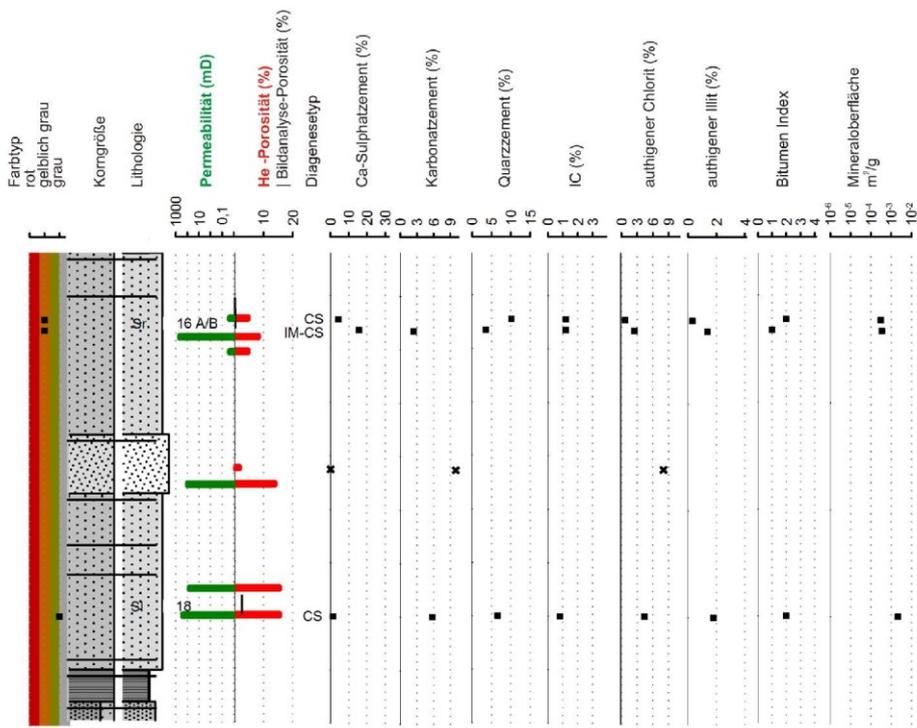
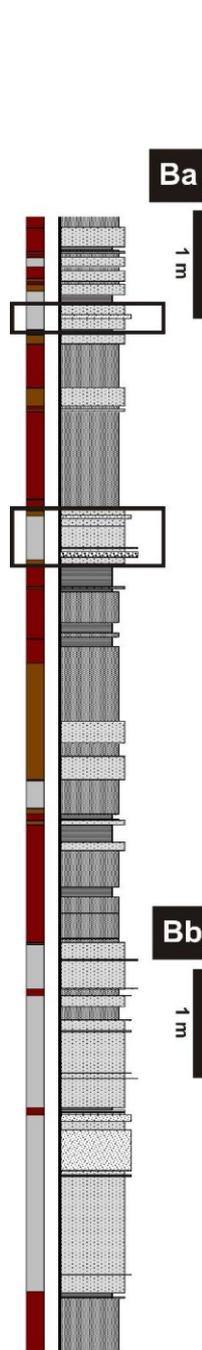
# Kern A



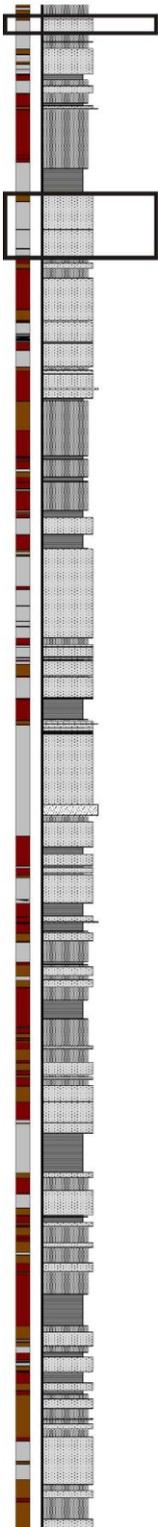
# Kern A



# Kern B

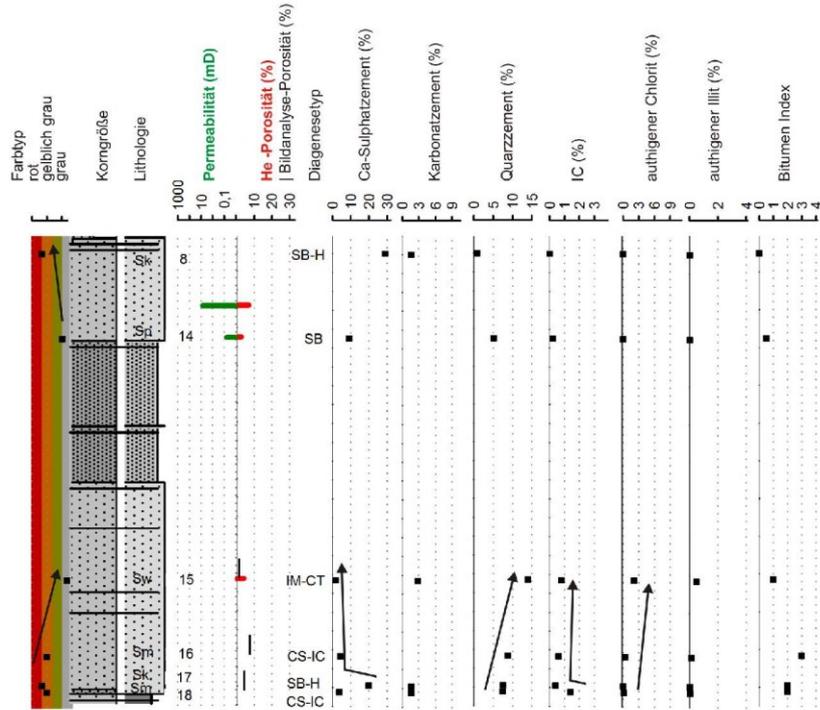


# Kern C



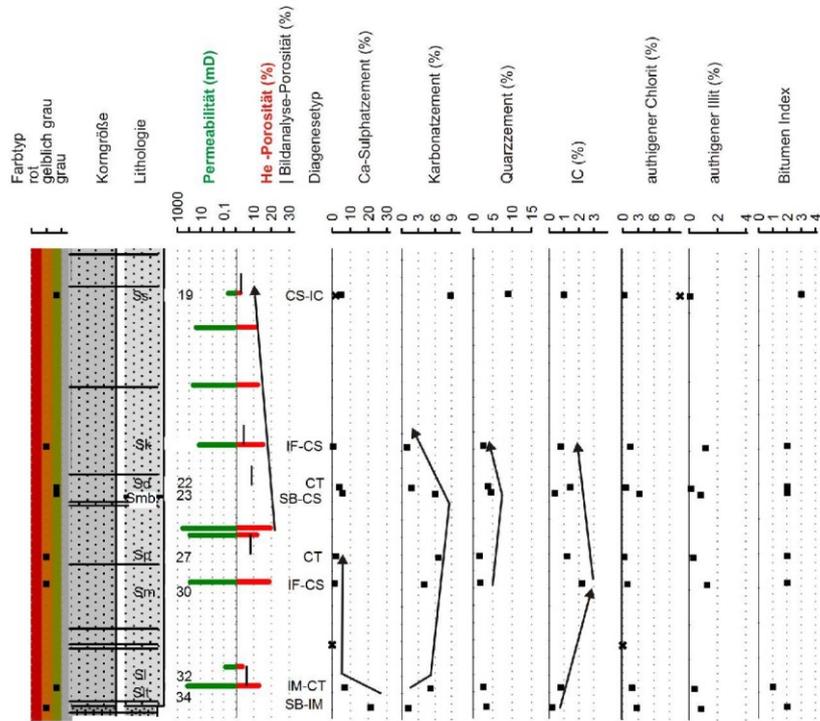
## Ca

1 m



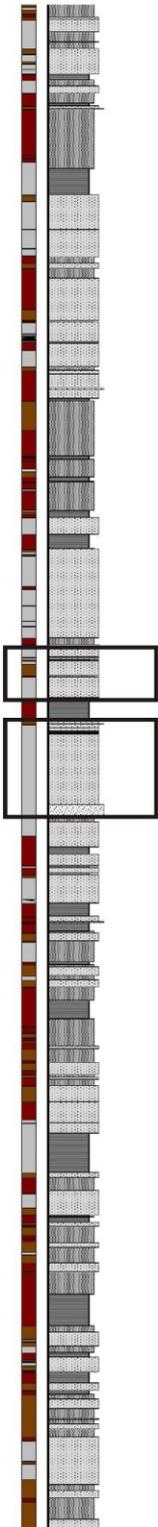
## Cb

1 m

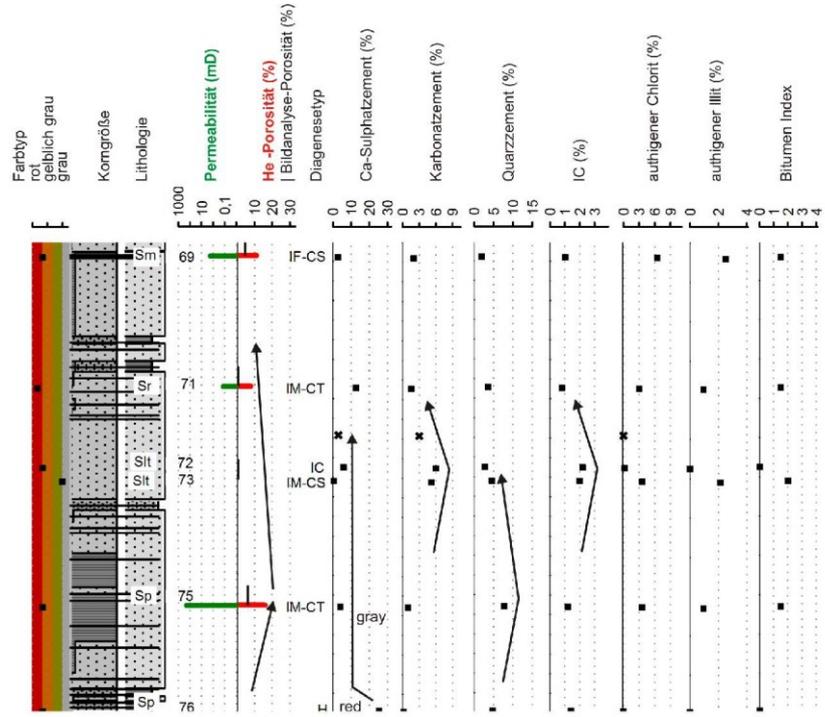




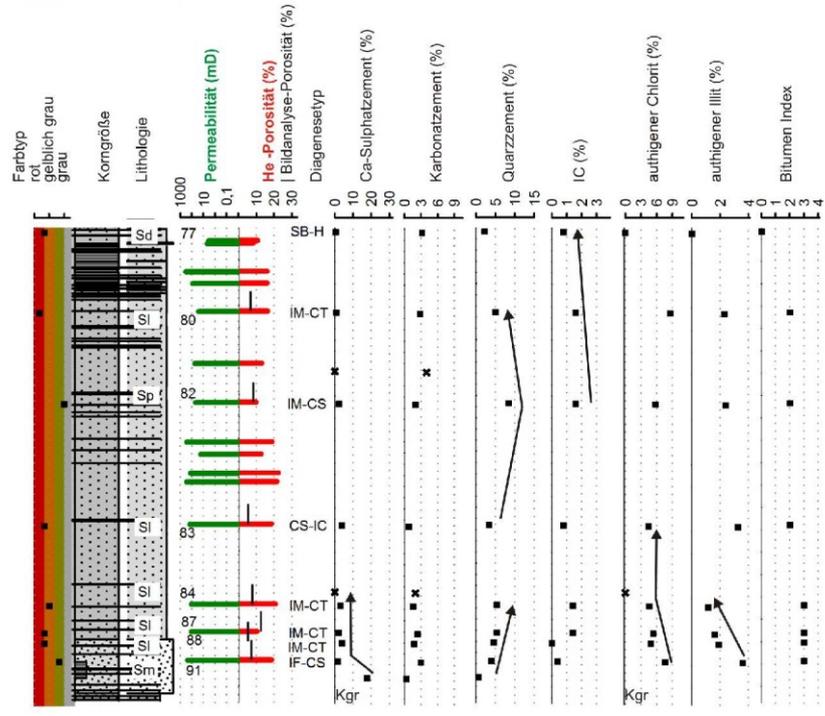
# Kern C



## Ce



## Cf

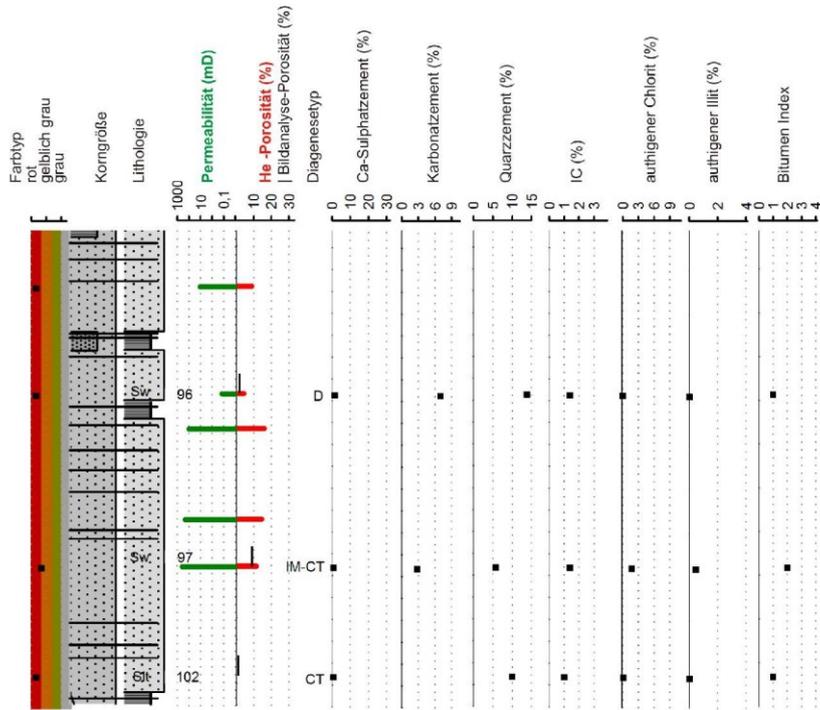


# Kern C



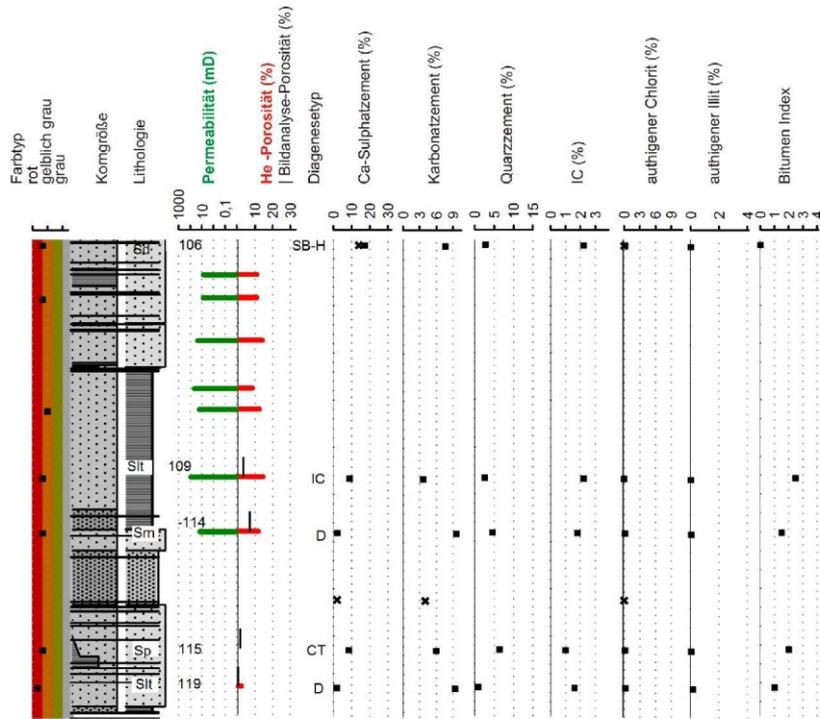
**Cg**

1 m

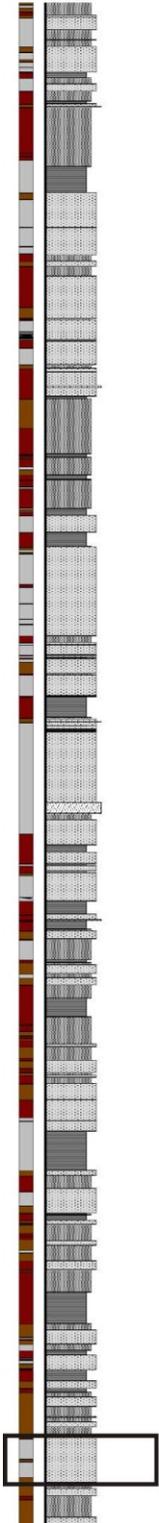


**Ch**

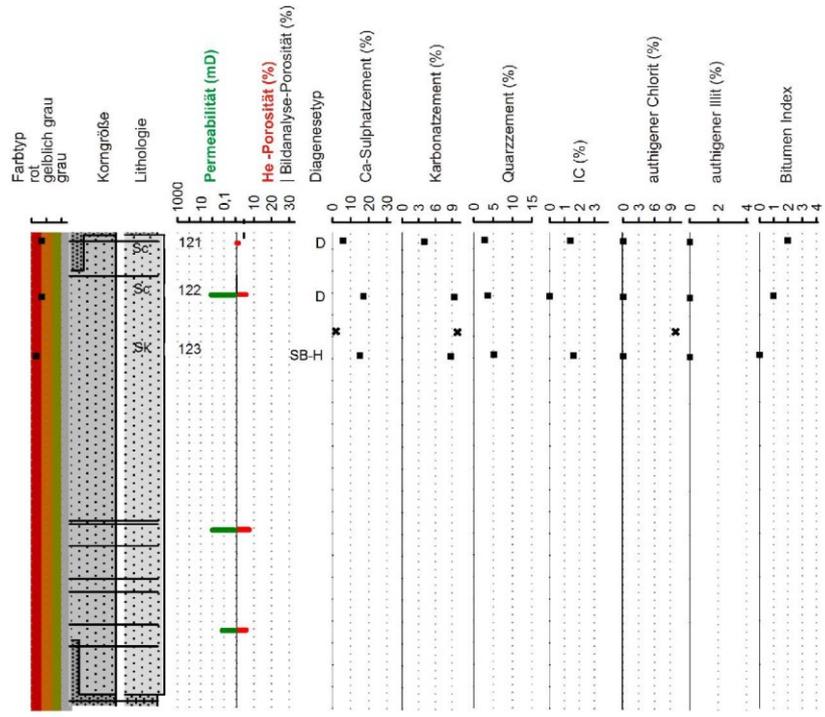
1 m



# Kern C



Ci  
1 m



# Bohrungs-Logs

## Kern A

## Kern B

## Kern C

---

### Legende

#### Farbtyp

-  rot, rotbraun
-  braun, rötlich grau
-  grau

#### Korngrößenverhältnisse und Lithologie

-  Anhydrit, Kalkstein
-  Tonstein
-  Siltstein
-  siltiger Feinsandstein
-  Mittelsandstein
-  Grobsandstein

#### Sedimentstruktur

-  massig und undeutlich horizontal geschichtet
-  flachwinklig schräggeschichtet
-  steilwinklig schräggeschichtet
-  flaserig geschichtet, Tonhäutchen auf Leeblättern
-  wellig-horizontal geschichtet
-  Linsenschichtung, Linsen- und Flaserschichtung
-  laminiert

#### Faziestyp

-  äolische Düne (Leehang)
-  trockene Sandebene und Dünenfuß flachwinklig (l) und horizontal (r)
-  feuchte Sandebene
-  nasse Sandebene, Tonebene, See
-  Flussrinne

#### Probenbezeichnung

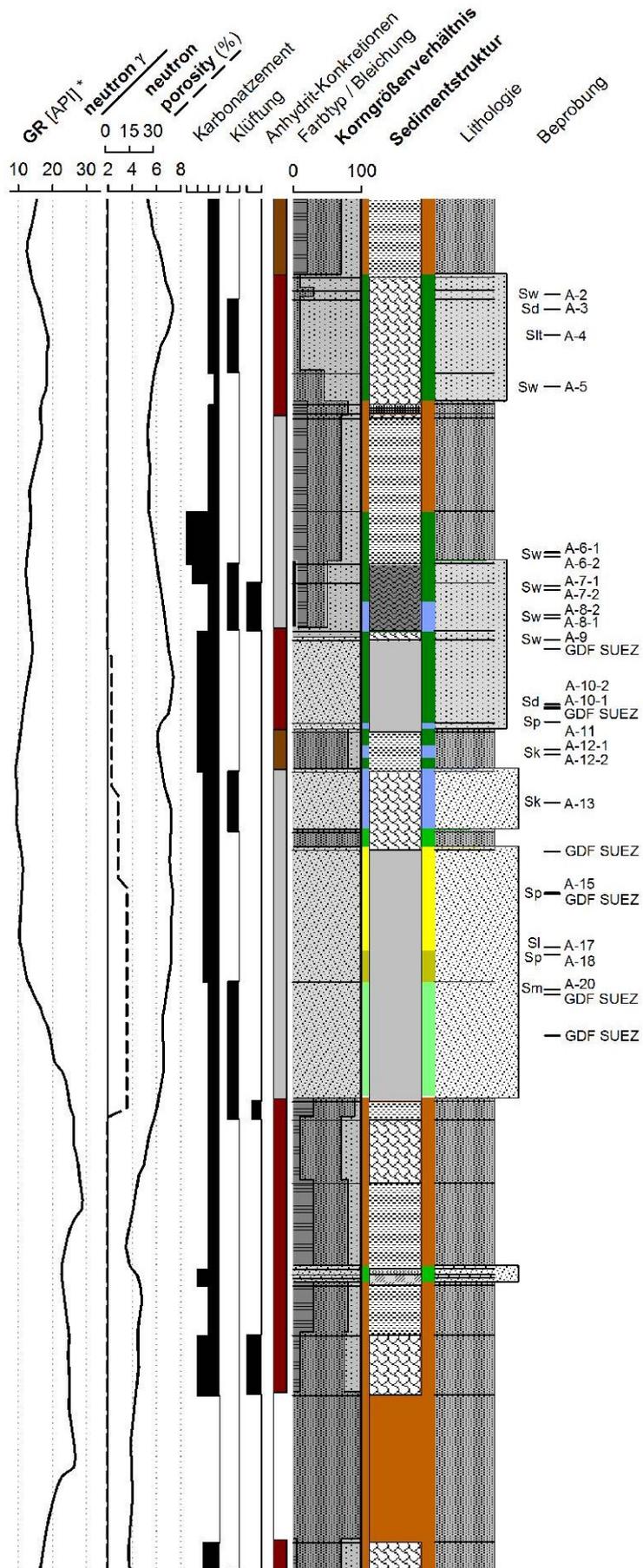
A-3: Kernstück-Probe, Kern A, Probe 3  
GDF SUEZ:  $\phi$ , k -Wert aus CLEAN-Datensatz  
(Quelle: GDF Suez E&P Deutschland GmbH)

#### Lithotyp

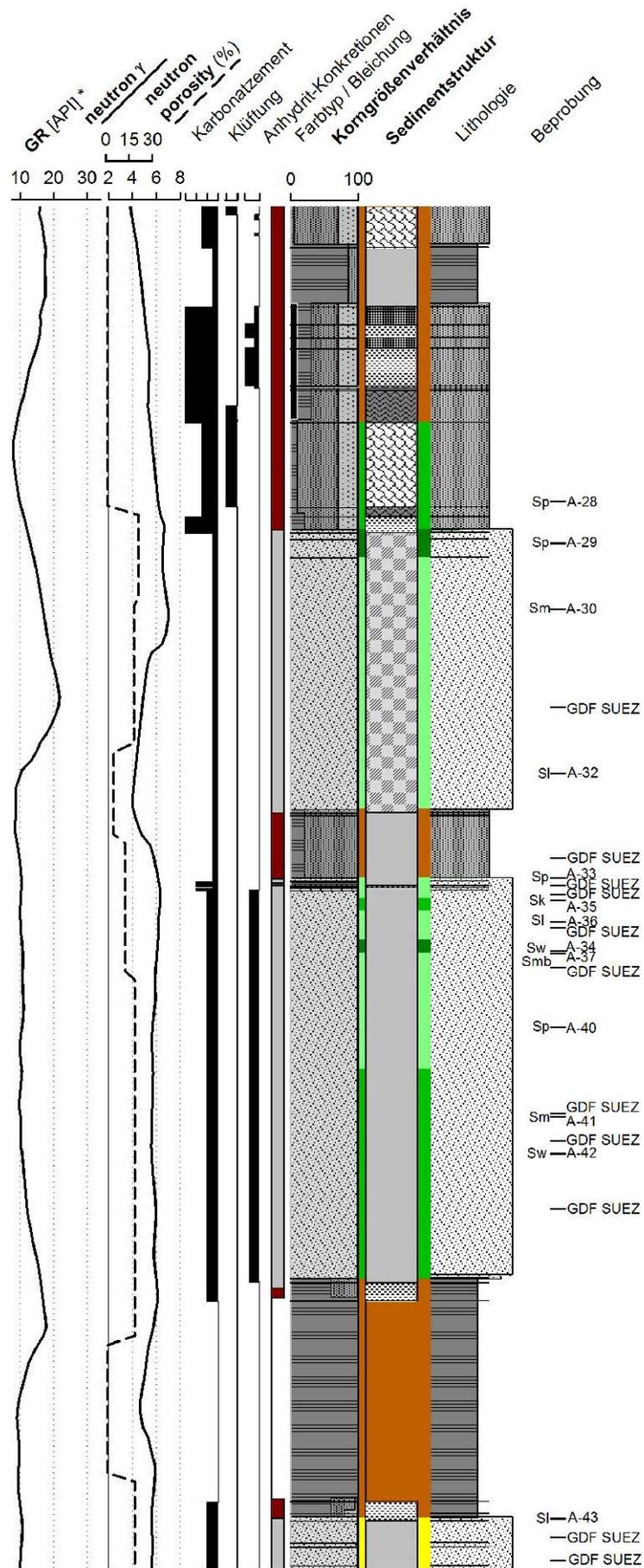
- MI: laminiertes Tonsiltstein
- Md: massig bis diffus geschichteter Tonsiltstein
- Mds: feinsandführender, meist linsengeschichteter Tonsiltstein
- Slt: linsen- und flasergeschichteter Sandstein
- Sd: diffus geschichteter Sandstein mit infiltrierter Matrix
- Sw: wellig-horizontal geschichteter Sandstein
- Sh: undeutlich horizontal geschichteter Sandstein
- Sm: massiger Sandstein
- Smb: massiger Sandstein mit konvoluter Schichtung
- Sf: massiger Sandstein mit großen Poikiloblasten
- Ss: steilwinklig schräggeschichteter Sandstein mit Ton-Intraklasten
- Sc: schräggeschichteter Sandstein
- Sk: massig oder rippelgeschichteter Sandstein mit Ton-Intraklasten
- Sr: Sandstein mit Kleinrippelschichtung
- Sp: flach- bis steilwinklig feingeschichteter Sandstein  
Laminengrenzen scharf planparallel, scharf abgesetzt
- Sl: flach- bis steilwinklig fein laminiertes Sandstein  
Laminengrenzen scharf planparallel, scharf abgesetzt

Bohrungsbezeichnung und Teufenangaben werden nicht angegeben

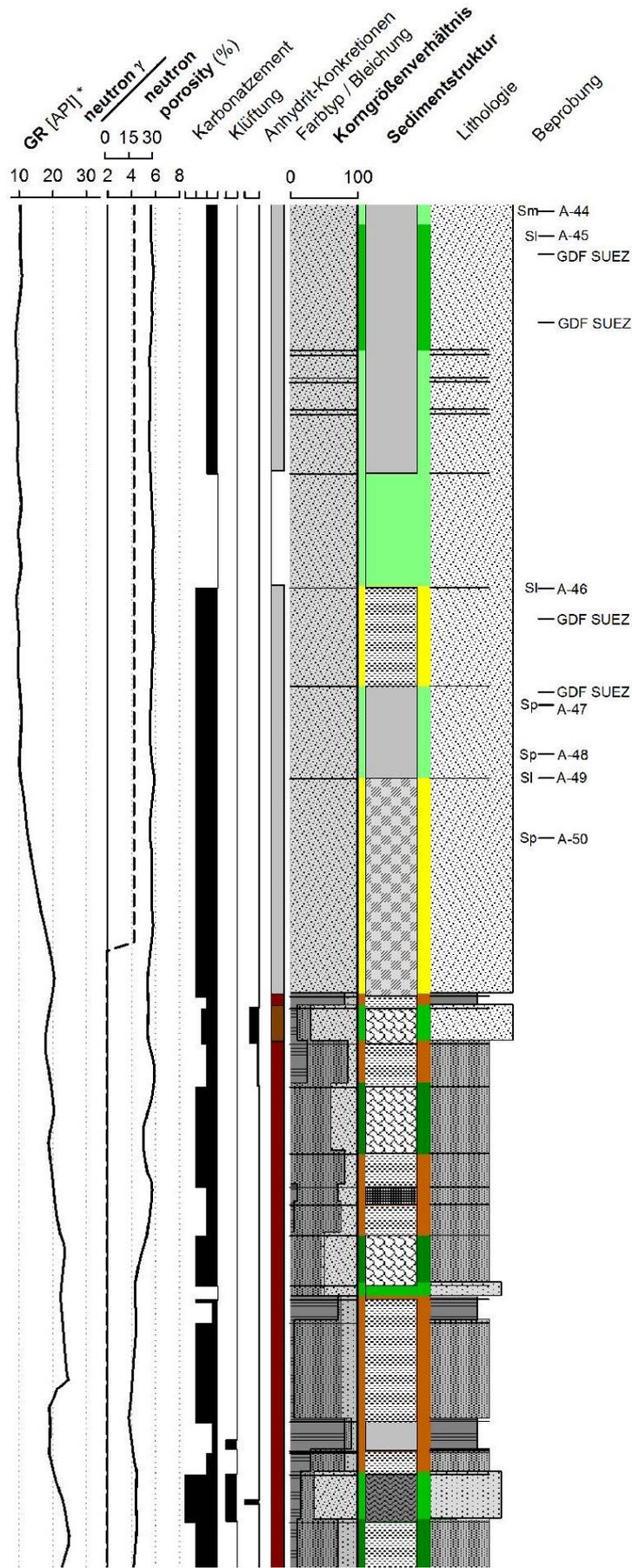
Kern A (S. 1/4)



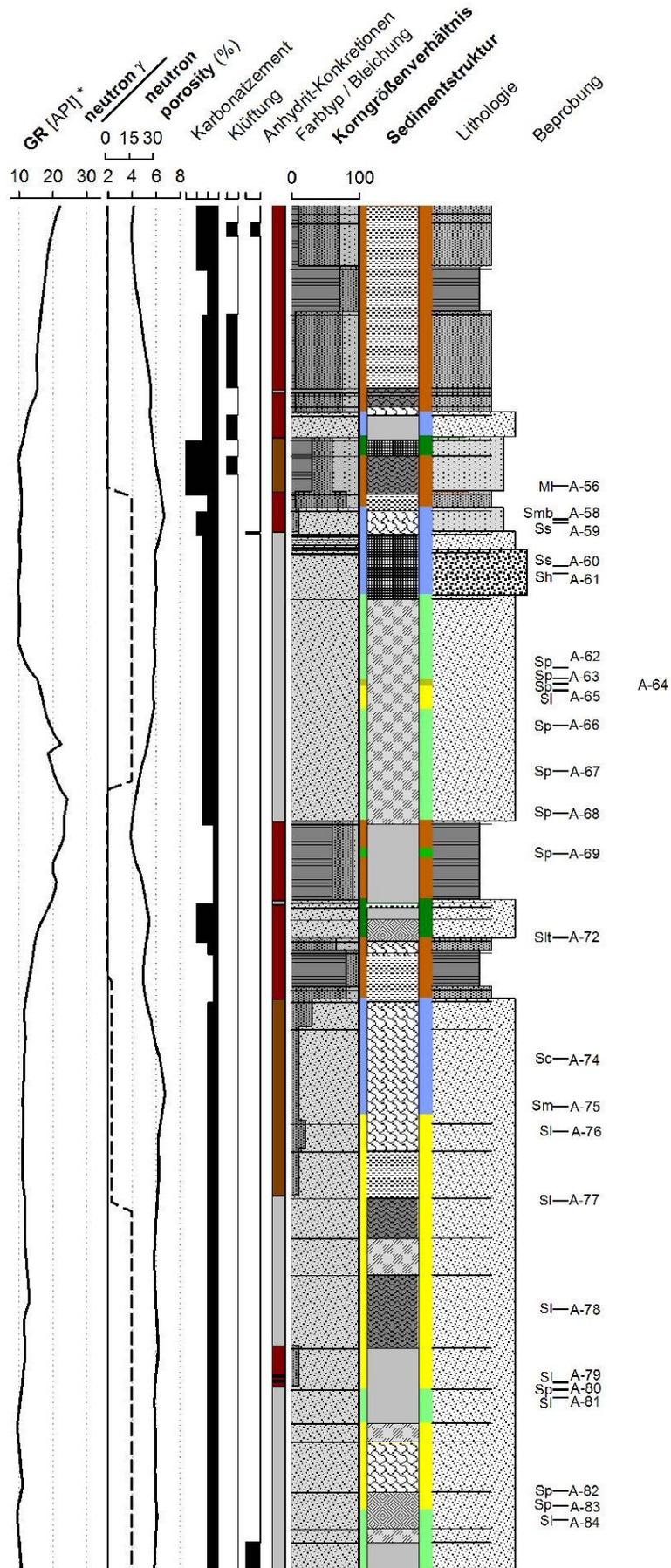
Kern A (S. 2/4)



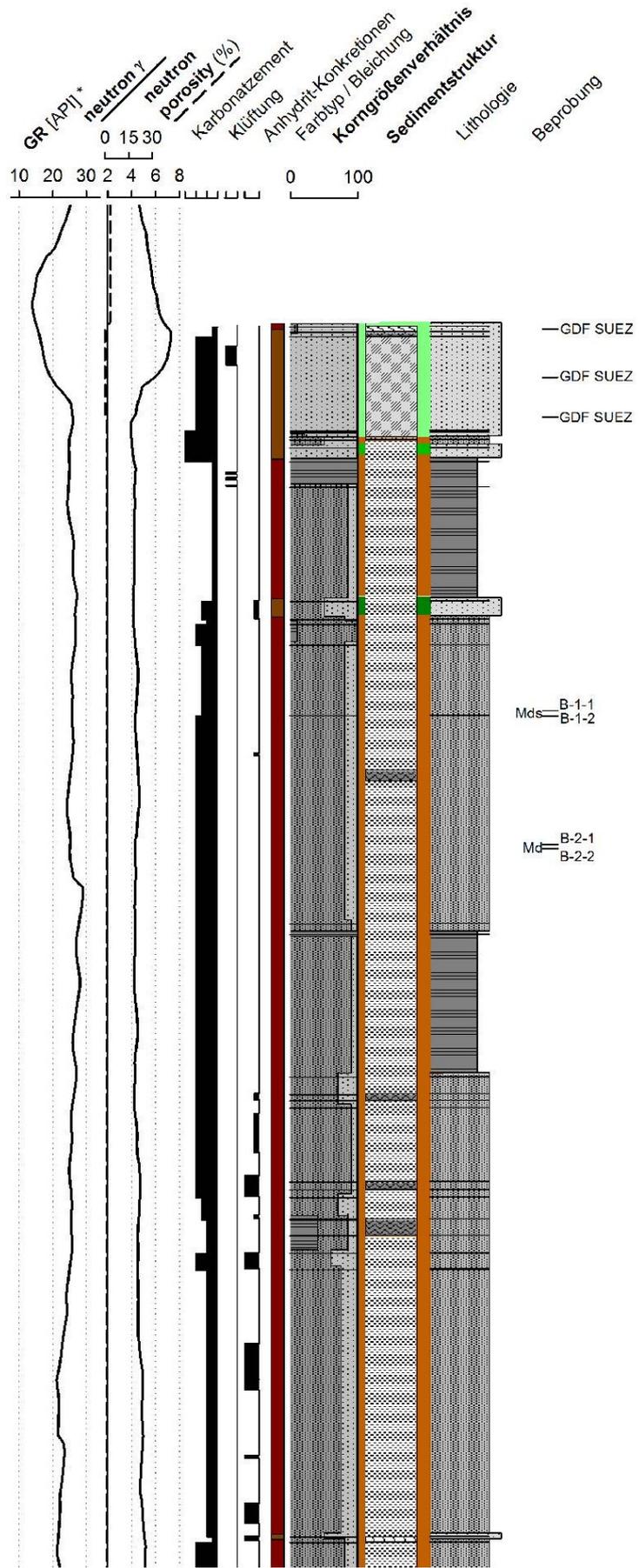
Kern A (S. 3/4)



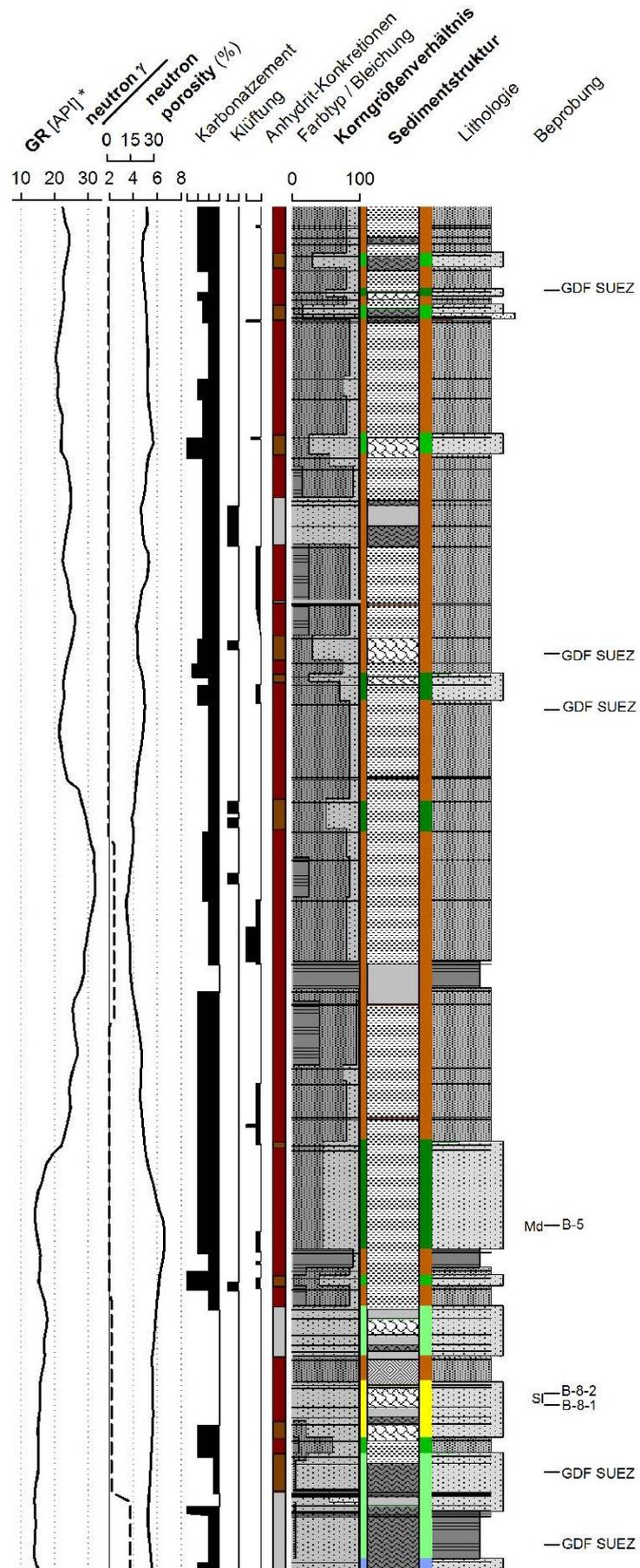
Kern A (S. 4/4)



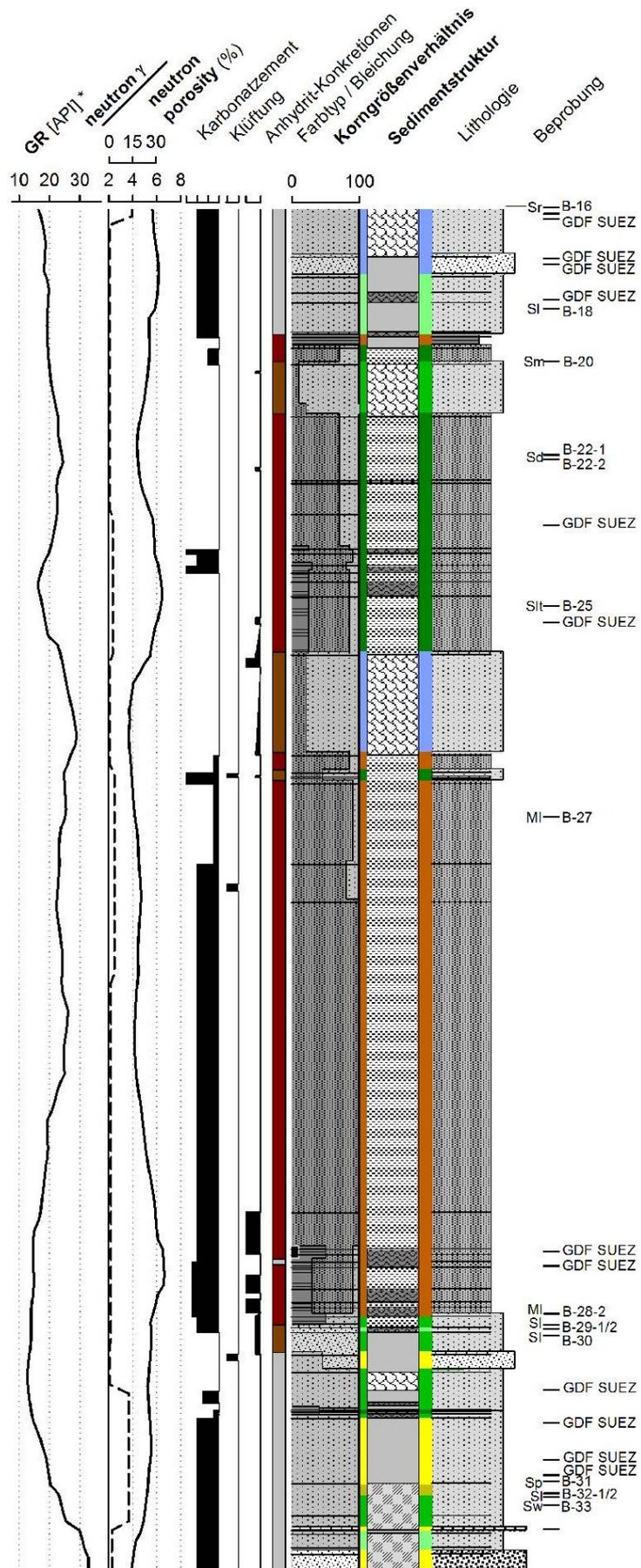
Kern B (S. 1/5)



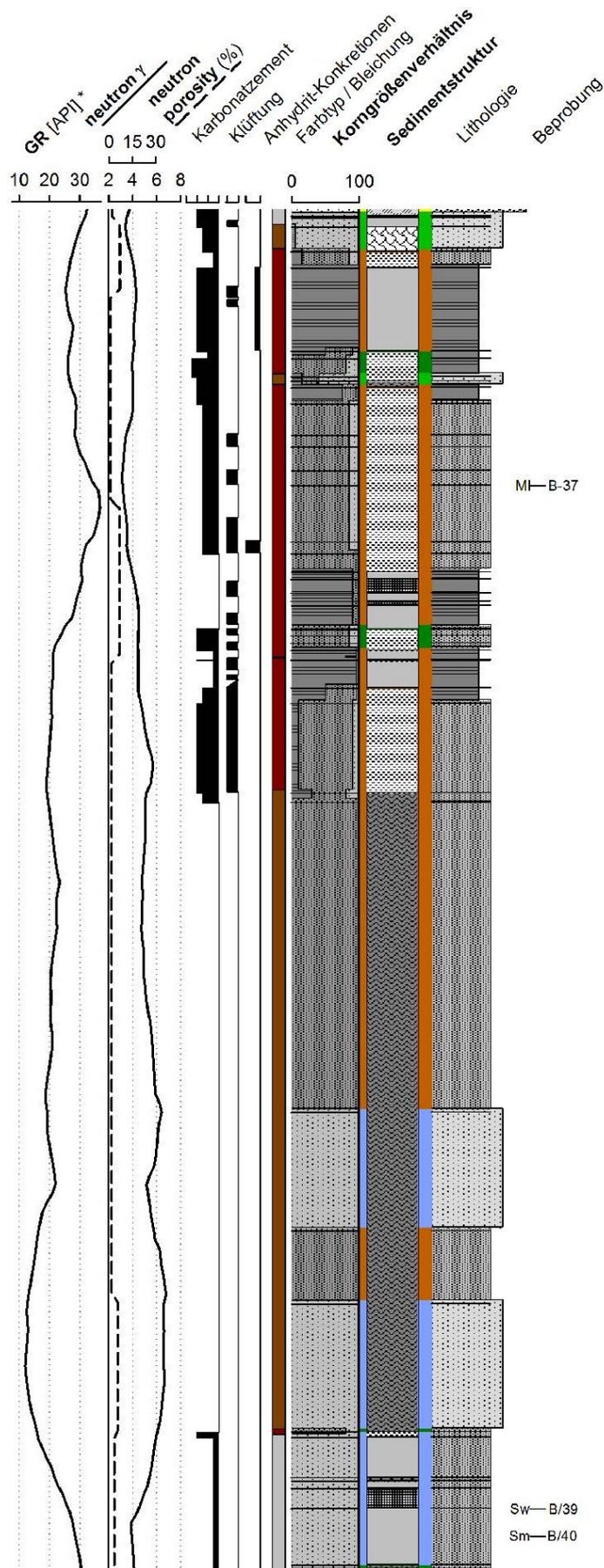
Kern B (S. 2/5)



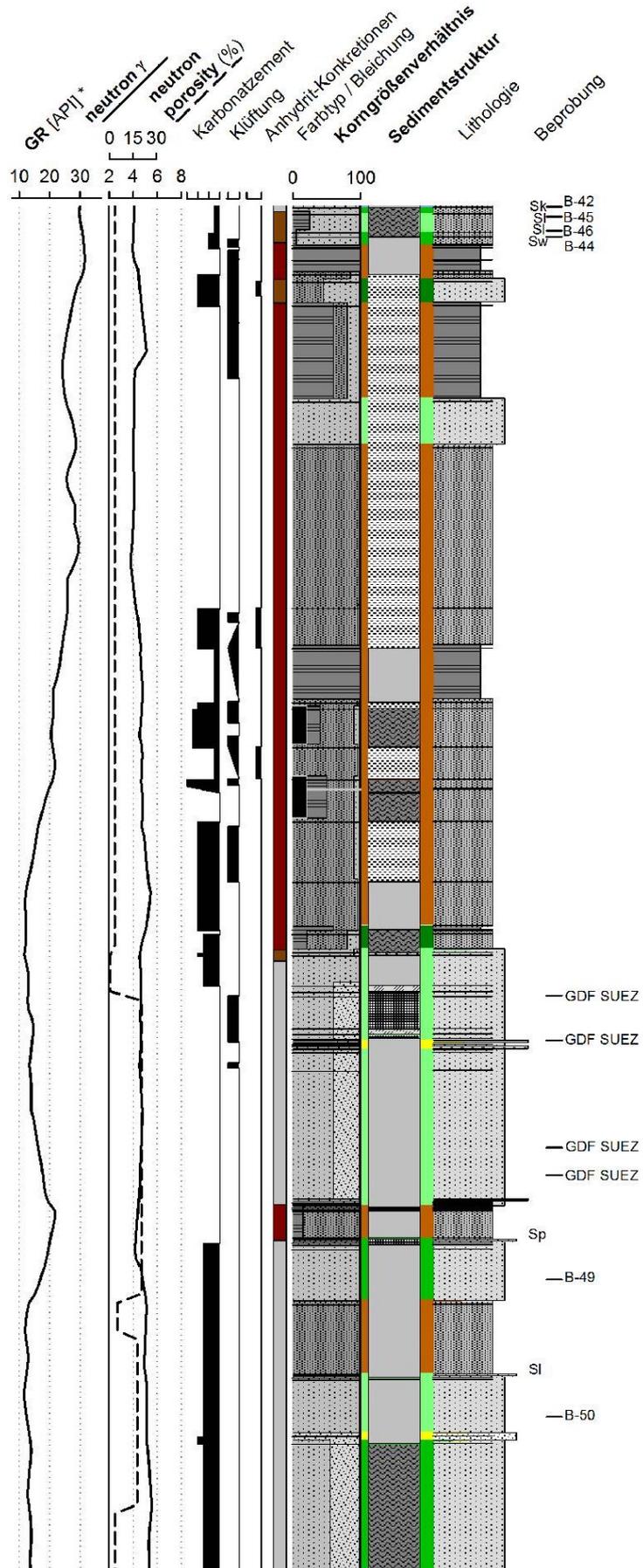
Kern B (S. 3/5)



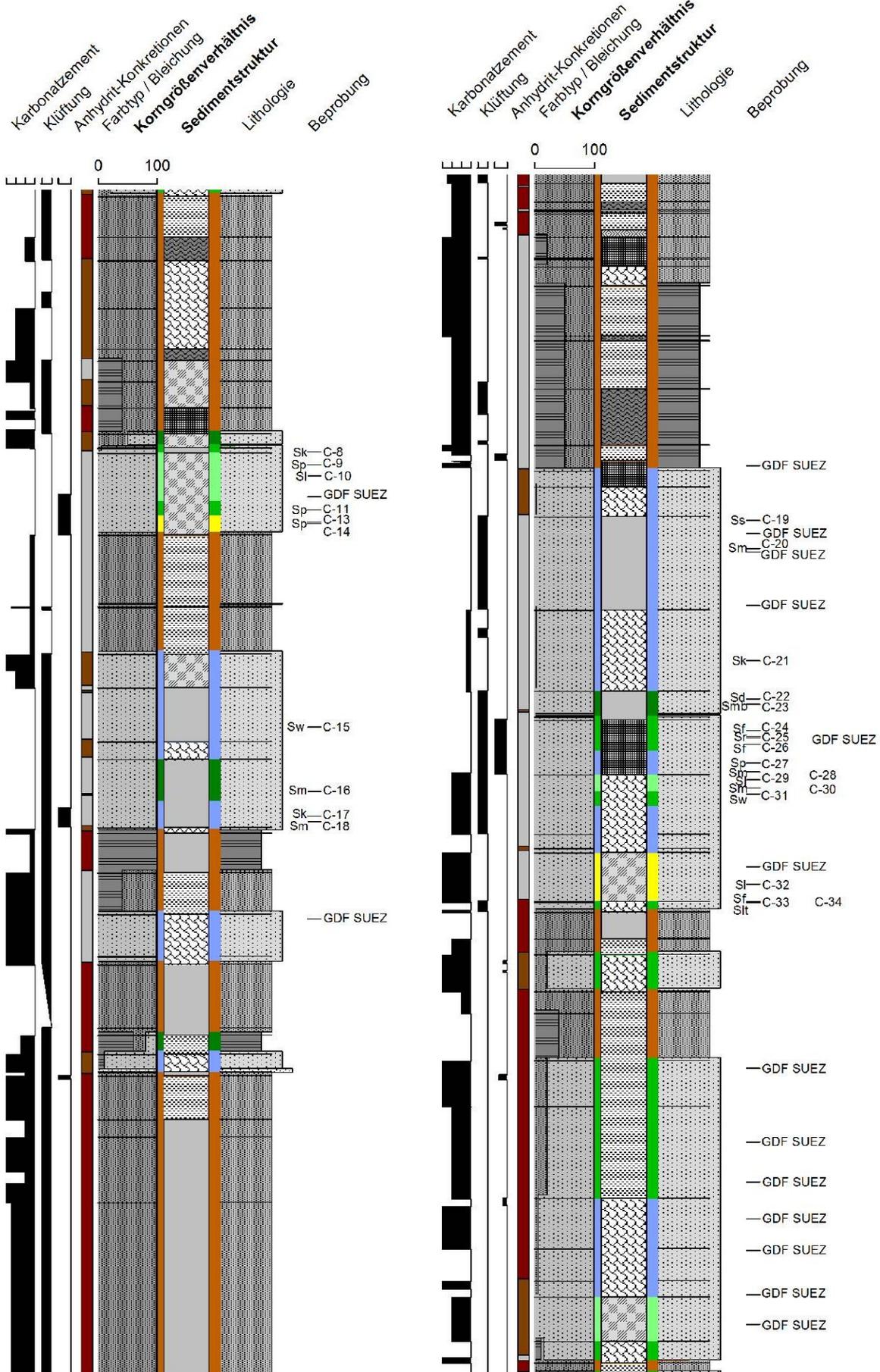
Kern B (S. 4/5)



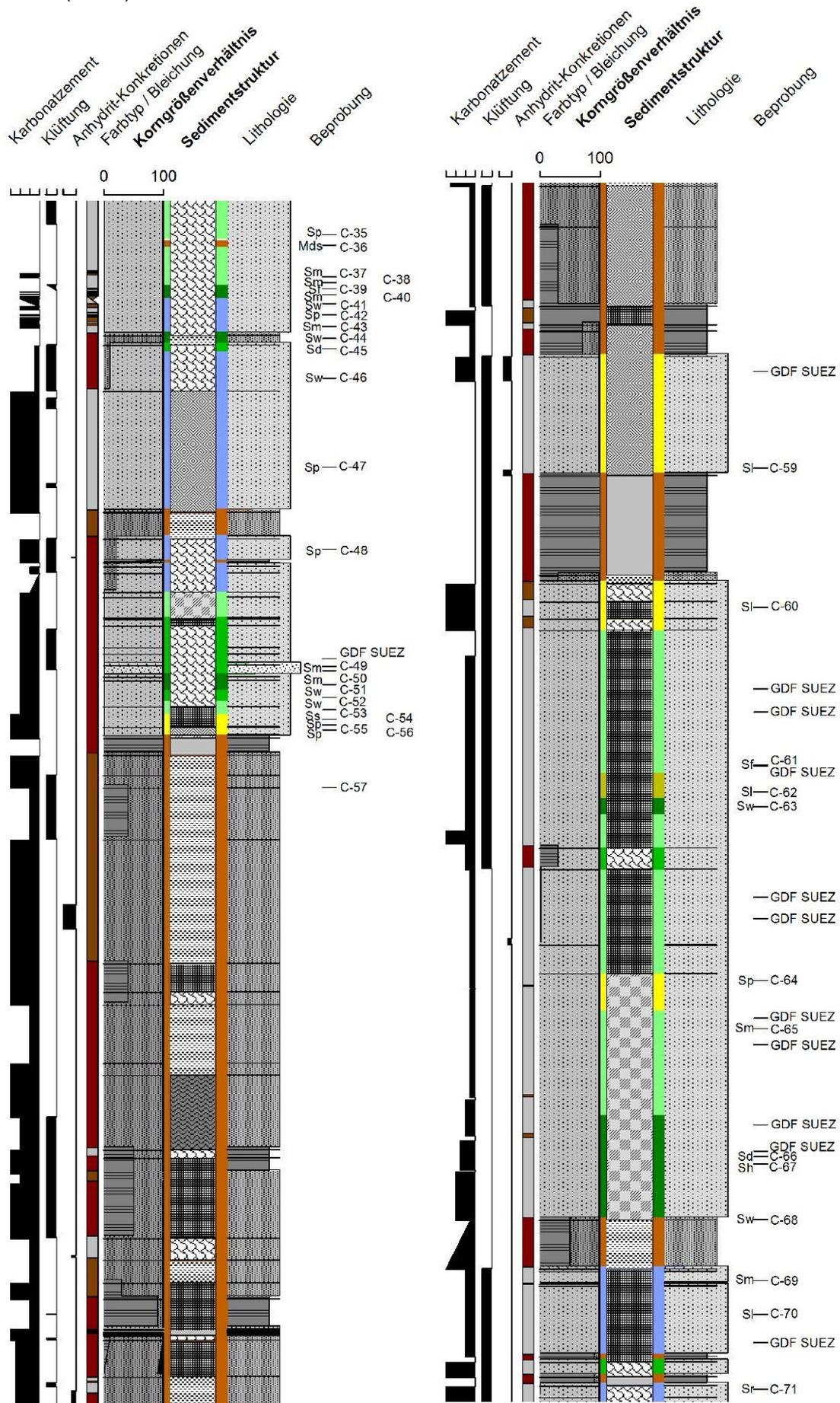
Kern B (S. 5/5)



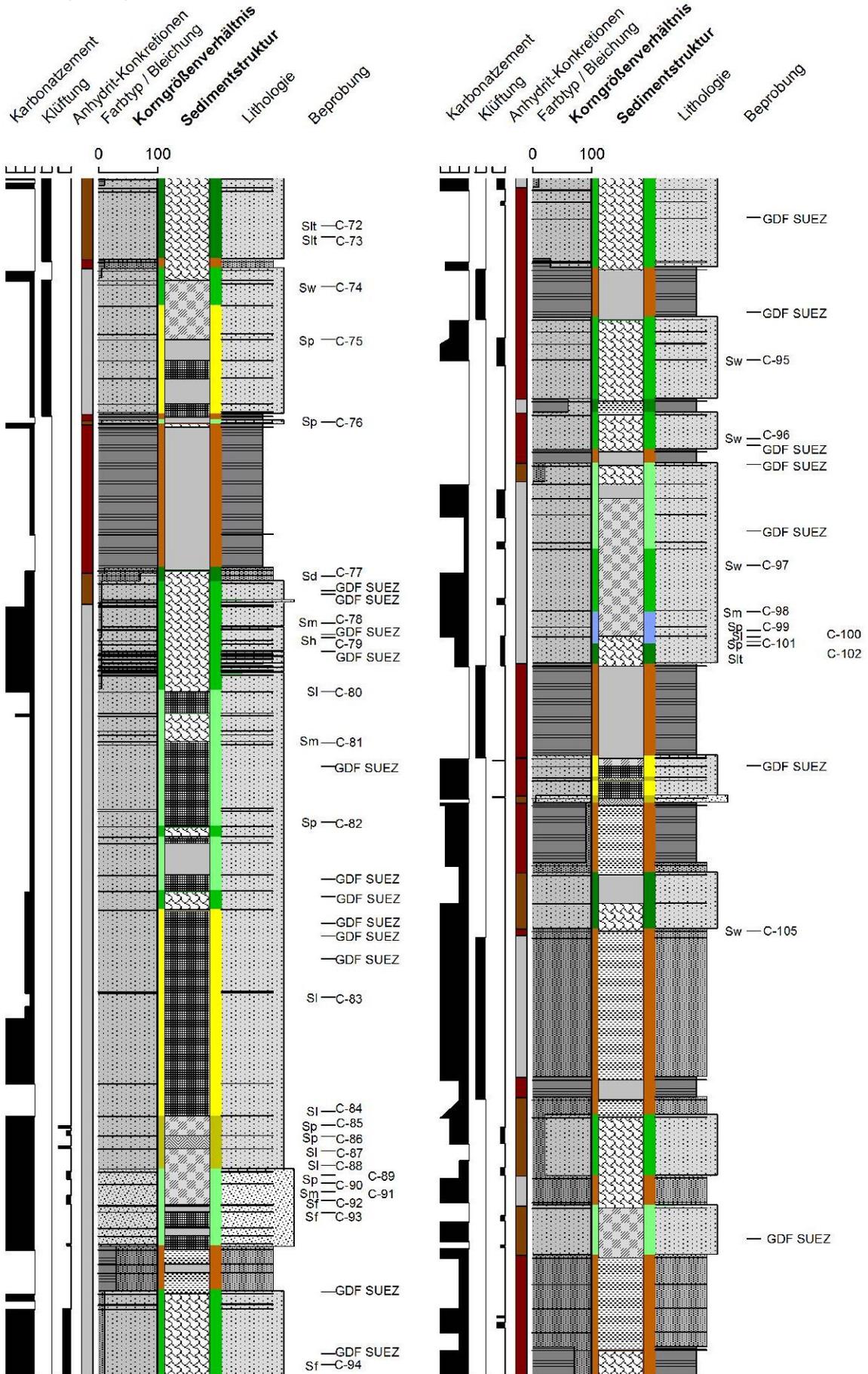
Kern C (S. 1/6)



Kern C (S. 2/6)



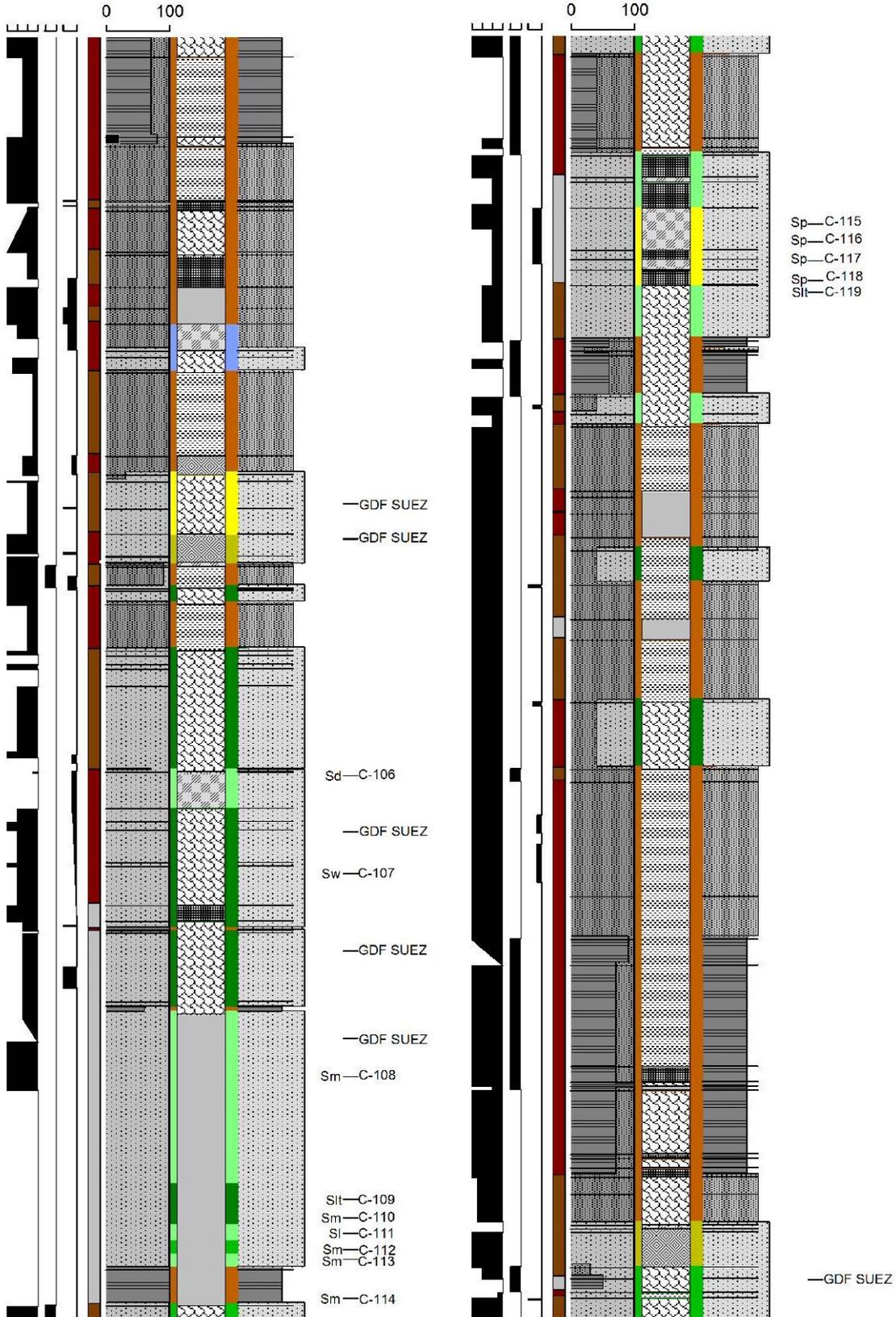
Kern C (S. 3/6)



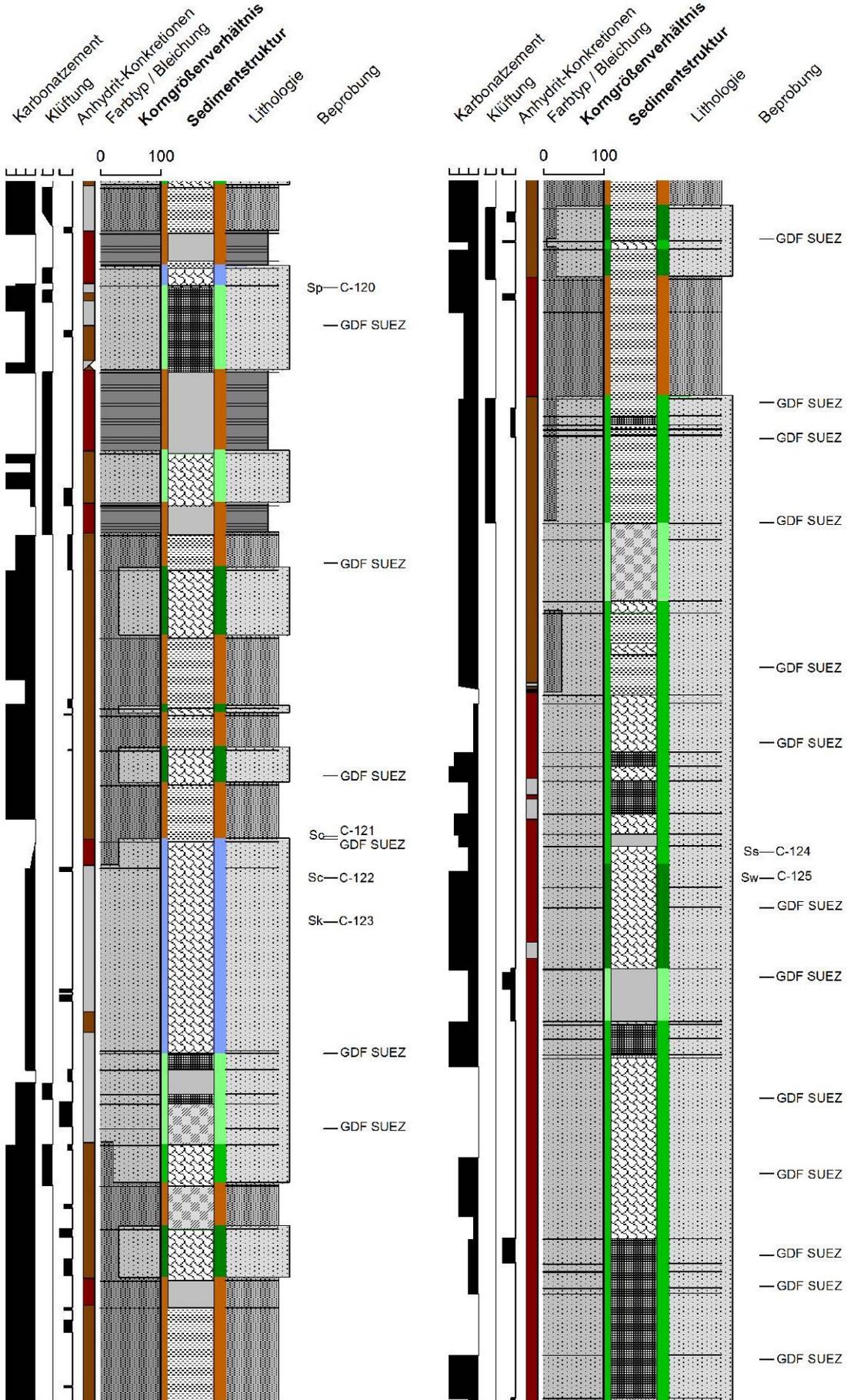
Kern C (S. 4/6)

Karbonatzement  
 Klüftung  
 Anhydrit-Konkretionen  
 Farbtyp / Bleichung  
**Korngrößenverhältnis**  
**Sedimentstruktur**  
 Lithologie  
 Beprobung

Karbonatzement  
 Klüftung  
 Anhydrit-Konkretionen  
 Farbtyp / Bleichung  
**Korngrößenverhältnis**  
**Sedimentstruktur**  
 Lithologie  
 Beprobung

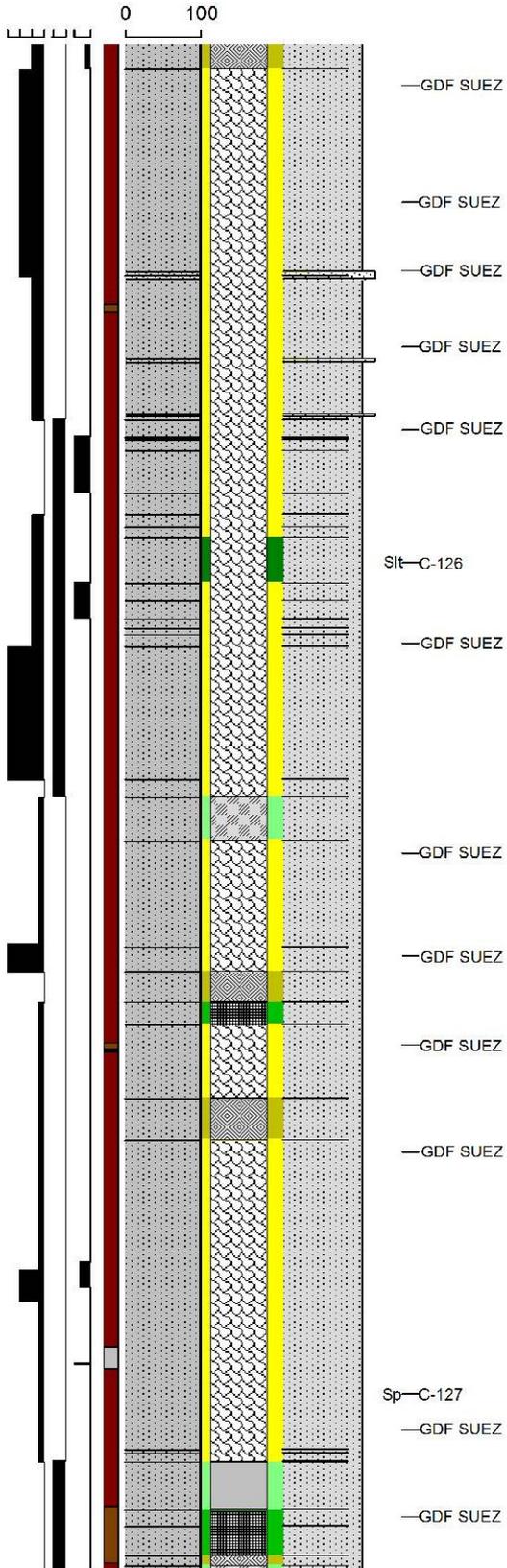


Kern C (S. 5/6)

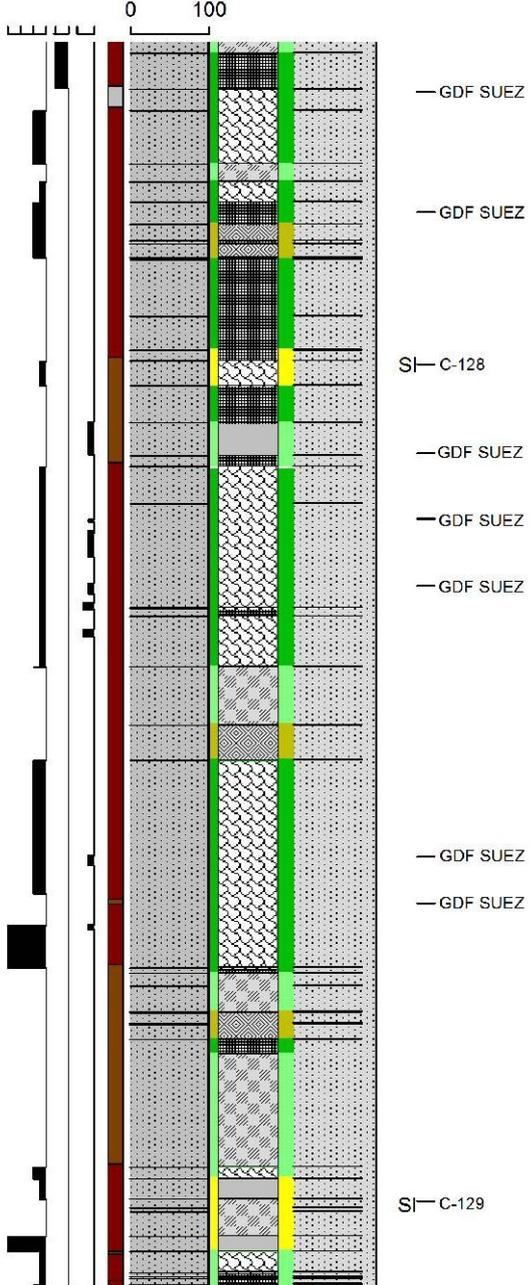


Kern C (S. 6/6)

Karbonatzement  
 Klüftung  
 Anhydrit-Konkretionen  
 Farbtyp / Bleichung  
**Korngrößenverhältnis**  
**Sedimentstruktur**  
 Lithologie  
 Beprobung



Karbonatzement  
 Klüftung  
 Anhydrit-Konkretionen  
 Farbtyp / Bleichung  
**Korngrößenverhältnis**  
**Sedimentstruktur**  
 Lithologie  
 Beprobung



# Abbildungs- und Tabellenverzeichnis

## Abbildungen

<b>Abb. 1:</b> Lage des Altmark-Erdgasfelds	2
<b>Abb. 2:</b> Räumliches Petrel <sup>TM</sup> -Modell des Arbeitsgebiets mit zwei der bearbeiteten Bohrungen	2
<b>Abb. 3:</b> Wechselfolge aus Speicher- und Barrierengesteinen	3
<b>Abb. 4:</b> NE-SW-Schnitt durch das Nordostdeutsche Becken	3
<b>Abb. 5:</b> Stratigraphische Gliederung des Oberrotliegenden in Nordostdeutschland	6
<b>Abb. 6:</b> Phasendiagramm für CO <sub>2</sub>	7
<b>Abb. 7:</b> Beiträge der Speicherform	7
<b>Abb. 8:</b> CO <sub>2</sub> -Speicherung in Erdgaslagerstätten	9
<b>Abb. 9:</b> Enhanced Recovery	11
<b>Abb. 10:</b> Methoden und Zielparameter der Arbeit	13
<b>Abb. 11:</b> Korngrößenverteilung eines Sandsteins	15
<b>Abb. 12:</b> Engständigkeit subtangentialer Chloritrasen	17
<b>Abb. 13:</b> Anordnungen von Chloritplatten	17
<b>Abb. 14:</b> Poren-Oberflächenmodell	20
<b>Abb. 15:</b> Ermittlung innerer Oberflächen von Karbonatzement, Vulkanoklasten und Feldspatdetritus	20
<b>Abb. 16:</b> Südliches Permbecken mit der Zonierung der Faziesgürtel	26
<b>Abb. 17:</b> Fazieszonierung im Altmark-Raum	29
<b>Abb. 18:</b> Lithotypen: eine Auswahl	31
<b>Abb. 19:</b> Rezentes Analogbeispiel des Ablagerungsraums	39
<b>Abb. 20:</b> Entstehung von Stokes-Flächen	39
<b>Abb. 21:</b> Fazieschema für die Hannover-Formation der Altmark	41
<b>Abb. 22:</b> Korngrößenverteilungen typischer Proben eines Faziestyps	44
<b>Abb. 23:</b> Sandsteinklassifikation	46
<b>Abb. 24:</b> Beobachtete Lumineszenzfarben detritischer Feldspäte	48
<b>Abb. 25:</b> Chemische Zusammensetzung von detritischen Feldspäten	48
<b>Abb. 26:</b> Korngrößenabhängigkeit der vulkanischen Lithoklasten	51
<b>Abb. 27:</b> Chemische Zusammensetzung der Feldspäte in Lithoklasten	53
<b>Abb. 28:</b> Ost-West-Profilschnitt durch die Altmark	57
<b>Abb. 29:</b> Provenanz-Einstufung der Sandsteine dieser Arbeit nach petrographischen Daten	58
<b>Abb. 30:</b> Fleckige Zonierung der Karbonatzemente	64
<b>Abb. 31:</b> Chemische Zusammensetzung der Karbonatzemente (I)	65
<b>Abb. 32:</b> Chemische Zusammensetzung der Karbonatzemente (II)	67
<b>Abb. 33:</b> Profilmessungen an zonierten Karbonatzementen	68
<b>Abb. 34:</b> Beispiel für einen fleckig zonierten Karbonatzement in einem grauen Sandstein	69
<b>Abb. 35:</b> Ausbildung von Quarzzement	71
<b>Abb. 36:</b> Albitzement	74
<b>Abb. 37:</b> Anhydrit- und Gipszement (identisches Motiv)	76
<b>Abb. 38:</b> Barytzement	79
<b>Abb. 39:</b> Typisches Erscheinungsbild von Hämatit	80
<b>Abb. 40:</b> Authigener Apatit	83

<b>Abb. 41:</b> Typisches Röntgendiffraktogramm eines illit- und chloritführenden Sandsteins	84
<b>Abb. 42:</b> Tonkutane	86
<b>Abb. 43:</b> Chlorit-Morphotypen	89
<b>Abb. 44:</b> Authigener Chlorit	90
<b>Abb. 45:</b> Plattendichte von Chlorit in Abhängigkeit von der Porenschnittgröße	92
<b>Abb. 46:</b> XRD-Ergebnisse	93
<b>Abb. 47:</b> Mineralchemie gemessener Chlorite	94
<b>Abb. 48:</b> Stabilitätsdiagramm für die Paragenesen Schichtsilikat-Karbonat in Abhängigkeit von der CO <sub>2</sub> -Konzentration	96
<b>Abb. 48:</b> Illit-Morphotypen	98
<b>Abb. 50:</b> Authigener Illit	99
<b>Abb. 51:</b> Zusammenhang zwischen authigenem Illit, blockigen Zementen und der Permeabilität	100
<b>Abb. 52:</b> Illitkristallinität	100
<b>Abb. 53:</b> Diagenesetyp-Kombinationen in den beschriebenen Sandsteinen	103
<b>Abb. 54:</b> Phasenbeziehung von anorganischen N-Phasen in Abhängigkeit von pH und Redoxpotenzial	105
<b>Abb. 55:</b> Klastlösungsporosität	109
<b>Abb. 56:</b> Druck-Tiefendiagramm	110
<b>Abb. 57:</b> Effekt des Anteils zur Pore exponierter Chlorite und Tonkutane	111
<b>Abb. 58:</b> Diskriminierung von red bed- und gebleichten Sandsteintypen	113
<b>Abb. 59:</b> Zusammenhang zwischen Bitumen-Imprägnierung von Porenoberflächen in gebleichten Sandsteinen	118
<b>Abb. 60:</b> Festbitumen und Anhydritzement in direktem Kontakt	118
<b>Abb. 61:</b> Element-Konzentration und Element-Verhältnisse der Gesamtgesteins-Zusammensetzung (I)	120
<b>Abb. 62:</b> Element-Konzentration und Element-Verhältnisse der Gesamtgesteins-Zusammensetzung (II)	121
<b>Abb. 63:</b> Unterschiede roter und grauer Sandsteine innerhalb der drei Fazies-Assoziationen	123
<b>Abb. 64:</b> Kompaktionszustände in Sandsteinen	125
<b>Abb. 65:</b> Muttergesteine und Speichergesteine für Erdgase im Ostteil des Norddeutschen Beckens	131
<b>Abb. 66:</b> Versenkungskurven für zwei Bohrungslokationen im Nordostdeutschen Becken	131
<b>Abb. 67:</b> Schema einer thermischen Beckenmodellierung	134
<b>Abb. 68:</b> Gewählte Randbedingungen für zwei Simulationen	138
<b>Abb. 69:</b> Simulation der Temperatur- und Reifeentwicklung	141
<b>Abb. 70:</b> Versenkungsdiagramme	142
<b>Abb. 71:</b> Paragenetische Abfolge von Diageneseprozessen	143
<b>Abb. 72:</b> Einfluss der relativen Mikroporosität auf die Permeabilität	150
<b>Abb. 73:</b> Intragranularporosität in roten und grauen Sandsteinen	150
<b>Abb. 74:</b> Häufigkeitsverteilung der Porengrößen	151
<b>Abb. 75:</b> Veranschaulichung der Porenqualitätsklassen	152
<b>Abb. 76:</b> Unterschiede des Porensystems roter und grauer Sandsteine	155
<b>Abb. 77:</b> Standard-Porenformen, geometrische Eigenschaften und Häufigkeitsverteilung innerhalb ausgewählter Sandsteine	156

<b>Abb. 78:</b> Koch-Kurve	159
<b>Abb. 79:</b> Vergleich summarischer absoluter Oberflächengrößen	160
<b>Abb. 80:</b> Oberflächeneigenschaften roter und grauer Sandsteine	161
<b>Abb. 81:</b> Vergleich der effektiven Mineralzusammensetzung in Abhängigkeit von der Porengröße	163
<b>Abb. 82:</b> Häufigkeit porenraumexponierter Minerale	165
<b>Abb. 83:</b> Beispiele für unterschiedliche Typen von Poren-Mineralgrenzflächen in Sandsteinen mittlerer und hoher Porosität	166
<b>Abb. 84:</b> Intra- und intergranulare Poren-Grenzflächen	167
<b>Abb. 85:</b> Effektive und volumetrische Mineralzusammensetzung	168
<b>Abb. 86:</b> Durchschnittliche Häufigkeiten von Zementen und weiteren Parametern in den drei Speicherzonen	171
<b>Abb. 87:</b> Korngrößen-abhängigkeit der Quarzzementation	176
<b>Abb. 88:</b> Faziesabhängigkeit früher Zemente	178
<b>Abb. 89:</b> Grad der Illitkutinierung	178
<b>Abb. 90:</b> Zusammenhang zwischen Permeabilität und Position innerhalb eines Sandsteinpakets	181
<b>Abb. 91:</b> Beispiel für die Variation von $\Phi$ , $k$ und petrographischen Parametern innerhalb eines Sandsteinpakets	181
<b>Abb. 92:</b> Variation von Zementation, Speicher- und Durchlässigkeitseigenschaften in Abhängigkeit von der Architekturklasse	182
<b>Abb. 93:</b> Zusammenhänge zwischen faziellen Faktoren und Diageneseprozessen	184
<b>Abb. 94:</b> Häufigkeitsverteilung für Porosität und Permeabilität	185
<b>Abb. 95:</b> Einfluss der räumlichen Verteilung blockiger Zemente auf Diagenese und Permeabilität	188
<b>Abb. 96:</b> Zusammenhang zwischen Porengröße, Tonmorphotyp und Permeabilität	190
<b>Abb. 97:</b> Zusammenhang zwischen $\Phi$ , $k$ und dem Tonmineral-Morphotyp	191
<b>Abb. 98:</b> Qualitätsminderung durch Illit	192
<b>Abb. 99:</b> Qualitätsminderung durch Illit und Chlorit	193
<b>Abb. 100:</b> Qualitätsminderung durch mechanische Kompaktion	194
<b>Abb. 101:</b> Zusammenhang zwischen Porendichte, Porosität und Permeabilität	196
<b>Abb. 102:</b> Zusammenhang zwischen Porengeometrie und Permeabilität	197
<b>Abb. 103:</b> Verhältnis der Permeabilität vertikaler und horizontaler Plugs	198
<b>Abb. 104:</b> Häufigkeitsverteilung für Porosität und Permeabilität	200
<b>Abb. 105:</b> $\Phi, k$ -Zusammenhänge innerhalb von faziesbestimmten Subpopulationen	201
<b>Abb. 106:</b> Fazies-Diagenesemodell	202
<b>Abb. 107:</b> Einteilung von Porositäts-Permeabilitäts-Feldern	206
<b>Abb. 108:</b> Einteilung des $\Phi$ , $k$ -Diagramms in sechs Klassen	207
<b>Abb. 109:</b> Effektive Mineralzusammensetzung von Sandsteinen innerhalb der sechs $\Phi, k$ -Klassen	208
<b>Abb. 110:</b> Vernetzung der Sandsteine innerhalb $\Phi$ , $k$ -Klassen von der Poren-Skala bis zur Reservoir-Skala	209

## Tabellen

<b>Tab. 1:</b> Geometrie einzelner Mineralplatten und -fasern	19
<b>Tab. 2:</b> Sandstein-Anteil in der Schichtfolge	36
<b>Tab. 3:</b> Architekturklassen	45
<b>Tab. 4:</b> Petrographische Klassifikation der permokarbonenen Vulkanite des Norddeutschen Beckens	50
<b>Tab. 5:</b> Durchschnittliche Zusammensetzungen der Tonmorphotypen	94
<b>Tab. 6:</b> Ausgewählte Proben sortiert nach Permeabilitätsklasse	161
<b>Tab. 7:</b> Quantitative Zusammenhänge zwischen volumetrischer und effektiver Mineralzusammensetzung	169
<b>Tab. 8:</b> Streu- und Lagemaße für ausgewählte speicherrelevante Parameter	186
<b>Tab. 9:</b> Quantitativer Ausdruck der Qualitätsminderung durch authigene Tonminerale als negative Korrelationen	193
<b>Tab. 10:</b> Vergleich von Porengröße und Porengeometrie in Sandsteinen ähnlicher He-Porosität	199

## **Selbständigkeitserklärung**

Ich erkläre, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig und unter Verwendung der angegebenen Hilfsmittel, persönlichen Mitteilungen und Quellen angefertigt habe.

Jena, den 04. Mai 2012

Bernd Kohlhepp