



universität  
wien

# Diplomarbeit

Titel der Diplomarbeit

Diagenetische Umwandlungen in Sandsteinen der gasgesättigten, der sekundär verwässerten, der Wasser-, und der Übergangszone des Erdgas – Speichers Haidach in der Molasse Zone, Österreich

angestrebter akademischer Grad

Magistra der Naturwissenschaften (Mag. rer.nat)

Verfasserin: Magdalena Bottig  
Matrikel-Nummer: 0205487  
Studienrichtung: Erdwissenschaften, II. Studienabschnitt mit Studienzweig  
Petrologie  
Betreuerin: Ao. Univ.-Prof. Mag. Dr. Susanne Gier

Wien, Oktober 2008

<b>ABBILDUNGSVERZEICHNIS</b>	<b>IV</b>
<b>1. EINLEITUNG</b>	<b>1</b>
<b>1.1 Aufgabenstellungen der Diplomarbeit</b>	<b>1</b>
1.1.1 Mineralogische Analyse der verschiedenen Zonen	1
1.1.2 Bohrspülungsbeeinflussung der Sandsteine	4
1.1.3 Diagenetische Entwicklung der Sandsteine	4
<b>2. GEOLOGIE</b>	<b>5</b>
<b>3. MATERIAL UND METHODEN</b>	<b>9</b>
<b>3.1 Material</b>	<b>9</b>
<b>3.2 Methoden</b>	<b>12</b>
3.2.1 Präparation der Bohrkern für Tonmineralanalysen	12
3.2.2 Röntgendiffraktometrie (XRD)	12
3.2.3 Dünnschliffmikroskopie	13
3.2.4 Rasterelektronenmikroskop (REM)	13
3.2.5 Elektronenstrahl – Mikrosonde (EMS)	14
<b>4. ERGEBNISSE</b>	<b>15</b>
<b>4.1 Mineralogie und Petrologie der Sandsteine</b>	<b>15</b>
<b>4.1.1 Beschreibung der Komponenten</b>	<b>18</b>
Gesteinsbruchstücke	18
Quarz	23
Feldspat	23
Glimmer	23
Karbonate	24
Glaukonit	24
Granate	24
<b>4.1.2 Mineralogie der Sandsteine mittels XRD</b>	<b>25</b>
<b>4.1.3 Diagenetische Erscheinungen</b>	<b>27</b>
Kompaktion	27
Karbonatzemente	28
Alkalifeldspat - Anwachsäume	28
Quarz - Anwachsäume	29
Pyrit	30
Tonminerale	31
Glaukonit	32
<b>4.2 Tonmineralogie der verschiedenen Zonen</b>	<b>34</b>
4.2.1 Tonmineralogie	34
4.2.2 Mineralogie der Tonklasten	40

<b>4.3 Bohrspülungsbeeinflussung</b>	<b>43</b>
4.3.1    Zusammensetzung der Bohrspülung	43
4.3.2    Unterschiedliche Spülungsbeeinflussung bei Bohrkernen mit und ohne Spülungskruste	44
4.3.2.1    Analysen an kompakten Proben	44
4.3.2.2    Analysen an porösen Proben	45
4.3.3    Beeinflussung der Tonminerale durch die Bohrspülung	48
<b>5. DISKUSSION</b>	<b>51</b>
<b>5.1 Interpretation der diagenetischen Entwicklung der Sandsteine</b>	<b>51</b>
<b>5.2 Tonmineralanalyse der verschiedenen Zonen</b>	<b>57</b>
<b>5.3 Bohrspülungsbeeinflussung</b>	<b>59</b>
<b>5.4 Herkunft der Gesteinsbruchstücke</b>	<b>61</b>
<b>6. SCHLUSSFOLGERUNGEN</b>	<b>62</b>
DANKSAGUNG	<b>63</b>
LITERATURVERZEICHNIS	<b>65</b>
ABSTRACT	<b>69</b>
KURZFASSUNG	<b>70</b>
LEBENS LAUF	<b>72</b>
PUBLIKATIONEN	<b>74</b>

## Abbildungsverzeichnis

- Abb.1.1: Gas – Wasser – System nach Ladwein und Schmidt (1993)
- Abb.1.2: Ausbildung der Zonen in der Bohrung Haidach
- Abb.2.1: Karte der OÖ Molassezone, verändert nach Hubbard und De Ruig (2005)
- Abb.2.2: Querprofil der regionalen Geologie durch die OÖ Molassezone (verändert nach Wagner, 1986)
- Abb.2.3: Seismische Amplitudenkarte (Hubbard & Ruig, 2005)
- Abb.2.4: Interpretiertes Modell für Tiefwasser – Kanal – Ablagerungen in der Molassezone (verändert nach Hubbard und De Ruig, 2005)
- Abb.2.5: Karten des Feldes Haidach (Hubbard & Ruig, 2005): (A) Reservoir isopachen Karte, diese zeigt die nordwestgerichtete Ausdünnung der gasgesättigten Einheiten. (B) Tiefenkarte des Feldes
- Abb.3.1: Sandsteine des Haidach – Speichers, homogener Abschnitt eines Bohrkernes
- Abb.3.2: Sandsteine des Haidach – Speichers, brekziöser Abschnitt eines Bohrkerns mit Ton- und Karbonatklasten
- Abb.3.3: Sandsteine des Haidach – Speichers, konsolidiert
- Abb.3.4: Sandsteine des Haidach – Speichers, unkonsolidiert
- Tab.3.1: Probenliste mit Teufenangaben und Dünnschliffnummern
- Abb.4.1: Diagramm der Prozentverteilungen der Dünnschliffauszählung
- Abb.4.2: Klassifikation des Sandsteintypes nach Folk (1968)
- Tab.4.1: Mineralogische Zusammensetzung der Sandsteine in Prozent, ausgezählt mit dem point-count Verfahren
- Abb.4.3: Glimmerschiefer – Gesteinsbruchstück (Chloritleisten in Albit)
- Abb.4.4: Bohrkern mit hellen Kalkbruchstücken und dunkleren Tonklasten
- Abb.4.5: Corallinacea umwächst Bryozoe
- Abb.4.6: Karbonatbruchstück mit Glaukonitkörnern, Planktonforaminiferen (1) und Benthosforaminiferen (2)
- Abb.4.7: Bivalvenschale in Karbonatbruchstück, mit Glaukonit
- Abb.4.8: Sandschalige Foraminifere
- Abb.4.9: Foraminifere: Discocyclina, glaukonitisiert
- Abb.4.10: REM – Aufnahme eines Tonklasten mit Mikrofossilien und Tonmineralen
- Abb.4.11: EMS – Aufnahme von Granat mit Chamosit, im Zentrum des Granates sieht man ein eingeschlossenes Quarz-Korn.

- Abb.4.12: Plot der Ergebnisse der semiquantitativen Auswertung mittels XRD nach Schultz (1964)
- Abb.4.13: Plot der Ergebnisse der semiquantitativen Auswertung an Tonmineralen nach Schultz (1964)
- Abb.4.14: Dünnschliffbild zeigt hohe Porositäten und lockere Packung des Gesteinsmaterials
- Abb.4.15: Dolomitrhomboeder mit einem Durchmesser von in etwa 30µm
- Abb.4.16: Anwachssaum von K-Fsp um ein detritäres K-Fsp Korn
- Abb.4.17: Quarz – Anwachssaum
- Abb.4.18: Quarz – Neubildung mit authigenen Tonmineralen
- Abb.4.19: Angelöste Pyritframboide
- Abb.4.20: Pyritoktaeder
- Abb.4.21: XRD – Diagramme der <2µm – Fraktion der Probe 3/2 der wassergesättigten Zone
- Abb.4.22: REM – Bild eines Dolomitrhomboedes mit aufgewachsenen Tonmineralen
- Abb.4.23: Glaukonitsaum um detritäre Körner, um den Saum sekundäre Porosität
- Abb.4.24: Foraminifere mit Glaukonit verfüllt, um den Glaukonit ebenfalls sekundäre Porosität, Porenraum ist blau eingefärbt
- Abb.4.25: Log – Ausschnitt über die verschiedenen Zonen
- Abb.4.26: XRD – Diagramme der Probe 1/1-1 der gasgesättigten Zone
- Abb.4.27: XRD – Diagramme der Probe 1/18 der gasgesättigten Zone
- Abb.4.28: XRD – Diagramme der Probe 1/2 der Übergangszone
- Abb.4.29: XRD – Diagramme der Probe 1/1-2 der Übergangszone
- Abb.4.30: XRD – Diagramme der Probe 2/A1 der sekundär verwässerten Zone
- Abb.4.31: XRD – Diagramme der Probe 2/7 der sekundär verwässerten Zone
- Abb.4.32: XRD – Diagramme der Probe 3/2 der initialen Wasserzone
- Abb.4.33: XRD – Diagramme der Probe 3/4 der initialen Wasserzone
- Abb.4.34: Bohrkern mit großen Ton-, und Karbonatklasten
- Abb.4.35: XRD – Diagramm: Unterschiede in der Mineralogie der Tonklasten, drei verschiedene
- Tab.4.2: Gegenüberstellung der Mineralogie der Tonklasten und der <2 µm - Fraktionen
- Abb.4.36: Ein Beispiel für die Unterschiede in der Mineralogie von Tonklasten und der abgetrennten <2 µm-Fraktion aus der Probe 1/2
- Abb.4.37: Verfärbung des Bohrkernes durch die Bohrspülung, Probe Nr. 1/18
- Abb.4.38: Dünnschliffbild von einem Bohrkern mit Spülungskruste am Rand

- Abb.4.39: EMS – Bild desselben Dünnschliffes wie in Abb.4.37 Spülungskruste mit rot markierten Baryten und Bohrkern ohne Baryte
- Abb.4.40: Randlich verfärbter Bohrkern
- Abb.4.41: EMS – Bild eines Bohrkernes, welcher Baryt aus der Spülung in den Poren führt
- Abb.4.42: REM – Aufnahme des Bohrkernrandes, Fließstruktur der Spülung ins Gestein, sowie Ausbildung einer Art Gel auf der Außenseite des Kernes
- Abb.4.43: Wie Abb.4.41 nur mit kleinerer Vergrößerung
- Tab.4.3: Aufweitung der Smektite nach 3 Tagen Sättigung mit Mg + Gly, Unterschiede der ersten und zweiten Versuchsreihe
- Abb.4.44: Beispiel für das Verhalten der Smektite in der Probe 3/2
- Abb.5.1: EMS – Bild eines Kalifeldspatsaumes um ein detritäres K-Fsp – Korn
- Abb.5.2: EMS – Bild von verfüllten Rissen und Anwachssäumen von autigenem K-Fsp
- Tab.5.1: EMS – Analysen an einem detritären K-Fsp – Korn und dem umgebenden K-Fsp – Saum
- Abb.5.3: Korallenbruchstück in Fe- dolomitzementiertem Sandstein
- Abb.5.4: Relative Diageneseabfolge der Haidach – Sandsteine
- Abb.5.5: Versenkungsgeschichte der Molassezone (Sachsenhofer und Schmidt, 1997)
- Abb.5.6: XRD – Diagramm von jeweils einer Probe der gasgesättigten-, der Übergangs-, und der Initialen Wasserzone
- Abb.5.7: Herkunft der kristallinen Gesteinsbruchstücke der Haidach – Sandsteine

## **1. Einleitung**

Die Erdgaslagerstätte Haidach, Oberösterreich / Salzburg, wurde im Jahr 1997 von der Rohölaufsuchungs AG (RAG) entdeckt und stellt bis heute das größte zusammenhängende Gasfeld in der österreichischen Molassezone dar.

Im Jahr 2005 wurde die Förderung eingestellt und es begannen die Umbauarbeiten zur Nutzung als natürlicher Erdgasspeicher, da sich die Sandsteine durch ihre hohen Porositäten und vor allem hohen Permeabilitäten besonders gut dafür eigneten. Die Eröffnung des Speichers Haidach erfolgte im Jahre 2007.

Durch die jahrelange Förderung von Gas aus dem Reservoir Haidach kam es zu einer Verschiebung des Gas-Wasser-Kontaktes (GWK) im Speichergestein nach oben. So wurden bereits geförderte Teile der Sandsteine mit Wasser verfüllt, welches das Wieder-Einspeisen von Erdgas erheblich erschwerte. In diesen verwässerten Bereichen ist noch bis zu 50 % Restgas vorhanden.

Im Zuge von Gas-Einpressversuchen zur Nutzung als Speicher wurde festgestellt, dass die ursprüngliche Gassättigung der Lagerstätte nicht wieder erreicht werden konnte. Dies ist zum Teil darauf zurückzuführen, dass (wie schon angesprochen) die primär gasgesättigten Sandsteine mit 50-100 % Wasser aufgefüllt wurden und sich der neue GWK dadurch nicht problemlos wieder in die Tiefe verschieben lässt.

Weiters gab dieses Problem den Anlass, die Mineralogie der verschiedenen Zonen detailliert zu untersuchen, um eventuelle, im Porenraum entstandene Neubildungen erkennen zu können.

### ***1.1 Aufgabenstellungen der Diplomarbeit***

#### **1.1.1 Mineralogische Analyse der verschiedenen Zonen**

Hauptaugenmerk dieser Diplomarbeit lag auf der Fragestellung, ob innerhalb der durch die Erdgas-Förderung neu ausgebildeten Zonen Veränderungen in der Mineralogie der Sandsteine entstehen, beziehungsweise ob sich neue Minerale ausbilden und sich der Porenraum verändert.

### Beschreibung der Zonen

Anfangs existieren zwei Zonen, die gas- und die wassergesättigte. Der ursprüngliche GWK (Gas-Wasser-Kontakt) ist in Abb.1.1 dargestellt.

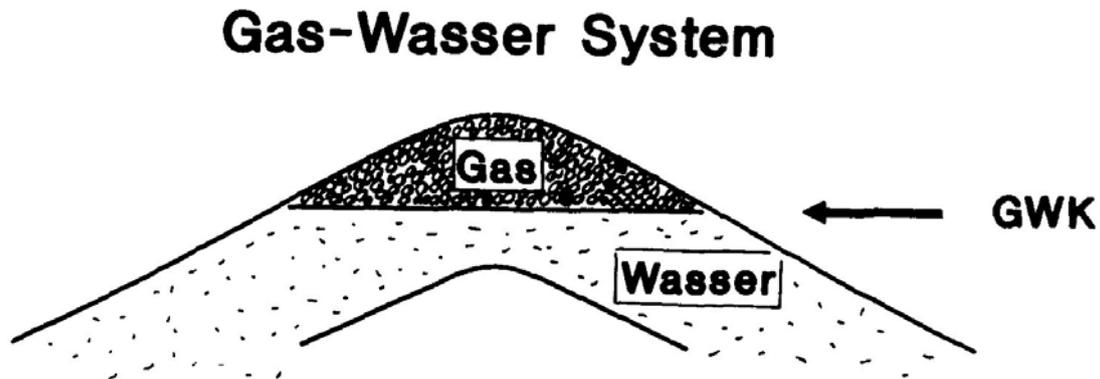


Abb.1.1: Gas – Wasser – System (Ladwein und Schmidt, 1993)

Mit der Förderung des Gases kommt es zu einer Druckentlastung und der Wasserspiegel innerhalb der Lagerstätte steigt an. Die dadurch neu gebildete „verwässerte“ Zone wurde hier als „sekundär verwässerte Zone“ bezeichnet.

Nach Abschluss der Gasförderung zieht sich kapillares Wasser vom sekundär verwässerten Bereich bis in die Gaszone hinein. Dieser Bereich wird hier als „Übergangszone“ bezeichnet.

Die tatsächliche Ausbildung der Zonen ist in Abb.1.2 dargestellt. Auf der x-Achse sind die Werte der Gas- und Wassersättigung aufgetragen (links 100 % Gas, rechts 100 % Wasser) und als y-Wert die Tiefe. In der sekundär verwässerten Zone verbleibt eine Restmenge an Gas, die bis zu 50 % beträgt.

Nach Dixon et al. (1989) behindert die Sättigung von Gesteinen mit Kohlenwasserstoffen das Fortschreiten der Diagenese. Bei nachträglicher Sättigung mit Wasser besteht wieder die Möglichkeit für Mineralreaktionen. Die untersuchten Sandstein-Proben stammen aus Tiefen (TVDSS - true vertical depth sub sea, also der senkrechte, wahre Teufenwert, bezogen auf Meeresspiegel) von bis zu 1100 Metern, zusammen mit der Seehöhe der Bohrung (540 Meter) entspricht dies einer Versenkungstiefe von ungefähr 1650 Metern. Die initiale Reservoirtemperatur betrug zum Zeitpunkt der Bohrung 53° C und der initiale Lagerstättendruck war 158 bar.

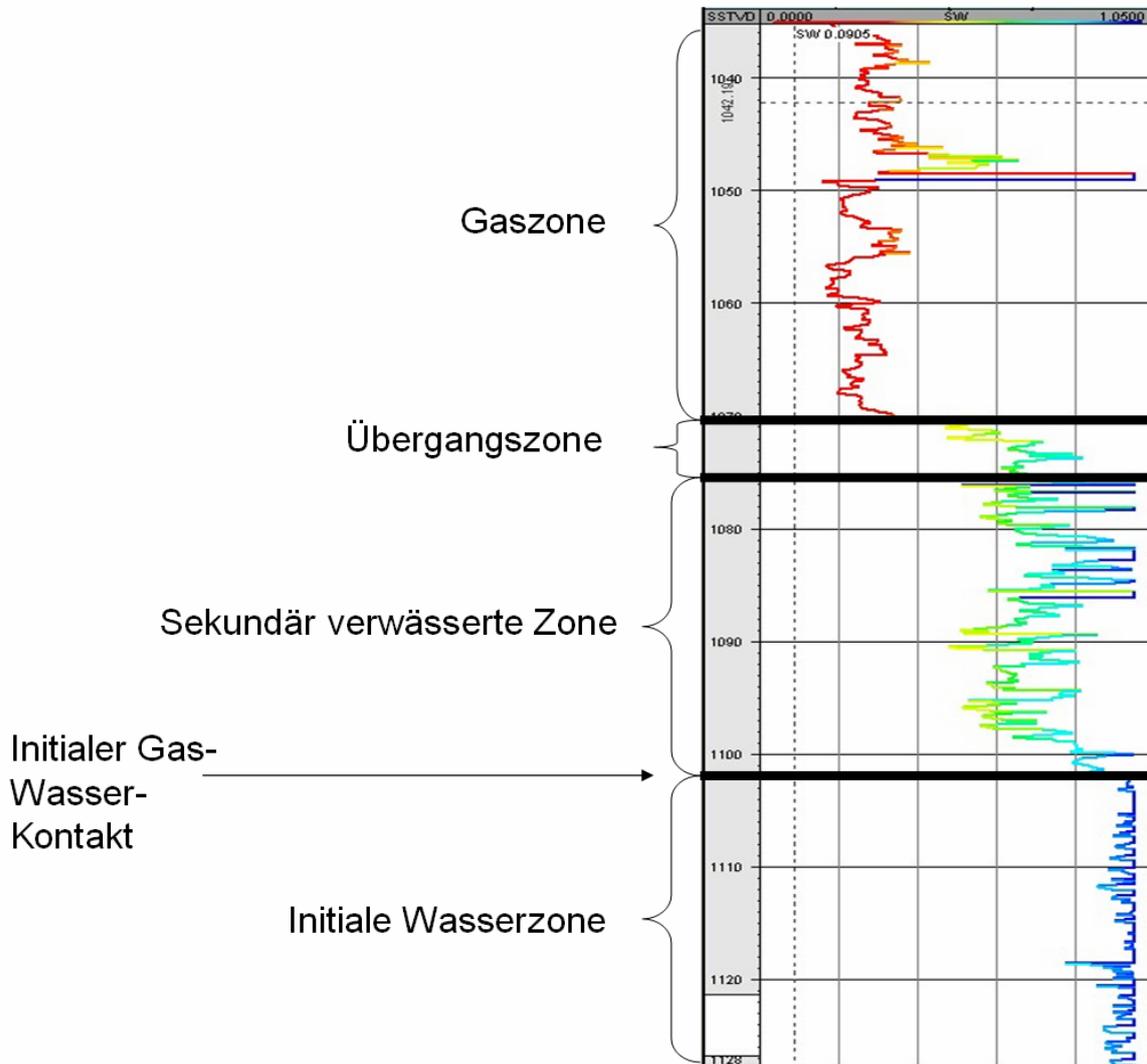


Abb.1.2: Ausbildung der Zonen in der Bohrung Haidach

Für die mineralogischen Analysen der verschiedenen Zonen war geplant, jeweils die Tonfraktionen ( $< 2 \mu\text{m}$ ) der einzelnen Zonen abzutrennen. Tonminerale benötigen keine hohen Temperaturen um diverse Ionen oder Flüssigkeiten aufzunehmen und dementsprechend ihre Kristallstruktur zu verändern (Jasmund und Lagaly, 1993). Deswegen wurden diese genauer analysiert, um eventuelle Umwandlungen oder Neubildungen in den Sandsteinen der sich jüngst entwickelten Zonen aufzuzeigen.

Die bei den Kernstrecken und Logmessungen verwendeten Tiefenangaben sind Bohrteufen. Diese können mittels der gemessenen Bohrlochabweichungsdaten in "wahre Teufen" ("true vertical depth", TVD) umgerechnet werden. Die wahren vertikalen Teufen sind im untersuchten Bohrlochabschnitt rund 100 m geringer als die Bohrteufen.

### **1.1.2 Bohrspülungsbeeinflussung der Sandsteine**

In porösen Abschnitten gibt es internen Berichten der RAG zufolge teilweise hohe Verluste an Bohrspülung. Interessant war demnach, ob diese Spülung in das Gestein eindringt und es verändert. So würde z. B. ein Verhindern beziehungsweise Vergünstigen der Quellfähigkeit von Tonmineralen durch die Spülung den Bohrvorgang erheblich beeinflussen.

Für diese Fragestellung wurden Teile von Bohrkernen mit der sich am Rand befindlichen Bohrspülung verpackt und nicht wie normalerweise mit Süßwasser abgespült, um auch einen eventuellen Unterschied zwischen abgespülten Bohrkernen und jenen mit Spülungsrand zu erkennen. Mit Hilfe von Dünnschliffmikroskopie, XRD, REM sowie EMS – Analysen sollten chemische und mineralogische Veränderungen nachgewiesen werden.

### **1.1.3 Diagenetische Entwicklung der Sandsteine**

Die diagenetische Entwicklung der Sandsteine sollte in Bezug auf die Reservoirqualität untersucht werden.

## 2. Geologie

Die Ablagerung der Reservoirgesteine der Erdgaslagerstätte Haidach fand im späten Oligozän vor etwa 25 Millionen Jahren in der südlichen Molassezone Oberösterreichs statt (Abb.2.1), (Hubbard und De Ruig, 2005).

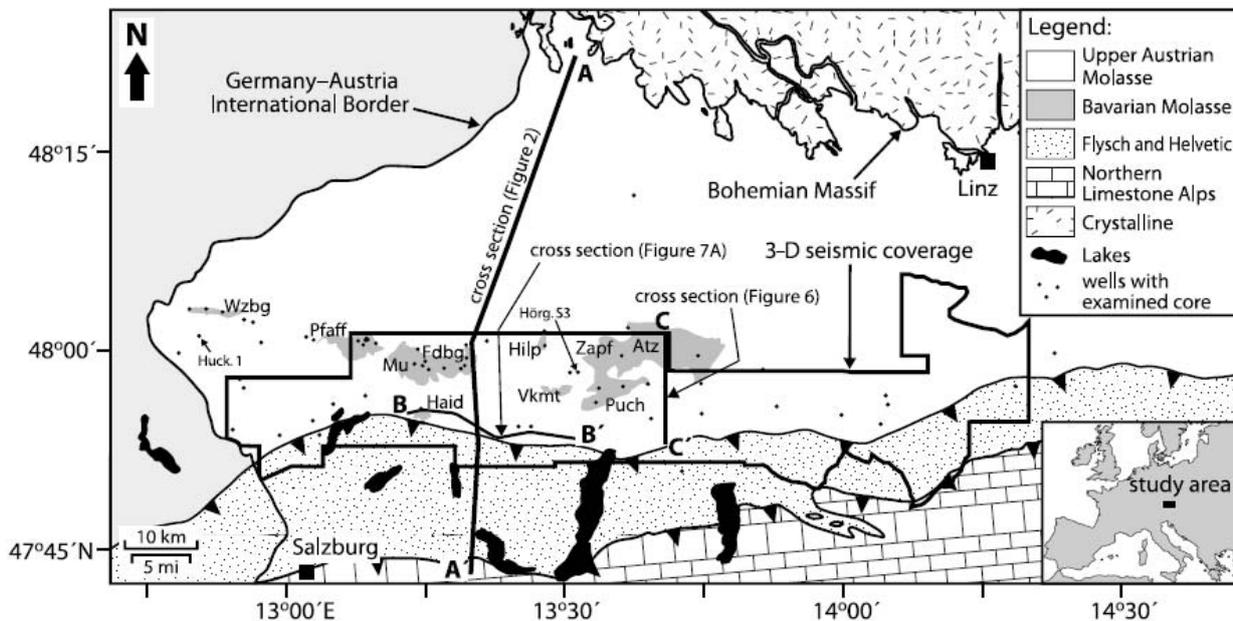


Abb.2.1: Karte der OÖ Molassezone, verändert nach Hubbard und De Ruig (2005)

**Die Molassezone** begleitet die Alpen im Norden über ihre gesamte Länge und bedeckt auch Teile des West-, Süd- und Ostrand der Böhmisches Masse (Abb.2.1), (Faupl, 2000). Überwiegend besteht die Molassezone aus den Abtragungsprodukten des in Hebung begriffenen Alpenkörpers und zum geringeren Teil auch der Böhmisches Masse, wobei die Sedimentmächtigkeit generell gegen den Alpenkörper hin ansteigt. Sie enthält bis über 5000 m mächtige Abfolgen von vorwiegend marinen, zum Teil auch brackischen oder limnischen Ablagerungen des Obereozäns bis zum jüngeren Miozän (Faupl, 2000).

Bei den Ablagerungen der Molassezone sind drei Hauptfazieszonen zu unterscheiden (Faupl, 2000):

1. Der nördliche Rand des Beckens → *externe Randfazies*;
2. Am tektonisch aktiven Alpenrand → *südliche Alpenrandfazies* (da der südliche Beckenabschnitt während des Miozäns vom Alpenkörper überschoben wurde, gibt es von dieser Fazies nur aus Bohrungen Informationen);

3. Zwischen diesen beiden Randfazies → *Beckenfazies mit Schliersedimentation* (dazu gehört unter anderem die Puchkirchener Serie). Charakteristisch hierfür sind tonreiche, feinschichtige Sedimente, also Tonmergel mit Silt- und Feinsandlagen.

Die oligozänen bis miozänen Tiefwasserablagerungen der Puchkirchener- und Haller Serie (Abb.2.2) beherbergen die größten bekannten Erdgaslagerstätten des österreichischen Molassebeckens, demnach auch die des Feldes Haidach.

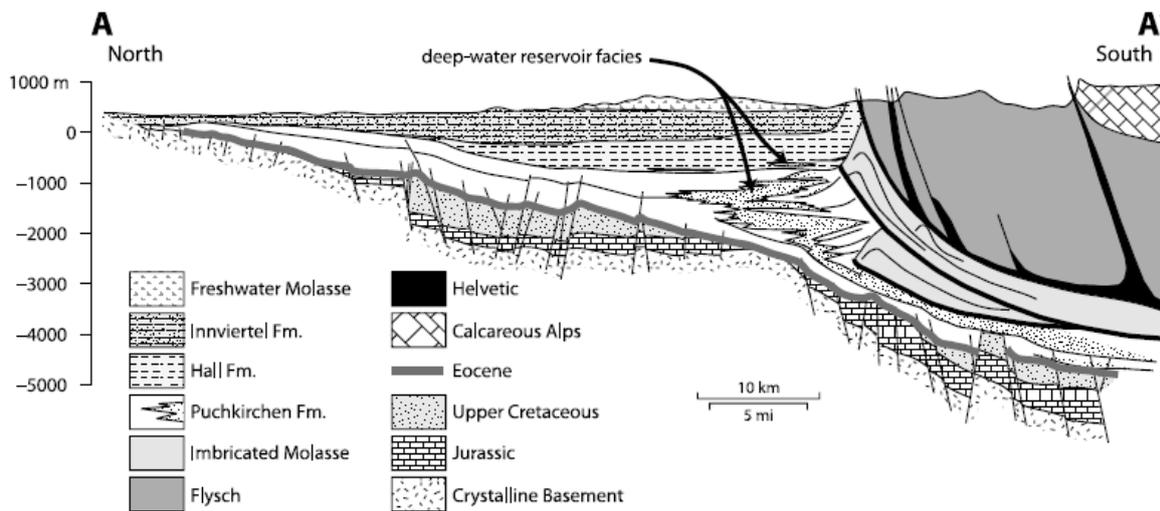


Abb.2.2: Querprofil der regionalen Geologie durch die OÖ Molassezone (verändert nach Wagner, 1996)

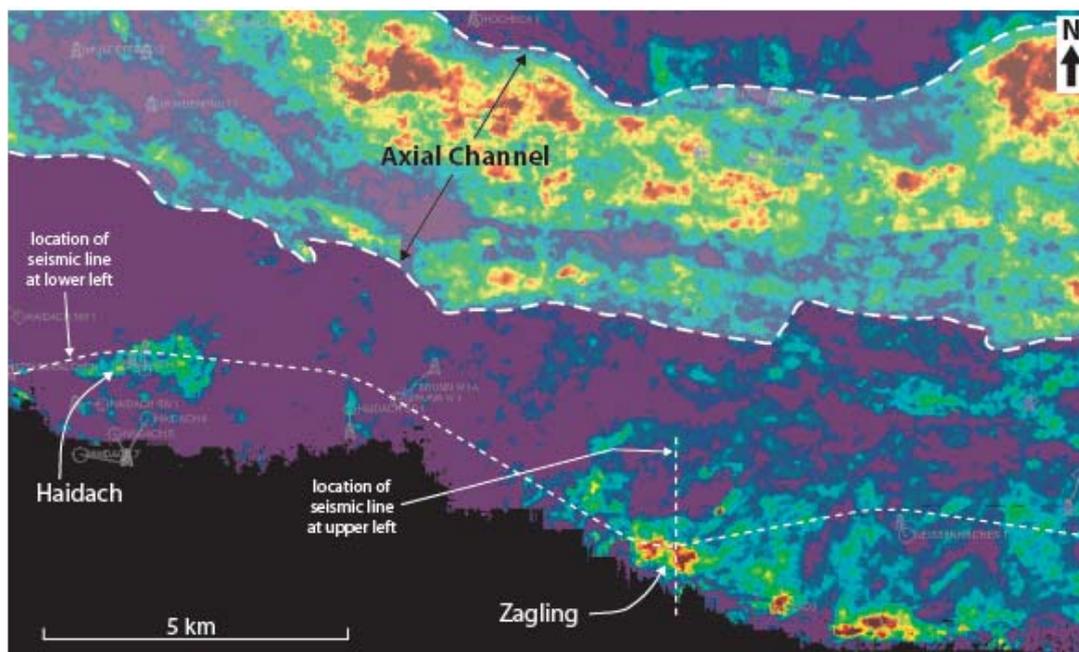


Abb.2.3: Seismische Amplitudenkarte eines Teiles des oberösterreichischen Molassebeckens (Hubbard und De Ruig, 2005)

Die oligozäne- bis miozäne Geometrie des österreichischen Molassebeckens wird durch ein axiales, tiefmarines Kanalsystem (Axial Channel, Abb.2.3) entlang der Alpenfront

charakterisiert (Hubbard und De Ruig, 2005). Abbildung 2.3. soll die Verteilung der Slope-Fans (hier die Felder Haidach und Zagling) relativ zum axialen Kanal darstellen, welcher in jedem stratigraphischen Niveau der Puchkirchener Serie und in der tieferen Haller Serie präsent ist.

Das Feld Haidach (Abb.2.4) stellt ein Beispiel für **Ponded Slope-Deposits** in der Puchkirchener Serie dar. Diese sand- und schuttreichen Sedimentfächer kommen nur entlang der südlichen Begrenzung des Molassebeckens, direkt vor den Helvetikums- und Molasseschuppen oder in Piggy-Back Basins in der verschuppten Molasse vor (Hubbard und De Ruig, 2005).

Ausgeprägte Schuttfächer (Slope Fans, Abb.2.4 – vereinfachte Darstellung) sind selten, in ihrer flächenmäßigen Ausdehnung limitiert (typisch sind 1-5 km<sup>2</sup>), aber oft durch über 30 m mächtige Sandstein- und Schuttablagerungen charakterisiert (De Ruig und Hubbard, 2006).

Sie sedimentieren durch 'Flow Collapse' in kleinen, vorgelagerten Beckenstrukturen oder innerhalb von Canyons. Die Front der verschuppten Molasse und des Helvetikums bildet die Quelle dieser 'Gravity Flows', welche nur kurze Distanzen bis zu ihrer Endposition am südlichen Abhang des Molassebeckens transportiert werden. Die für den axialen Kanal charakteristischen zentralalpinen Konglomerate sind in den südlichen Slope Fan - Ablagerungen abwesend (Hubbard und De Ruig, 2005).

Das Erdgas akkumuliert in den Slope Fans generell in einer stratigraphischen Falle, begrenzt durch überliegende und laterale Tonschiefer sowie lokal durch Überschiebungen.

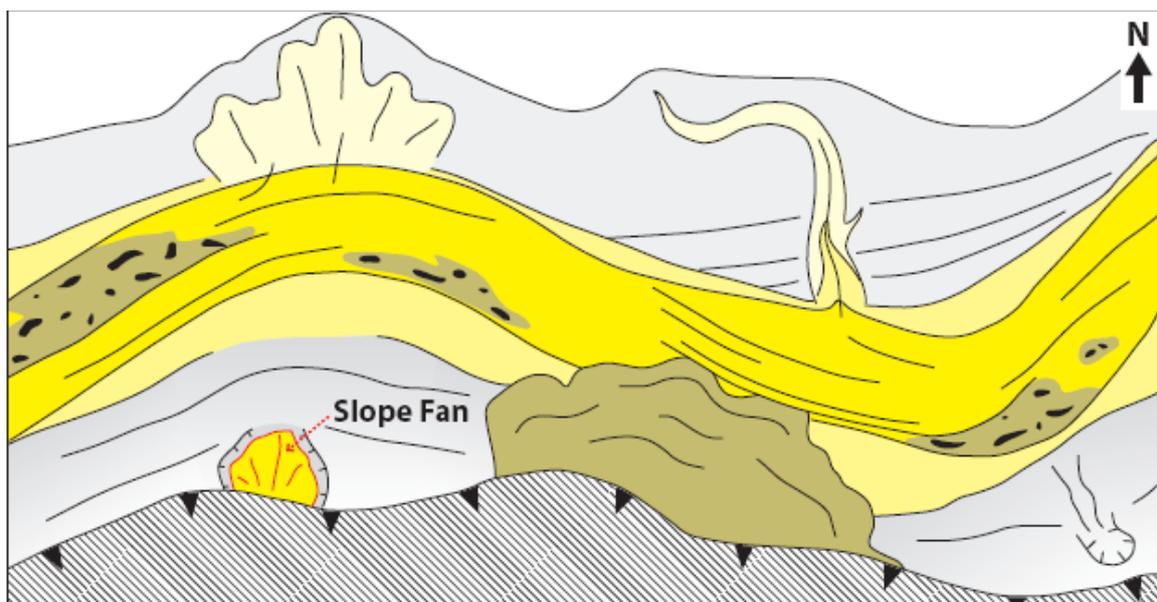


Abb.2.4: Interpretiertes Modell für Tiefwasser – Kanal – Ablagerungen in der Molassezone (Verändert nach Hubbard und De Ruig, 2005). Der axiale Kanal erreicht eine Breite von 3 – 5 km.

**Das Feld Haidach** (Abb.2.5) stellt das größte zusammenhängende Gasfeld der österreichischen Molassezone dar und beinhaltet im Wesentlichen resedimentierte Teile der verschuppten Puchkirchener Serien und des Helvetikums.

Das Feld besteht aus einem keilförmigen, nach Norden einfallenden Sandkörper (Abb.2.5.), welcher im Süden durch die Alpenen Decken und Schuppen abgedichtet wird. Das Reservoir zeichnet sich durch eine 70-180 m mächtige, aus mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen bestehende Abfolge aus, welche lokal durch große Klaster von aufgearbeiteten Sandsteinen der Oberkreide und des Eozäns sowie durch Tonsteine und Karbonate des Helvetikums (bis über 30 cm Durchmesser) charakterisiert ist (Hubbard und De Ruig, 2005).

An der Ablagerung der Lagerstätte Haidach sind sowohl Debris Flows als auch Turbidite beteiligt gewesen. Die sandreichen Ablagerungen stammen hauptsächlich von hochdichten Turbiditströmen. Die großen Ton- und Karbonatklaster rollten vermutlich entlang des Paläoabhangs bis zu ihrer heutigen Position. Debris Flow - Prozesse waren am südlichen Abhang des Molassebeckens ebenfalls wichtig, da sie für mächtige Abfolgen von tonreichen Ablagerungen verantwortlich waren (Hubbard und De Ruig, 2005).

Hinweis auf den kurzen Transportweg des Gesteinsmaterials liefern unter anderem die subangulare Kornrundung in den Sandsteinen und die oft völlig kantigen Grobklaster.

Die Sandsteine der Lagerstätte Haidach zeichnen sich durch Porositäten von durchschnittlich 20 % und hohe Permeabilitäten (250 mD bis mehrere Darcy) aus, was auf die groben Korngrößen sowie einen sehr niedrigen Gehalt an Tonmineralen zurückzuführen ist (De Ruig und Hubbard, 2006).

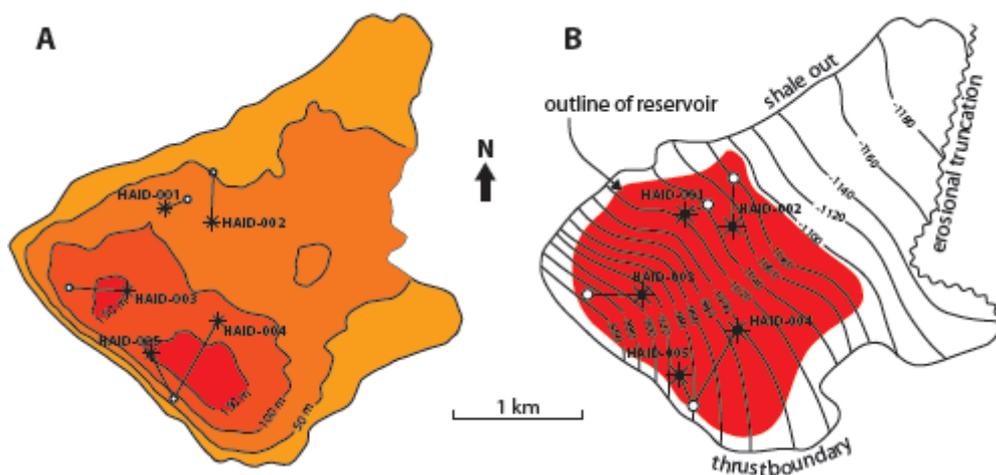


Abb.2.5: Karten des Feldes Haidach (Hubbard und De Ruig, 2005): (A) Reservoir Isopachen Karte, diese zeigt die nordwärts gerichtete Ausdünnung der gasgesättigten Einheiten. (B) Tiefenkarte des Feldes.

### 3. Material und Methoden

#### 3.1 Material

Bei den untersuchten Proben (Tab.3.1.) des Speichers Haidach handelt es sich generell um sehr inhomogene Sandsteine miozänen Alters (Abb.3.1 bis 3.4). Innerhalb weniger Zentimeter der Bohrkerns wechselt das Erscheinungsbild von konsolidiert bis unkonsolidiert (Abb.3.3 und 3.4). Man sieht in Abb.3.1 die abschnittsweise sehr feinen, homogenen Partien. Im Gegensatz zu diesen stehen die häufiger vorkommenden und in Abb.3.2 dargestellten, brekziösen Bereiche. Diese sind sehr reich an Ton- sowie Karbonatklasten, welche Größen von wenigen Millimetern bis zu einigen Dezimetern erreichen können. Die Korngrößen dieser Sandsteine reichen von ca. 0,5 bis 2 mm.



Abb.3.1: Sandsteine des Haidach – Speichers, Homogener Abschnitt eines Bohrkernes.



Abb.3.2: Sandsteine des Haidach – Speichers, brekziöser Abschnitt eines Bohrkerns mit Ton- und Karbonatklasten.



Abb.3.3: Sandsteine des Haidach – Speichers, konsolidiert.



Abb.3.4: Sandsteine des Haidach – Speichers, unkonsolidiert.

Tabelle 3.1: Probenliste mit Teufenangaben und Dünnschliffnummern

<b>Kern x / Kiste y</b>	<b>Teufen (ohne Kernshift)</b>	<b>TV DSS&lt;m&gt;</b>	<b>Zone</b>	<b>Dünnschliffe (Teufe / Nummer)</b>		<b>Mikrosondenschliffe</b>
1/18	1702,5m		Initiale Gaszone	1702,53m / 32902	1702,8m / 32903*	X
1/15/1	1706,2 - 1706,3 m	1062,2	Initiale Gaszone			
1/6/2	1715,1 - 1715,2 m	1069,9	Übergangszzone	1715,4m / 31001		X
1/1	1720m		Übergangszzone	1720,5m / 33001	1720,9m / 33003	
2/7/A1	1724,1 - 1724,2 m	1077,5	Sekundär verwässert	1724,2m / 33010	1724,9m / 33012	
2/7	direkt unterhalb 2/7/A1		Sekundär verwässert	1732,5m / 30874	1732,6m / 30873	
3/10	1740m		Sekundär verwässert	1740,3m / 33121	1739,6m / 33120*	
3/2/4	1747,30 - 1747,4 m	1097,5	Initiale Wasserzone	1745,8m / 33132*	1747,5m / 33135	
3/2	direkt unterhalb 3/2/4		Initiale Wasserzone	1747,8m / 33136*		

TV DSS = true vertical depth sub sea, also der senkrechte, wahre Teufenwert, bezogen auf Meeresspiegel

## **3.2 Methoden**

### **3.2.1 Präparation der Bohrkern für Tonmineralanalysen**

Von den Bohrkernen wurde der äußerste Rand (ca. 1 cm) abgeschlagen, um einen Einfluss der Bohrspülung weitgehend auszuschließen. Weiters wurden die Kerne per Hand möglichst kornerhaltend zerkleinert. Die häufig vorhandenen Tonklasten konnten anschließend herausgelöst werden.

Die Oxidation des organischen Materials erfolgte mittels Versetzung der Proben mit einem Gemisch aus 1:1 H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> und destilliertem Wasser für einige Tage.

Nach vollständiger Reaktion wurden die Proben 3 Minuten lang mit einem 400 W-Ultraschallstab dispergiert; weiters eine Siebung mit einem 1 mm-Sieb durchgeführt, wobei der <1 mm-Anteil zur Abtrennung der Tonfraktion im Atterbergzylinder diene.

Die Suspension wurde mit einer Spatelspitze Natrium-tripolyphosphat versetzt, um ein Ausflocken zu verhindern.

Nach 24 Stunden 33 Minuten (Formel nach Stokes aus Köster, 1964) wurde die in der Suspension enthaltene <2 µm-Fraktion abgetrennt, bei 60°C getrocknet, weiters in der Achatschale homogenisiert und mittels Röntgendiffraktometrie analysiert.

### **3.2.2 Röntgendiffraktometrie (XRD)**

Für die Analysen der <2 µm-Fractionen sowie für die qualitative und semiquantitative Analyse der Gesamtproben (nach Schultz, 1964) wurde ein Philips PW 3710 Röntgendiffraktometer (CuK $\alpha$  – Strahlung, 45kV, 35mA, step scan, step size 0,02, 1s per step) verwendet.

Die Röntgendiffraktogramme wurden nach Moore und Reynolds (1997) und Brindley und Brown (1980) ausgewertet.

Die Gesamtprobe wurde texturfrei und texturiert (Ethylenglycol-Schmierpräparat) präpariert und gemessen, um eine semiquantitative Aussage über die mineralogische Zusammensetzung (nach Schultz, 1964) treffen zu können.

Für die Sättigungen wurden die <2 µm-Fractionen über Nacht mit Kalium- bzw. Magnesiumlösungen (1N KCl- bzw. 1N MgCl<sub>2</sub>-Lösung) geschüttelt, danach 5 Minuten bei

1500 UPS zentrifugiert, anschließend mit destilliertem Wasser gewaschen und weitere 7 Minuten bei 4000 UPM abzentrifugiert.

Die so behandelten <2 µm-Fraktionen wurden auf Glasträger sowie auf Keramikplättchen aufgebracht.

#### Glasträger

- Als Suspension (1 ml destilliertes Wasser mit zwischen 8 mg und 20 mg Probe) auf Glasträger aufgebracht und luftgetrocknet sowie mit Kalium- und Magnesiumionen gesättigt und gemessen.
- K- gesättigte Proben wurden mit Ethylenglycol, Mg- gesättigte mit Glycerin gesättigt und gemessen.

#### Keramikplättchen

- Die Suspension (mit 20 mg bis 50 mg Probe) wurde mittels Vakuumpumpe durch die Keramikplättchen gesogen und der an der Oberfläche entstandene feine Tonmineralfilm getrocknet und gemessen.
- Hier wurden wiederum Mg- und K- Sättigungen sowie im weiteren Verlauf Ethylenglycol- und Glycerin- Sättigungen durchgeführt.
- Die K- und Mg gesättigten Plättchen wurden bei 550 °C im Ofen getempert.

Die besten Messergebnisse wurden mit Keramikplättchen erzielt.

### **3.2.3 Dünnschliffmikroskopie**

Insgesamt wurden 17 Dünnschliffe für die Untersuchung mittels Polarisationsmikroskop hergestellt. Die Sandsteine wurden zur Veranschaulichung der Porenräume in blauem Epoxy-Harz eingebettet. Zusätzlich wurde jeweils der halbe Dünnschliff mit Natrium-Alizarinsulfonat (Alizarin S)  $C_{14}H_7NaO \cdot H_2O$  und Kaliumhexacyanoferrat (III)  $K_3Fe(CN)_6$  zur Unterscheidung von Dolomit und Calcit sowie der Ermittlung des Eisengehaltes eingefärbt.

Zur Klassifikation der Sandsteine wurden jeweils 400 Punkte pro Dünnschliff (Stage Intervall 2) mittels Point-Counter Verfahren ausgezählt.

### **3.2.4 Rasterelektronenmikroskop (REM)**

Die Proben wurden mit Gold bedampft und die Aufnahmen bzw. Analysen mit dem JEOL Elektronenmikroskop mit EDX-Einheit des Instituts für Mineralogie und Kristallographie,

Universität Wien, sowie dem Phillips-Gerät XL 30 ESEM des Institutes für Konservierungswissenschaften und Restaurierung, Universität für Angewandte Kunst, durchgeführt.

Mit diesen Geräten wurden hauptsächlich die diagenetischen Neubildungen analysiert.

### **3.2.5 Elektronenstrahl – Mikrosonde (EMS)**

Drei Dünnschliffe wurden mit Kohlenstoff bedampft und mit dem Gerät CAMECA SX-100 analysiert. Ausgestattet ist das Gerät mit vier wellendispersiven und einem energiedispersiven Spektrum; gearbeitet wurde mit einer Beschleunigungsspannung von 15kV und einem Strahlstrom von 20nA.

## 4. Ergebnisse

### 4.1 Mineralogie und Petrologie der Sandsteine

Wie in Diagramm 4.1 abgebildet und in Tabelle 4.1 gelistet, sind die Hauptkomponenten der Sandsteine Gesteinsbruchstücke und Quarz. Nebengemengteile sind Feldspat, Glimmer, Hornstein, biogenes Material, Glaukonit, Dolomit-, Calcit- und Sideritzement.

Akzessorien bilden hauptsächlich Granate und Erzminerale.

Bei 12 Dünnschliffen wurden jeweils 400 Punkte mit Hilfe des Polarisationsmikroskops ausgezählt und die Prozentverteilungen in Abb.4.1 dargestellt.

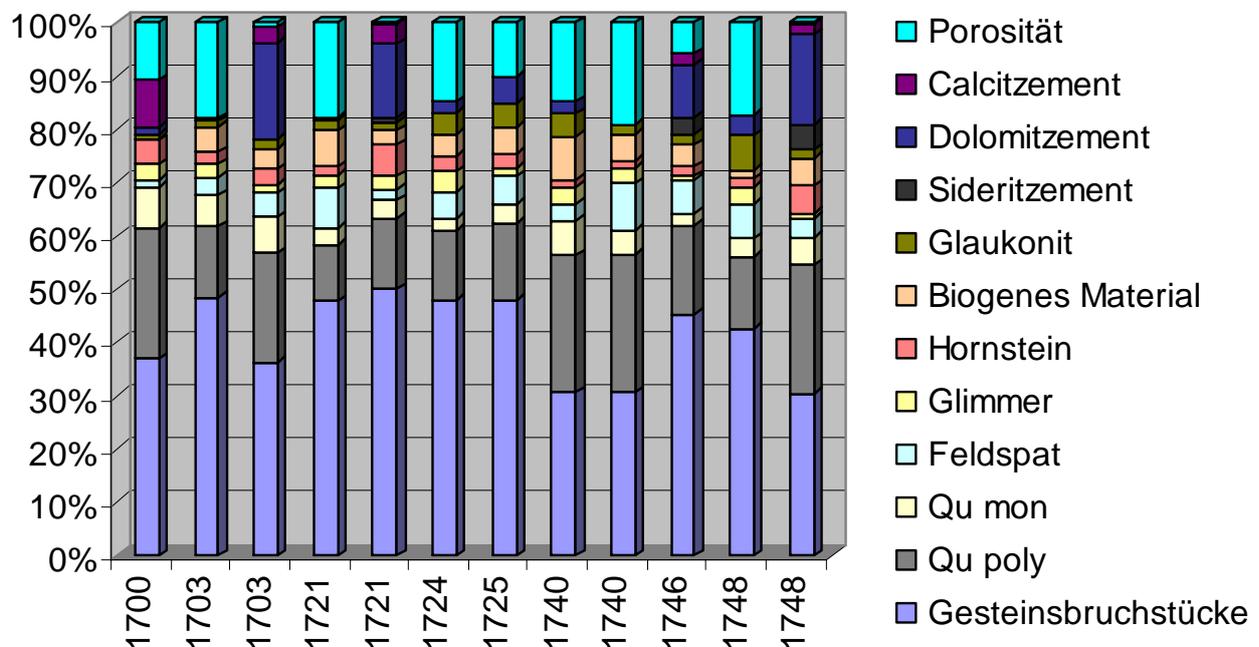


Abb.4.1: Mineralogische Zusammensetzung der Sandsteine aus der Dünnschliffauszählung

Weitere Komponenten, die nicht in Abb.4.1 geplottet wurden, sind Schwerminerale, Erzminerale, Fossilien, Tonklasten sowie einzelne Dolomit- und Calcitkristalle.

Die Proben setzen sich generell zu 30 % bis fast 50 % aus Gesteinsbruchstücken, weiters aus ca. 10 % bis 20 % polykristallinem Quarz, 3-7 % monokristallinem Quarz, Feldspat und biogenem Material zusammen. Auffallend sind die teilweise hohen Anteile an Glaukonit (bis etwa 8 %).

Die Porosität und die Karbonatzemente betragen zusammen meist ca. 20 %, wobei sowohl komplett zementierte als auch annähernd zementfreie, poröse Proben vorkommen. In unmittelbarer Umgebung der Karbonatklasten ist der Porenraum zementiert. Dem gegenüber stehen Partien, die frei von Karbonatklasten sind und ihre Porosität von ca. 20 % erhalten.

Der Hauptanteil der Porosität wird durch Interpartikelporosität bestimmt. Ein geringes Ausmaß stellt die sekundäre Porosität, welche durch diagenetische Lösung von zum Beispiel Feldspäten oder durch Schrumpfung von Glaukonit hervorgerufen wurde.

Die prozentuellen Verteilungen an Quarz, Feldspat und Gesteinsbruchstücken der ausgezählten Dünnschliffe wurden in Abb.4.2 geplottet und die Sandsteine nach Folk (1968) klassifiziert. Die Proben sind durchwegs als Litharenite zu bezeichnen.

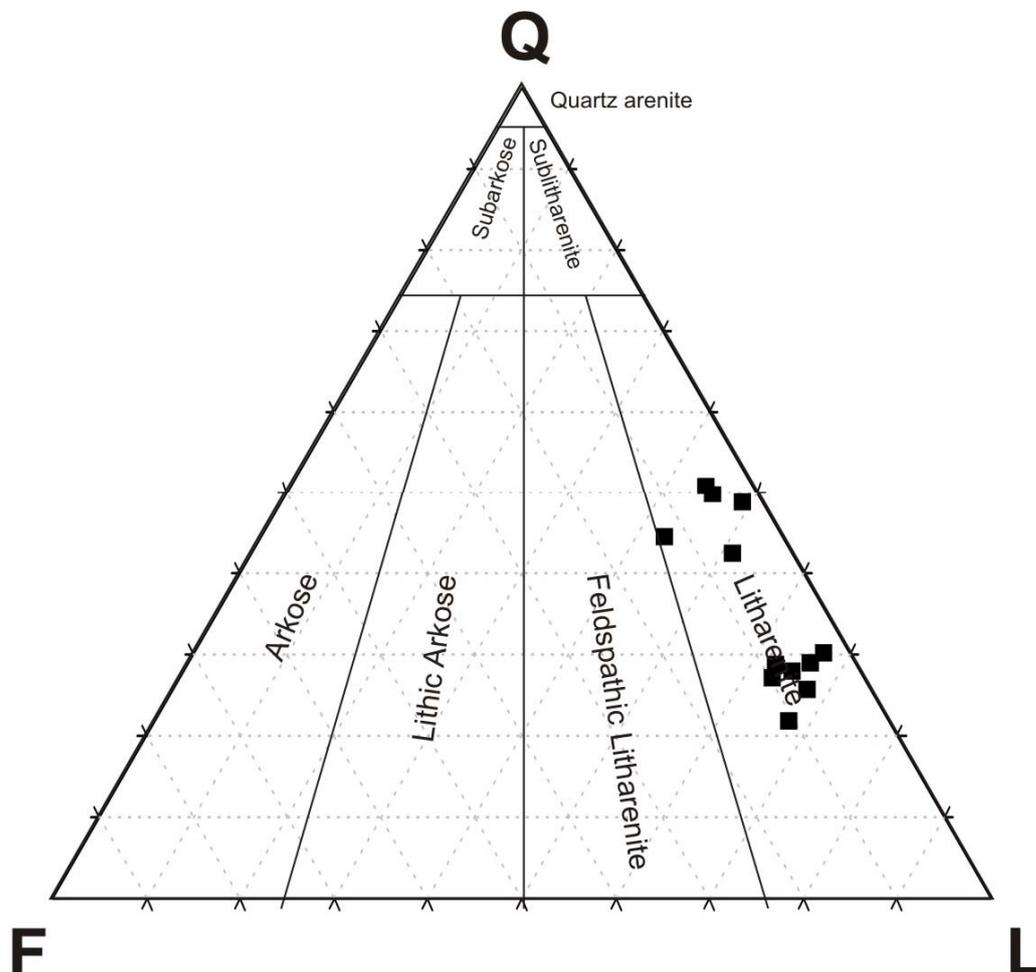


Abb.4.2: Klassifikation der Sandsteine nach Folk (1968)

Tabelle 4.1: Mineralogische Zusammensetzung der Sandsteine in Prozent, ausgezählt mit dem point-count Verfahren

Komponenten/Teufe	1740,3	1732,6	1747,8	1720,9	1702,5	1702,8	1739,6	1747,5	1725,4	1724,9	1724,2	1745,8
Qu monokristallin	4,25	7,25	5,25	3,5	5,75	6,75	6,5	3,25	3	3,5	2,25	2,25
Qu polykristallin	24,5	23,75	24,25	13,25	13,25	20,5	25,5	12,75	10,25	14,25	12,75	16,75
Glimmer	2,75	2,75	1	2,5	2,5	1,75	3	3	2,25	1,5	3,75	0,75
Hornstein	1,25	4,25	5,25	5,75	2,25	2,75	1,5	1,5	1,5	2,75	3	1,75
Feldspat	8,5	1,5	3,5	2	3,5	4,5	3,25	6,25	7,25	5,25	4,75	6,25
Gesteinsbruchstücke	29	35,5	30,25	50	48,5	36,25	30,5	40,5	45,75	47,5	47,25	45,25
Tonklasten	2	3,75	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Sideritzement	x	x	4,75	1	0,5	x	x	x	x	x	x	3,25
Dolomitzement	x	1,25	16,75	13,75	x	18	2,25	3,5	0,5	5	2	10
Calcitzement	x	8,5	2	3,75	x	3	x	x	x	x	x	2
Calcit	2	x	x	x	x	x	0,5	5	2,75	1	1,75	x
Dolomit	1,25	x	x	x	x	x	x	x	1,25	x	x	x
Biogenes Material	4,75	0,25	5	2,75	4,75	4	8	1,5	6,5	5	4	4
Glaukonit	1,75	1	1,75	1,5	1	1,75	4,25	6,25	2	4,25	4	2
Porosität	18	10,25	0,25	0,25	18	0,75	14,75	16,5	17	10	14,5	5,75

### 4.1.1 Beschreibung der Komponenten

#### Gesteinsbruchstücke

Folgende Gesteinsbruchstücke sind in den Sandsteinen vorhanden: Glimmerschiefer (teilweise mit Granaten), Quarzite, Ton- und Karbonatklasten.

Glimmerschiefer sind sehr chloritreich und stellen neben Karbonat- sowie Tonklasten die häufigsten Gesteinsbruchstücke dar. Die Chlorite treten leistenförmig (Abb.4.3) und weitgehend idiomorph eingeschlossen in Quarzen und Feldspäten (vorwiegend Alkalifeldspäte) auf. Es konnte durchwegs eine starke Einregelung der Glimmerbeziehungsweise Chloritleisten beobachtet werden, teils linear eingeregelt (im oberen rechten Bereich von Abb.4.3) oder weitgehend deformiert (im zentralen Teil der Abb.4.3).

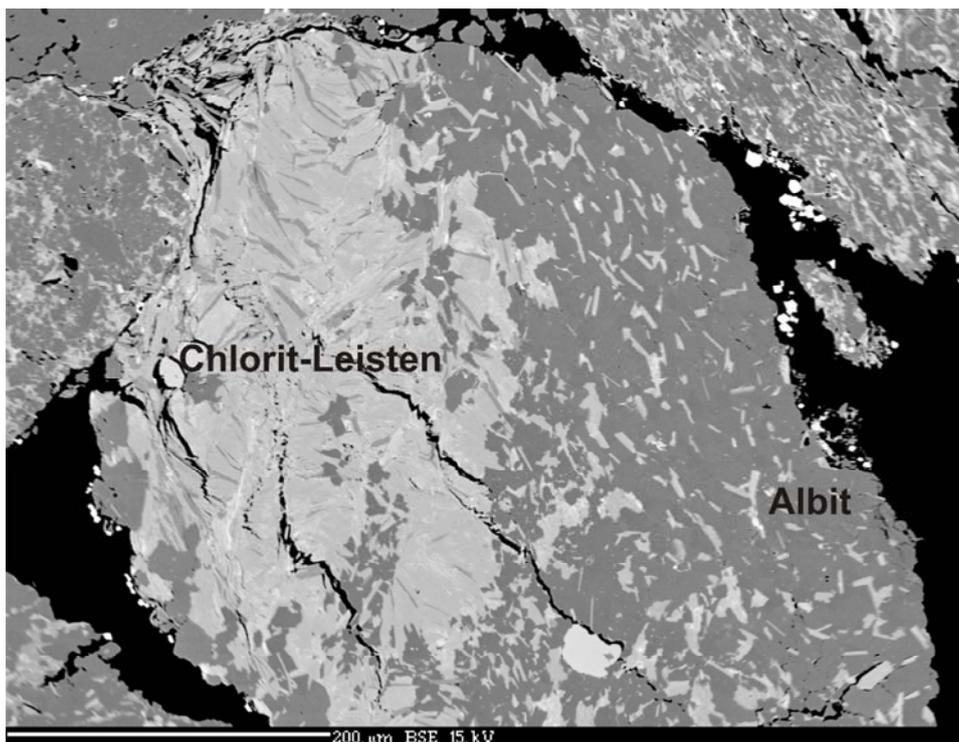


Abb.4.3: Glimmerschiefer – Gesteinsbruchstück (Chloritleisten in Albit). EMS – Bild aus Probe Nr. 1/2, Teufe 1715 m, Übergangszone.

Quarzite sind in deutlich untergeordneter Anzahl vertreten.

Gesteinsfragmente von Kalken sind in den Bohrkernen bis mehrere Zentimeter groß (Abb.4.4).



Abb.4.4: Bohrkern mit hellen Kalkbruchstücken und dunkleren Tonklasten.

Die Kalkbruchstücke können nach der Klassifikation von Dunham (1962) als Packstone bezeichnet werden und wurden bereits in der Literatur (Hubbard und De Ruig, 2005) als eozäne Kalke beschrieben. Sie sind hauptsächlich aus Bruchstücken von Fossilien zusammengesetzt, welche von einer calcitischen Matrix umgeben sind. Durch den oft hohen Anteil an corallinen Rotalgen können sie als „Lithothamnienkalke“ bezeichnet werden. Glaukonitkörner nehmen in den Karbonatbruchstücken den Hauptteil der siliziklastischen Komponenten ein.

Biogene Komponenten sind:

- Bivalvenschalen
- Corallinacea (Rotalgen)
- Foraminiferen
- Korallen
- Bryozoen
- Echinodermata

Der Großteil der in den Proben identifizierten Fossilien sind Seichtwasserbewohner (Rotalgen, Korallen, Bryozoen sowie Echinodermaten und diverse Foraminiferen), untergeordnet konnten auch im Tiefwasser lebende Organismen gefunden werden – wie zum Beispiel Planktonforaminiferen.

Abbildung 4.5 zeigt eine krustierende coralline **Rotalge**, die in ihren Zwischenräumen Sediment eingeschlossen hat. Rechts unten im Bild ist zu sehen, wie die Rotalge eine Bryozoe umwächst.

Die Kalkbruchstücke sind reich an **Foraminiferen**, auch in den Sandsteinen verteilt findet man unterschiedliche Arten. Großforaminiferen (Nummulites und Discocyclina) sieht man in den Proben häufig, Abbildung 4.9 zeigt eine glaukonitisierte Discocyclina. Weiters kommen Plankton- sowie Benthosforaminiferen (Abb.4.6) (sind gekammert, dünnschalig) und Millolide (porzellanschalgig, klein) sowie sandschalige Foraminiferen (Abb.4.8) vor.

Weitere fossile Komponenten in den Sandsteinen sind Korallenbruchstücke (Abb.5.3) sowie Teile von Bivalvenschalen (Abb.4.7). Bryozoen weisen durch vorwiegend dick ausgebildete Wände und ovale Hohlräume auf einen Lebensraum im Seichtwasser hin.

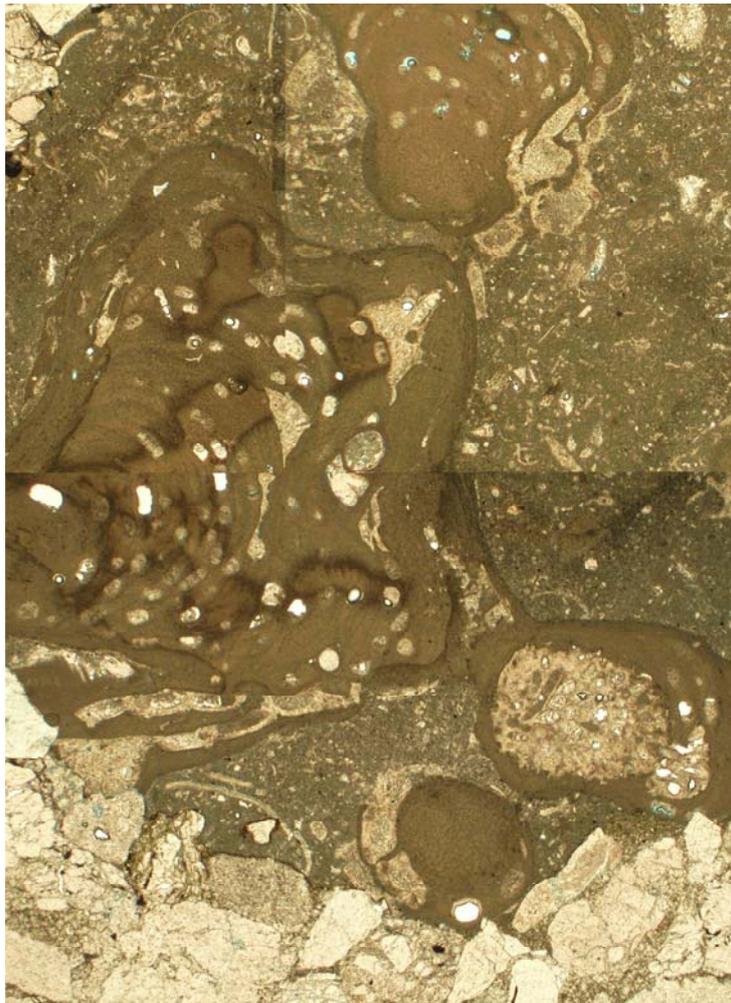


Abb.4.5: Corallinacea umwächst Bryozoe und hat in ihren Zwischenräumen Sediment eingeschlossen. Dünnschliffbild aus Probe Nr. 3/2, Teufe 1747,8 m, initiale Wasserzone.

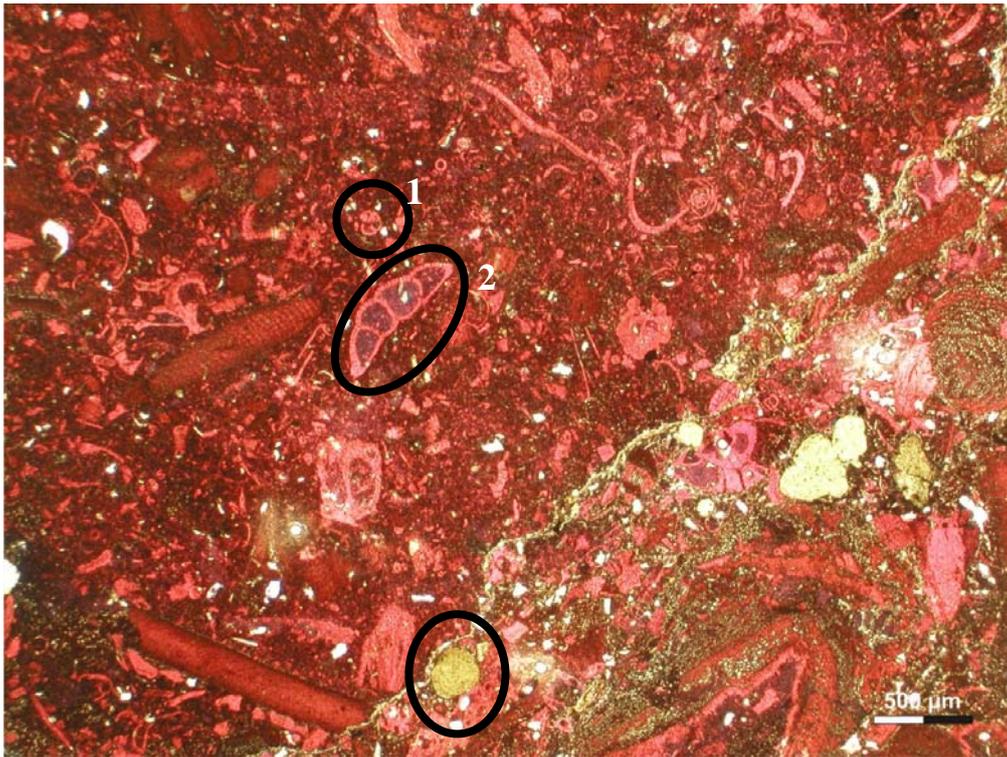


Abb.4.6: Karbonatbruchstück mit Glaukonitkörnern, Planktonforaminiferen (1) und Benthosforaminiferen (2). Dünnschliffbild aus Probe Nr. 1/1, Teufe 1720,9 m, Übergangszone.

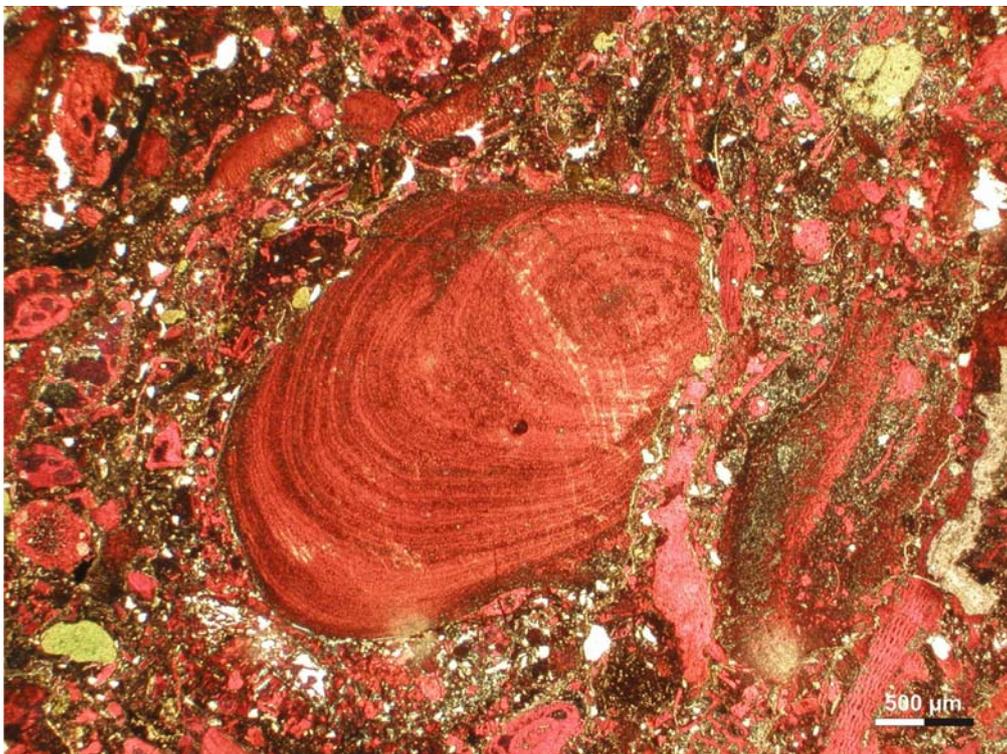


Abb.4.7: Bivalvenschale in Karbonatbruchstück, mit Glaukonit. Dünnschliffbild aus selber Probe wie Abb.4.6.

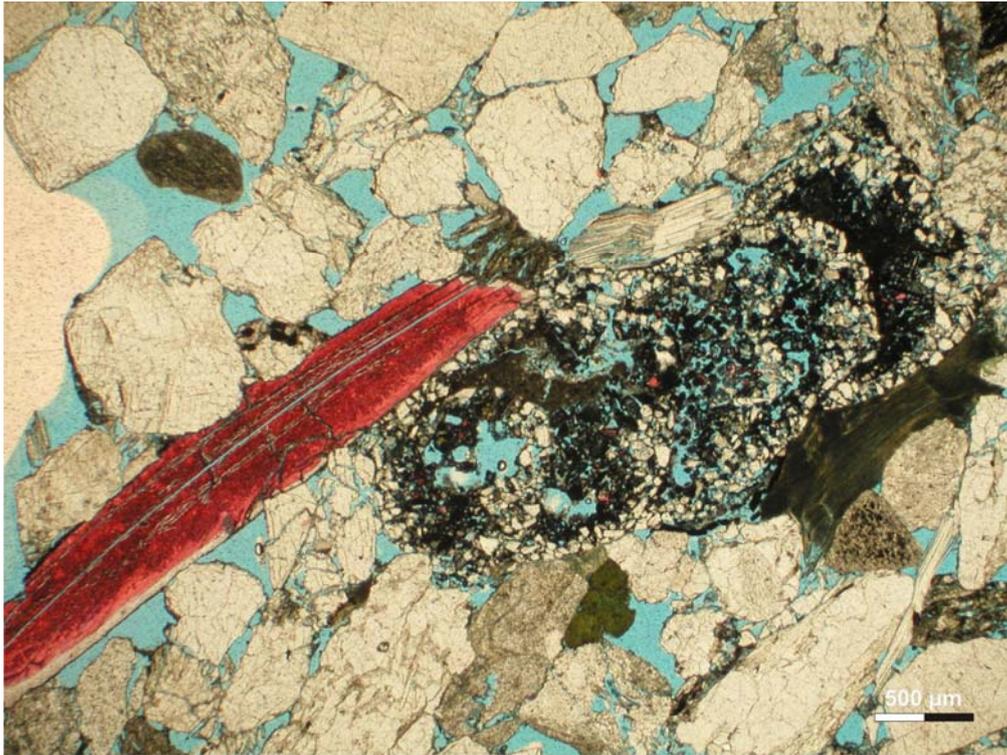


Abb.4.8: Sandschalige Foraminifere, die vor allem Quarzkörner zum Aufbau ihrer Schalen verwendet hat. Dünnschliffbild aus Probe Nr. 3/10, Teufe 1740,3 m, sekundär verwässerte Zone.

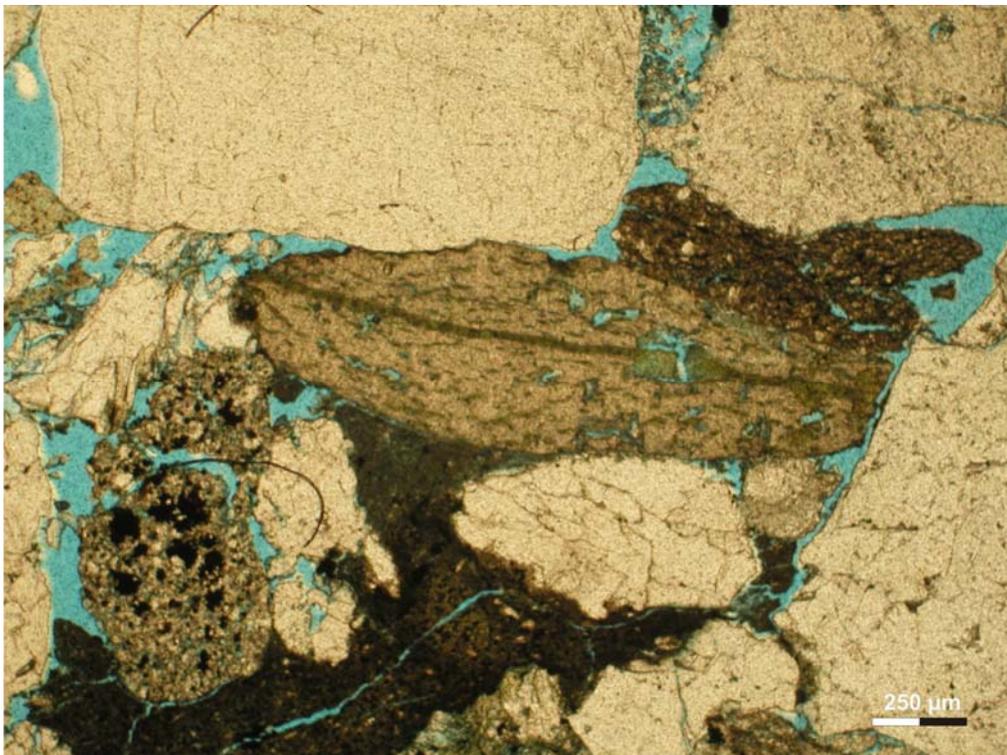


Abb.4.9: Foraminifere: *Discocyclina*, glaukonitisiert. Dünnschliffbild aus Probe Nr. 1/1, Teufe 1720,5 m, Übergangszone.

Tonklasten reichen von Millimeter- bis zu Dezimetergröße und treten in den Sandsteinen sehr häufig auf. Abb.4.10 zeigt eine REM-Aufnahme eines Tonklasten, blättrige Tonminerale und Mikrofossilien mit karbonatischen Gehäusefragmenten sind zu erkennen. In Kapitel 7.3 werden die Tonklasten näher behandelt. Es wurden XRD-Analysen angefertigt, um Unterschiede zu der diagenetischen  $<2 \mu\text{m}$ -Fraktion aufzuzeigen.

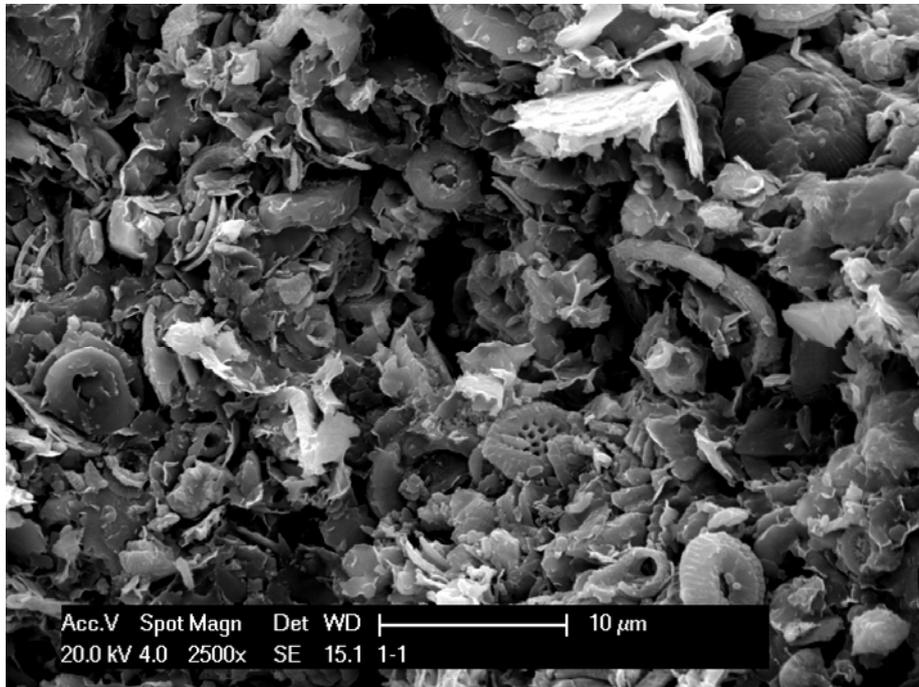


Abb.4.10: REM – Aufnahme eines Tonklasten mit Mikrofossilien und Tonmineralen. Probe Nr. 1/1, Teufe 1720 m, Übergangszone.

### **Quarz**

Quarz kommt in den Sandsteinen in mono- sowie polykristalliner Form vor. Hauptsächlich jedoch tritt er polykristallin (ca. 80 %) auf, dies spricht für ein hauptsächlich metamorphes Liefergebiet.

### **Feldspat**

Aufgrund der fortgeschrittenen Verwitterung der Feldspäte war es oft nicht möglich, unter dem Mikroskop zwischen Kalifeldspat und Plagioklas zu unterscheiden. Die Feldspäte zeigen oft sekundäre Lösungsporosität, Säume aus diagenetischem Kali-Feldspat konnten häufig beobachtet werden.

### **Glimmer**

In den Sandsteinen kommt vorwiegend Hellglimmer vor, untergeordnet auch Biotit. Die Glimmerleisten sind meist leicht deformiert.

## Karbonate

In den Sandsteinen ist häufiger Fe-Dolomit- als Calcitcement vorhanden, selten sieht man auch Sideritcement. Die Bereiche in näherer Umgebung der detritären Karbonatklasten sind in der Regel zementiert, jedoch treten auch einzelne Dolomit- sowie Calcitkristalle auf. Karbonat kommt hier ebenfalls in Form von Fossilien vor, welche in den Sandsteinen häufig auftreten.

## Glaukonit

Glaukonit zeigt in den untersuchten Sandsteinen unterschiedliche Morphologien.

Eine typische Erscheinungsform des Glaukonites (unter anderem nach Odin und Matter, 1981), die Kotpille, findet man vereinzelt in den Sandsteinen, gehäuft aber in den Karbonatklasten. Man erkennt die typische rundliche Form und intensiv grüne Farbe der hier detritären Körner. Weiters findet man den Glaukonit in Hohlräumen von Fossilien, Abb.4.24 zeigt ein Beispiel einer Foraminifere, die im Zuge der Diagenese mit Glaukonit verfüllt wurde. Mengenmäßig untergeordnet treten authigene Säume von Glaukonit um diverse Körner auf (Abb.3.23).

## Granate

Zwei der häufig vorkommenden Granate wurden mittels EMS analysiert und können als Almandine angesprochen werden. Häufig sind die Almandine mit Chlorit (in Abb.4.11 Chamosit) verwachsen.

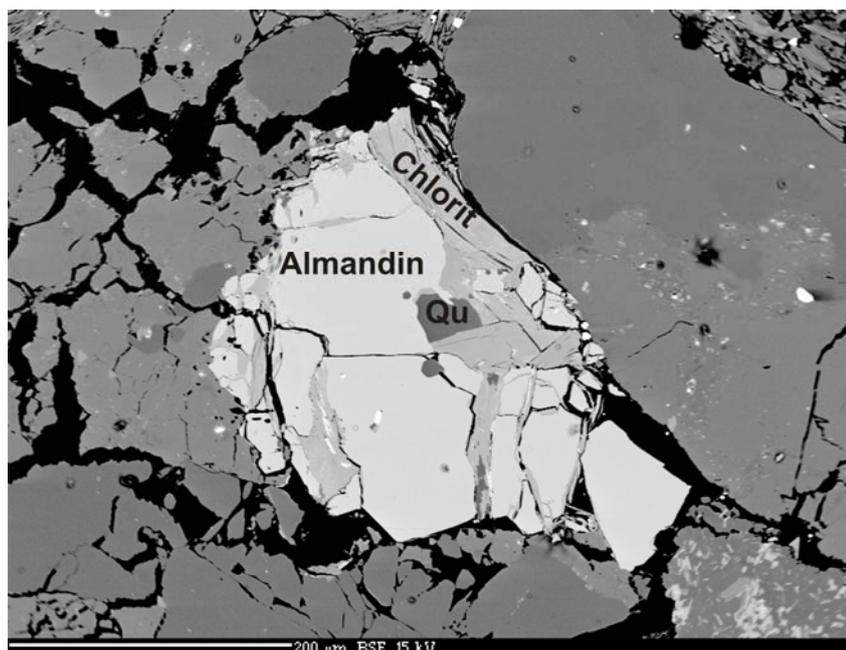


Abb.4.11: EMS – Aufnahme von Granat mit Chamosit, im Zentrum des Granates sieht man ein eingeschlossenes Quarz-Korn. Aus Probe Nr. 1/2, Teufe 1715 m, Übergangszone.

### 4.1.2 Mineralogie der Sandsteine mittels XRD

Die semiquantitative mineralogische Zusammensetzung der Gesamtprobe wurde nach der Methode von Schultz (1964) ermittelt.

Die Ergebnisse dieser Analyse wurden in Abb.4.12 geplottet. Die Gehalte an Quarz liegen bei 70 bis 85 %, Feldspatgehalte sind sehr einheitlich 6-8 %. Karbonate sind mit durchschnittlich ca. 5 % vorhanden, wobei Calcit mit durchschnittlich 3,5 % und Dolomit mit ein bis zwei Prozent vertreten ist. Weiters konnte der Gehalt an Pyrit mit maximal einem Prozent und der Gesamt-Tonmineral Anteil mit 6-20 % ermittelt werden.

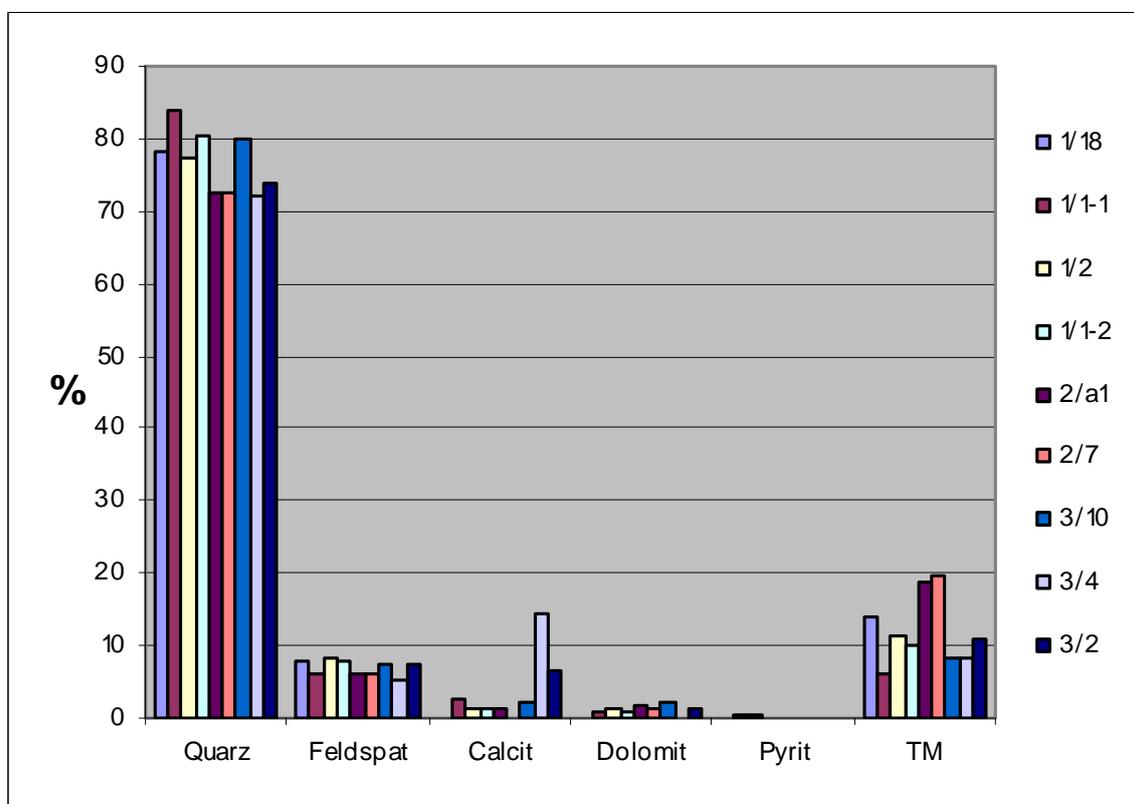


Abb.4.12: Plot der Ergebnisse der semiquantitativen Auswertung mittels XRD nach Schultz (1964).

Der Gesamt-Tonmineralanteil wurde detaillierter analysiert und ist in Abb.4.13 geplottet. Die Gehalte an Glimmer sind demnach durchschnittlich 51 %, die von Chlorit liegen bei 41 %. Untergeordnet treten Kaolinit mit 6 % und Smektit mit 2 % auf.

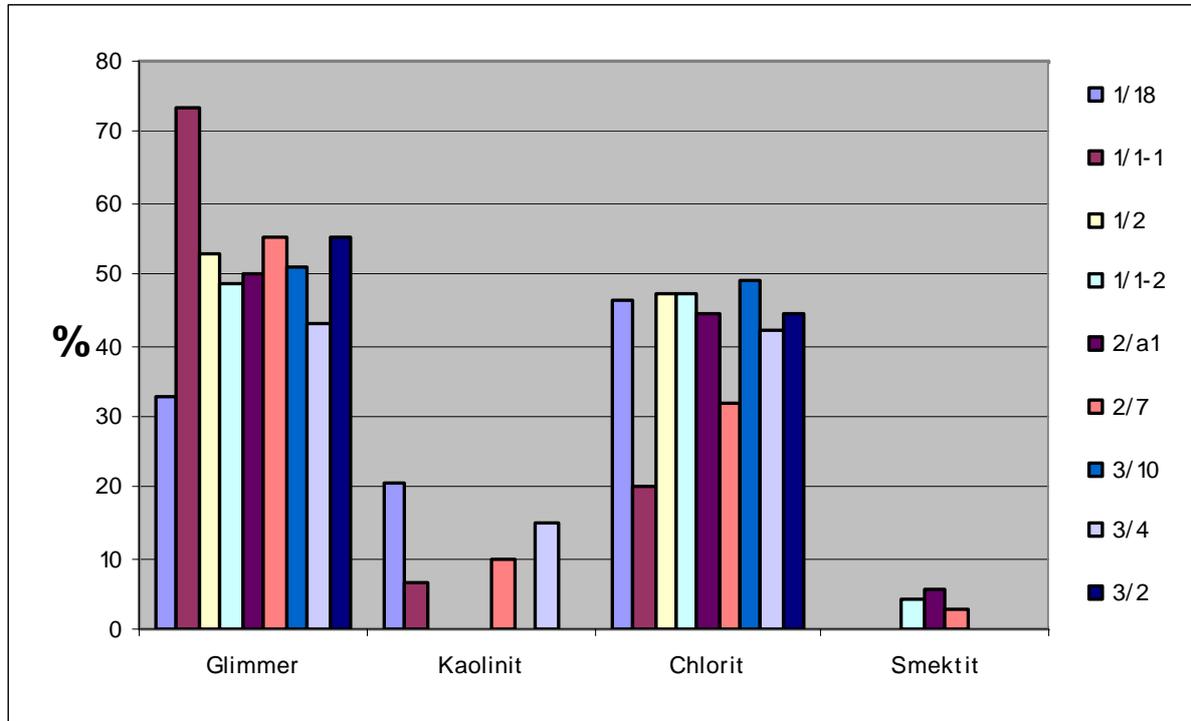


Abb.4.13: Plot der Ergebnisse der semiquantitativen Auswertung an Tonmineralen nach Schultz (1964).

### 4.1.3 Diagenetische Erscheinungen

An den untersuchten Sandsteinen konnten einige Anzeiger für Diageneseenvironments gefunden werden. Die Sandsteine unterlagen im Zuge ihrer Versenkung einer leichten Kompaktion sowie einer frühen Zementation durch Dolomit und Calcit. Diverse Mineralumwandlungen und Neubildungen wie Anwachssäume von Quarz oder Feldspat sowie eine durch Reifung von Glaukoniten und Lösung von Feldspäten verursachte sekundäre Porosität sind Anzeiger verschiedener Diagenesestadien.

#### Kompaktion

Die Sedimente der Lagerstätte Haidach unterlagen einer Kompaktion. Wenige verbogene Glimmerplättchen und oft fehlende Kornkontakte zeugen von einer nicht sehr weit fortgeschrittenen mechanischen Diagenese, wobei teilweise auch Punkt- bis Flächenkontakte ausgebildet wurden. Großteils wurde in den Sandsteinen eine gesamte Porosität von ca. 20 % bewahrt, wobei sich diese hauptsächlich aus Interpartikel- und geringfügig aus Intrapartikelporosität zusammensetzt. In Abb.4.14 erkennt man ein komplett aufgelöstes Korn, welches nur mehr durch einen Saum reliktsch erhalten ist.

Jene Bereiche, die durch Karbonat zementiert wurden, zeigen meist eine ebenfalls lockere Packung der Partikel vor der Zementation.

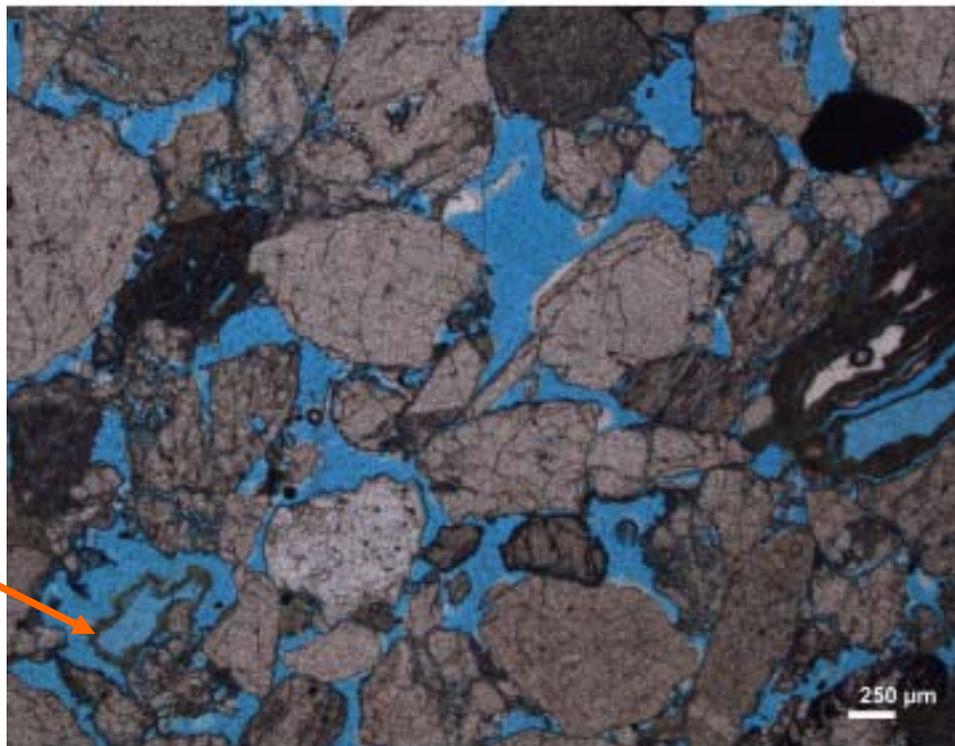


Abb.4.14: Dünnschliffbild zeigt hohe Porositäten (blau) und lockere Packung des Gesteinsmaterials. Aus Probe Nr. 3/4, Teufe 1747,5 m, initiale Wasserzone.

## Karbonatzemente

Es konnte öfter Dolomit- als Calcitcement nachgewiesen werden, seltener auch Sideritcement. Der Dolomitcement ist großteils sehr eisenreich, dies konnte durch die Färbung der Dünnschliffe schnell sichtbar gemacht werden. Mit Hilfe der EMS erkennt man oft Fe-reiche Kerne in den Dolomitrhomben. Weniger oft kommt reiner Dolomitcement vor.

Die Karbonate treten sowohl als großflächige Zemente als auch als einzelne Rhomben auf (Abb.4.15). Karbonate zementieren weitgehend locker gepacktes Gesteinsmaterial, was auf eine sehr frühe Bildung hindeutet. Die Bereiche in näherer Umgebung der detritären Karbonatklasten (welche durchwegs calcitisch geprägt sind) sind in der Regel zementiert.

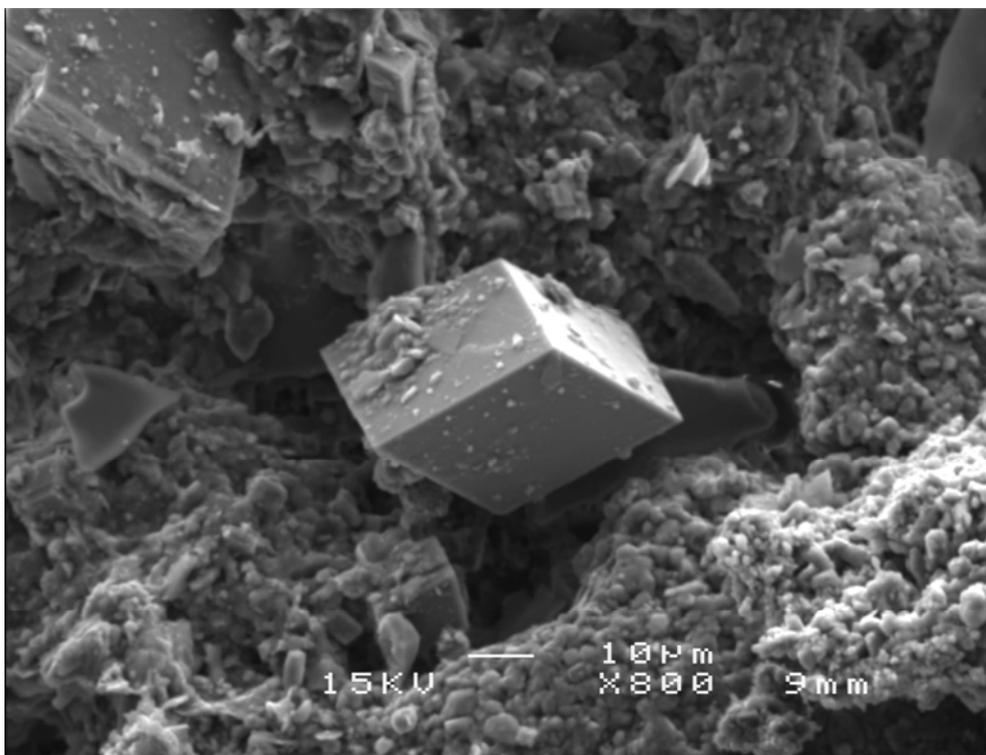


Abb.4.15 zeigt einen einzelnen Dolomitrhomboider mit einem Durchmesser von etwa 30 µm, er liegt frei im Porenraum und ist mit dünnen Tonmineral-Plättchen bewachsen. REM – Bild aus Probe Nr. 2/A1, Teufe 1724 m, sekundär verwässerte Zone.

## Alkalifeldspat - Anwachsäume

In den Proben kommen häufig Anwachsäume von Kalifeldspat um detritäre Kalifeldspäte vor. Die bereichsweise idiomorph ausgebildeten Kristalle erkennt man besonders gut mit Hilfe des Rasterelektronenmikroskops (Abb.4.16). Die Säume sind bis zu 10 µm dick, wie man anhand des EMS - Bildes in Abb.5.1 sehen kann. Es treten auch Neubildungen von K-Fsp als Füllung in kleinen Rissen und Spalten von detritären K-Fsp Körnern auf.

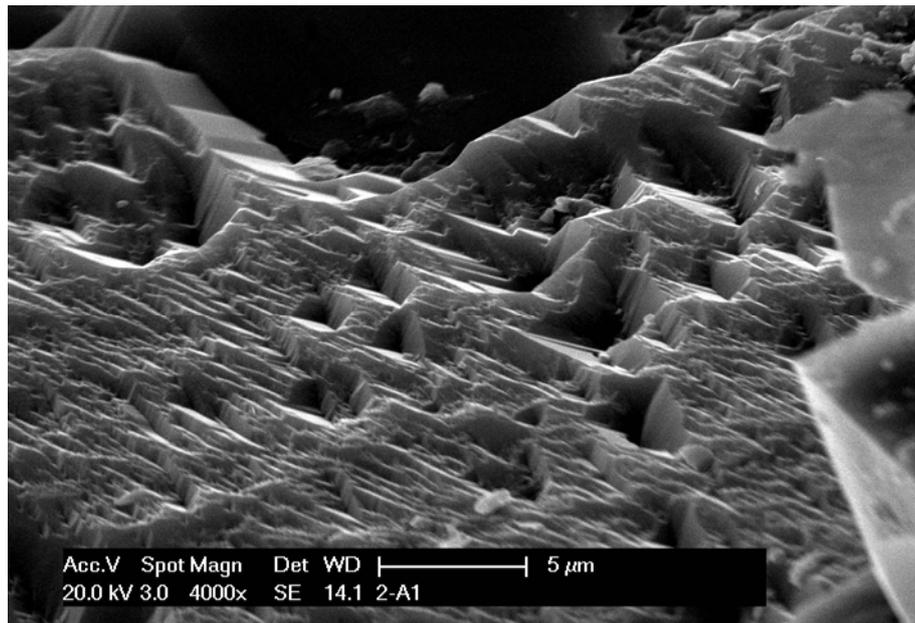


Abb.4.16: Anwachssaum von K-Fsp um ein detritäres K-Fsp Korn. REM – Bild aus der Probe Nr. 2/A1, Teufe 1724 m, sekundär verwässerte Zone.

### Quarz - Anwachssäume

In Abb.4.17 und 4.18 sieht man Neubildungen von Quarz. Diese werden sehr oft von diversen Tonmineralen überwachsen. Quarz – Anwachssäume findet man in den Sandsteinen häufig und unabhängig der verschiedenen Zonen, also von der gas- bis zur wassergesättigten Zone.

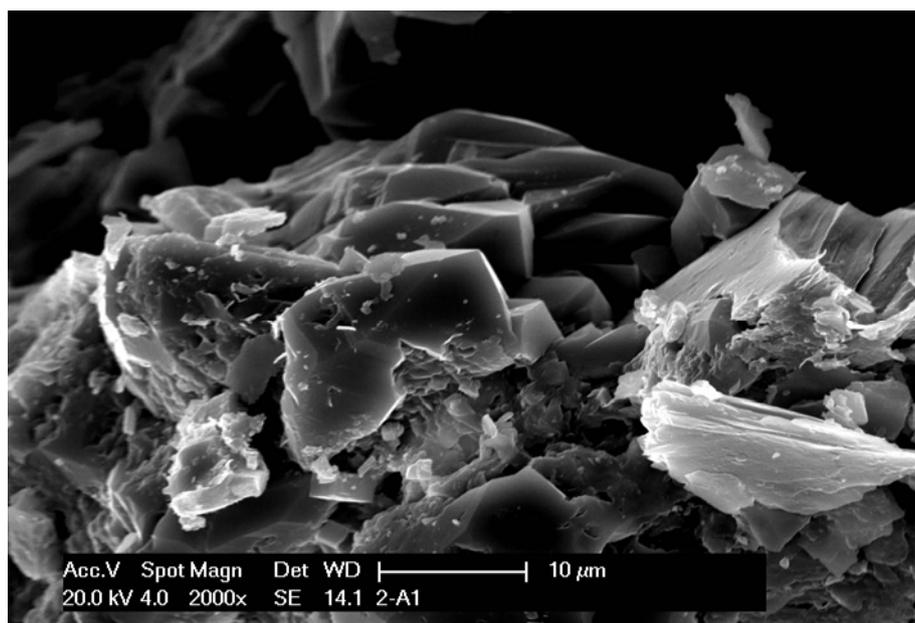


Abb.4.17 : Quarz – Anwachssaum. Probe 2/A1, Teufe 1724 m, sekundär verwässerte Zone.

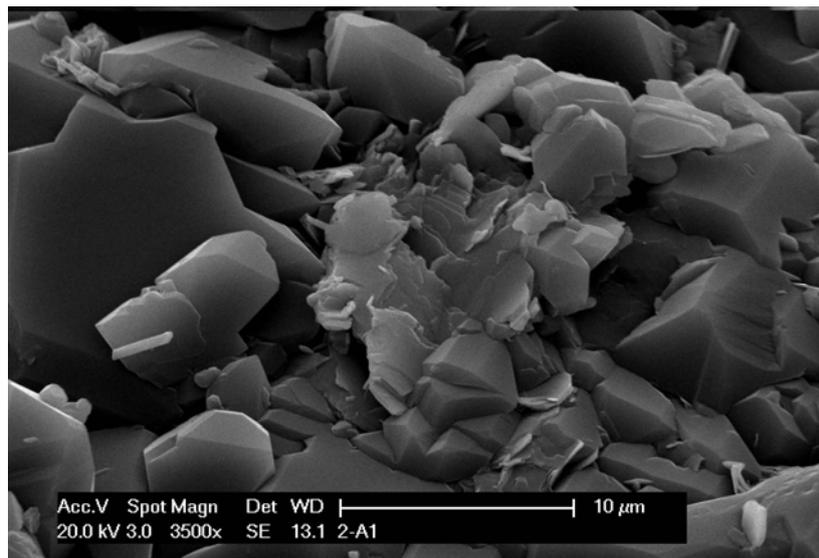


Abb.4.18: Quarz-Neubildung mit authigenen Tonmineralen. REM – Bild aus Probe Nr. 2/A1, Teufe 1724 m, sekundär verwässerte Zone.

## Pyrit

Pyrit weist in diesen Sandsteinen zwei unterschiedliche Habiti auf, er kommt nämlich in framboidaler- und in oktaedrischer Form vor. Framboide (Abb.4.19) sind teilweise angelöst, also nur noch reliktsch erhalten. Jedoch lässt sich die ursprüngliche Form noch erkennen.

Oktaedrische Pyrite (Abb.4.20) findet man einzeln und fein verteilt in den Porenräumen. Sie liegen frei und sind durchwegs idiomorph ausgebildet, die Kristallgrößen betragen meist ca. 5 µm.

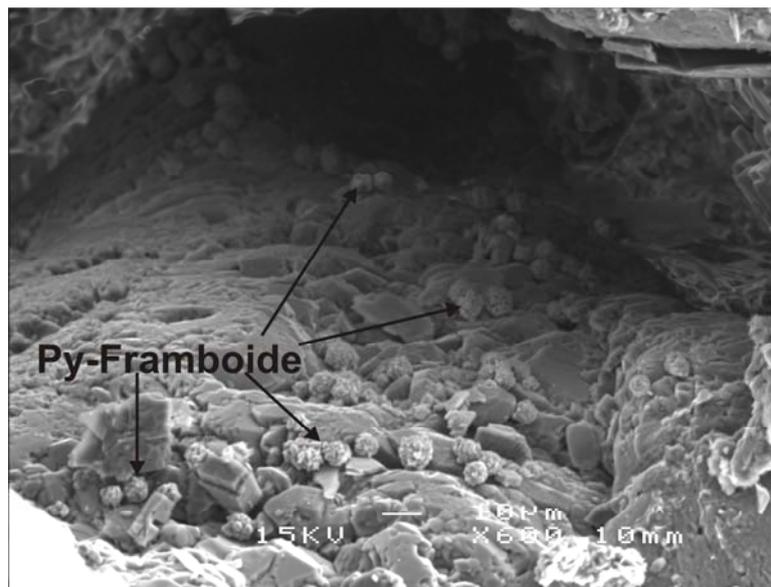


Abb.4.19: Angelöste Pyritframboide. REM – Bild aus Probe Nr. 2/A1, Teufe 1724 m, sekundär verwässerte Zone.

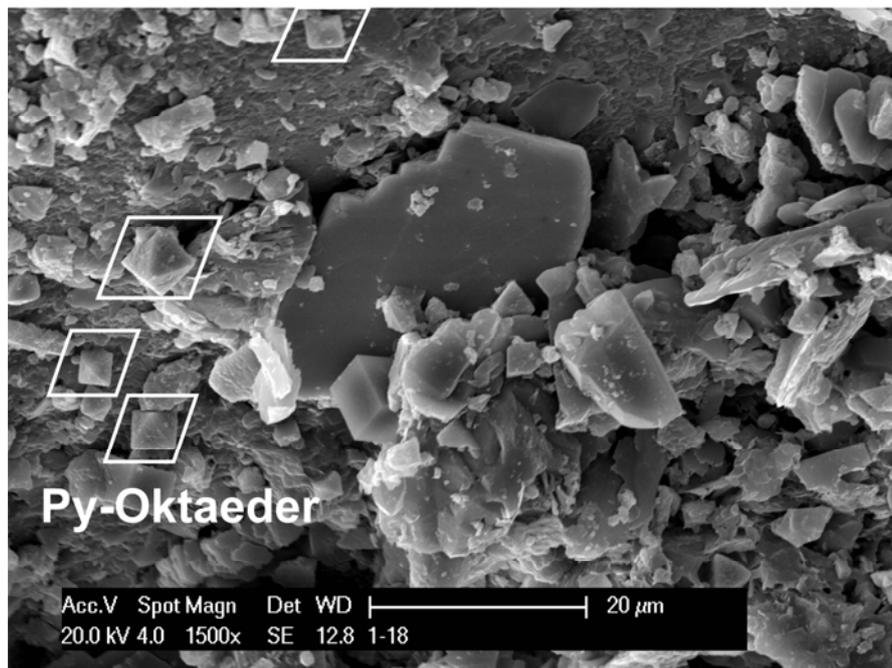


Abb.4.20: Pyritoktaeder, mit weißen Vierecken markiert. REM – Bild aus Probe Nr. 1/18, Teufe 1702,5 m, gasgesättigte Zone.

### Tonminerale

XRD-Analysen ergaben folgenden Mineralbestand an diagenetischen Tonmineralen in der <2 µm-Fraktion: Smektit, Chlorit, Illit und Kaolinit (Abb.4.21). Die Gehalte sind in diesen Sandsteinen generell sehr niedrig. Mittels REM kann man die typischen Morphologien der einzelnen Tonminerale oft nicht erkennen. Häufig sieht man sie aufgewachsen auf Zementen (Abb.4.22) und auch auf Quarz-Neubildungen (Abb.4.18).

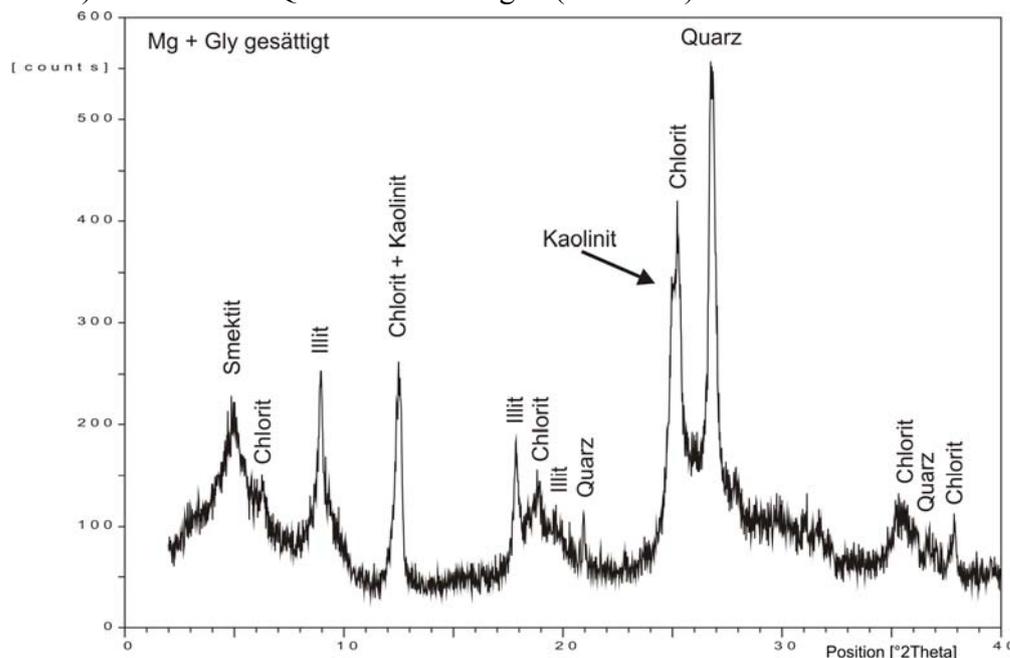


Abb.4.21: XRD – Diagramm der <2 µm – Fraktion der Probe 3/2 der wassergesättigten Zone.

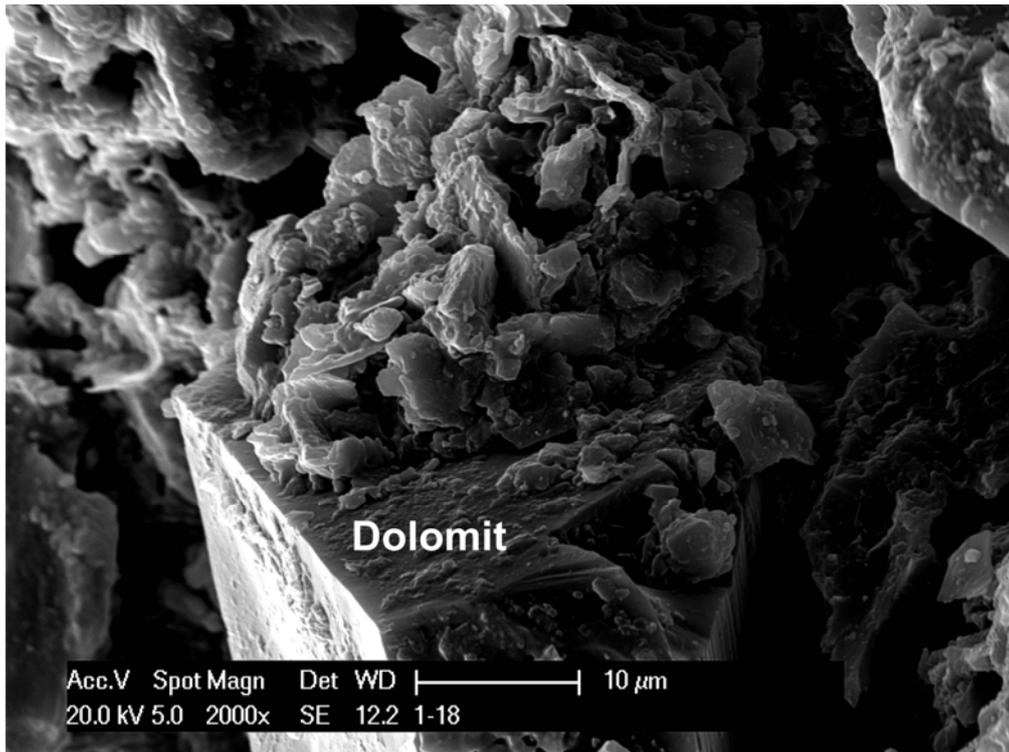


Abb.4.22: REM – Bild eines Dolomitrhomboedes mit aufgewachsenen Tonmineralen. Probe Nr. 1/18, Teufe 1702,5 m, gasgesättigte Zone.

### Glaukonit

Die in diesen Proben neu gebildeten Glaukonite kommen in Form von Füllungen in Fossilien, (Abb.4.24), sowie als Säume um diverse Körner vor. Abb.4.23 zeigt sowohl ein detritäres Glaukonitkorn als auch einen grünen Glaukonitsaum um ein Korn, beide sind von Fe-Dolomit Zement (dunkelblau gefärbt) eingeschlossen. Diese Säume treten in den Sandsteinen relativ häufig auf. Sie umschließen verschiedene detritäre Körner, wie man auch auf der unteren Abbildung sehen kann. Trotz der Zementation durch Dolomit ist zwischen Saum und Zement Porosität zu erkennen.

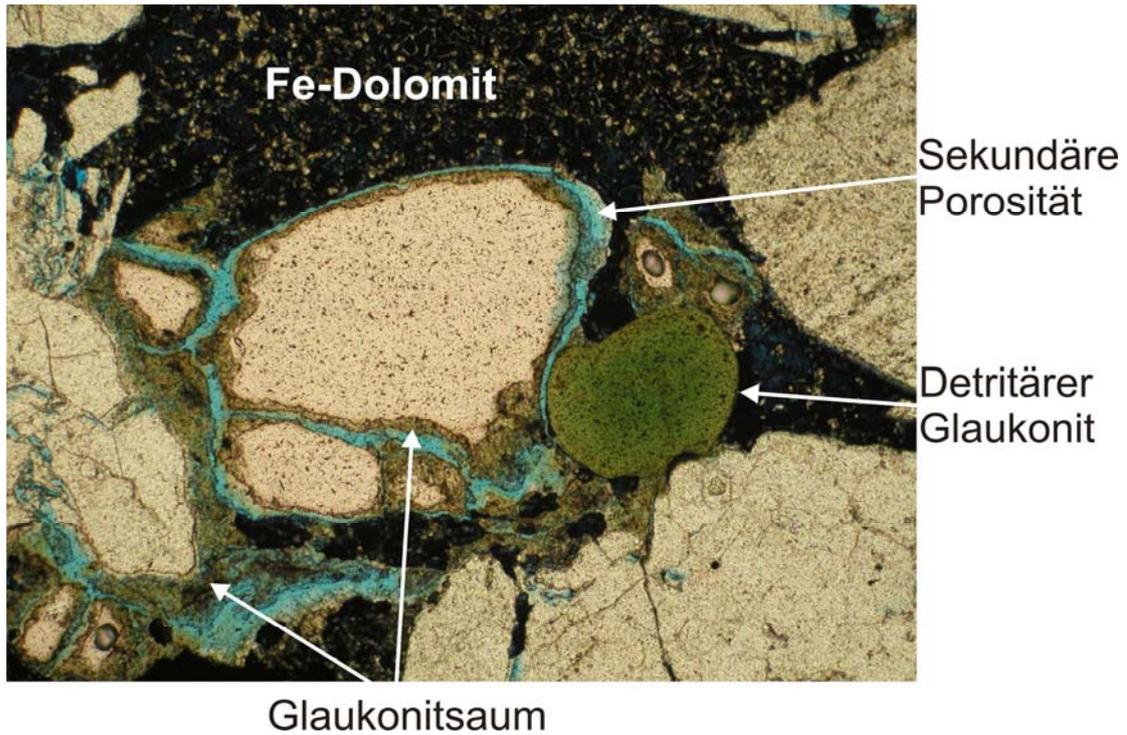


Abb.4.23: Dolomitzementierte Probe mit detritärem Glaukonit und Glaukonitsaum um detritäre Körner, um den Saum sekundäre Porosität (hellblau). Dünnschliffbild aus Probe Nr. 3/2, Teufe 1747,5 m, initiale Wasserzone.

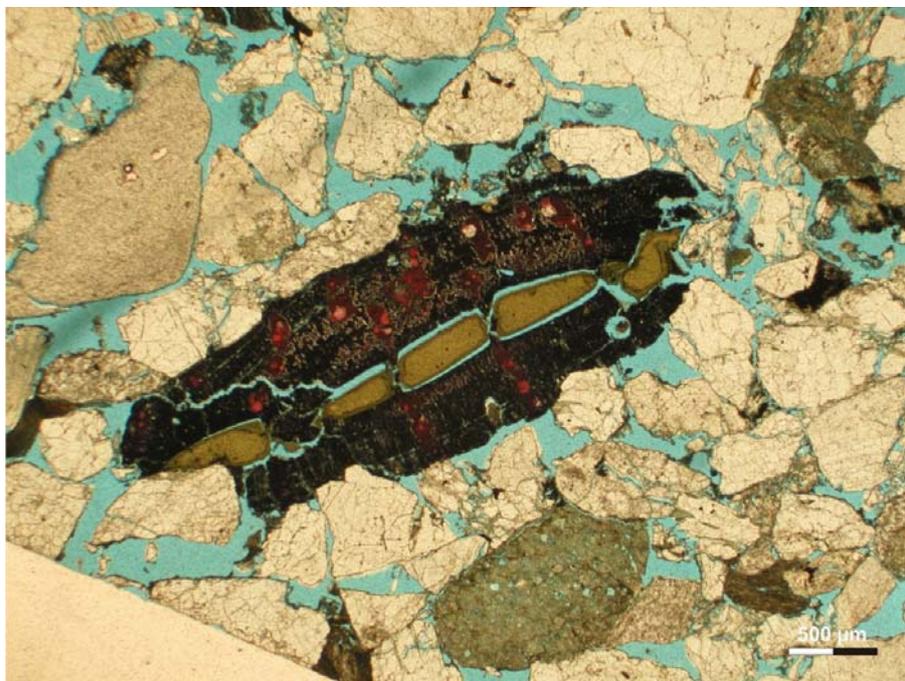


Abb.4.24: Foraminifere mit Glaukonit verfüllt. Um diesen ebenfalls sekundäre Porosität. Porenraum ist hellblau eingefärbt. Dünnschliffbild aus Probe Nr. 3/10, Teufe 1740,3 m, sekundär verwässerte Zone.

## **4.2 Tonmineralogie der verschiedenen Zonen**

### **4.2.1 Tonmineralogie**

Durch die geringen Tonmineralgehalte in den  $<2 \mu\text{m}$ -Fraktionen beziehungsweise die schlechte Kristallisation der Tonminerale mussten statt der üblichen 8 mg Probe auf Glaträgern mit 1 ml Fassungsvermögen 20 mg bis zu 30 mg auf Keramikplättchen bis zu 50 mg Probe aufgebracht werden, um entsprechende Ergebnisse mittels XRD zu erlangen. Beste Messergebnisse wurden mit den Keramikplättchen erzielt, welche im XRD – Diagramm charakteristische Peaks hinterlassen. Diese sind in den entsprechenden Diagrammen mit einem „X“ markiert (Abb.4.26 - 4.33).

Die Tonmineralogie der verschiedenen Zonen (gasgesättigte, Übergangs-, sekundär verwässerte und initiale Wasserzone, Abb.4.25) wurde untersucht und verglichen.

Abgetrennt wurden die  $<2 \mu\text{m}$ -Fraktionen aus jeweils zwei Bohrkernen der gasgesättigten, Übergangs- und initialen Wasserzone sowie der sekundär verwässerten Zone.

In allen Proben konnten Chlorit, Illit und Quarz nachgewiesen werden. Weiters kommen Smektit, Kaolinit sowie Karbonate (Calcit und Dolomit) und Gips vor.



Wie das XRD – Diagramm 4.26 der <2 µm-Fraktion der **gasgesättigten Zone** zeigt, sind in dieser Zone kaum Tonminerale vorhanden. Die vorhandenen Tonminerale zeichnen sich durch sehr schwache Intensitäten (geringe Gehalte, schlechte Kristallisation) aus.

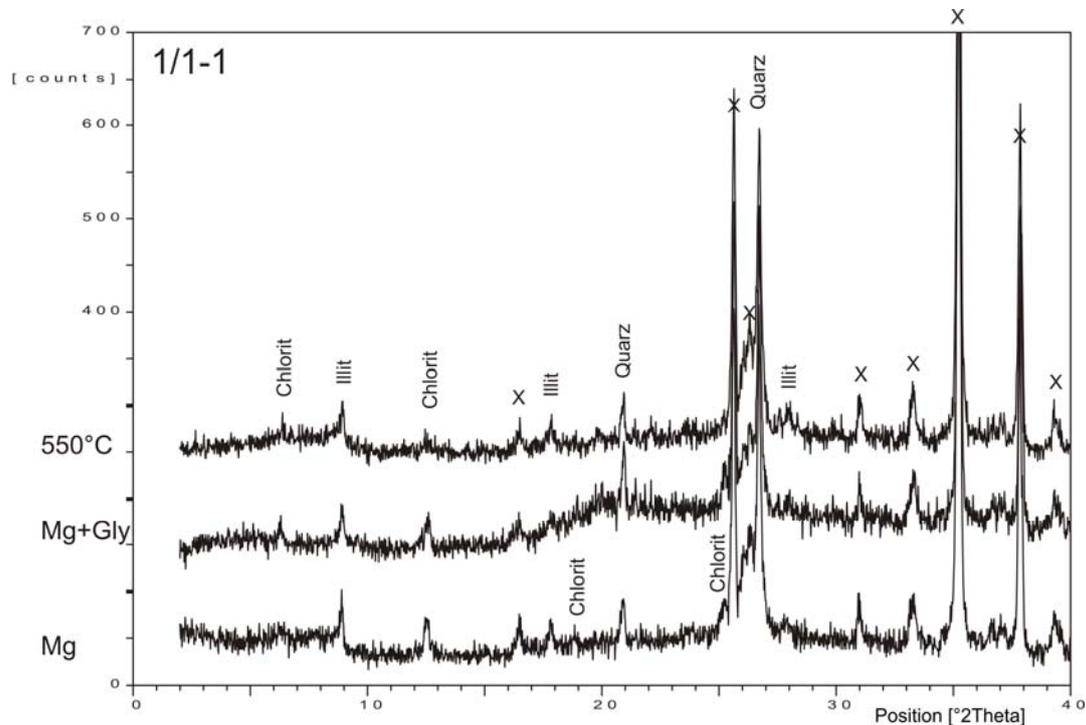


Abb.4.26: XRD – Diagramme der Probe 1/1-1 der gasgesättigten Zone.

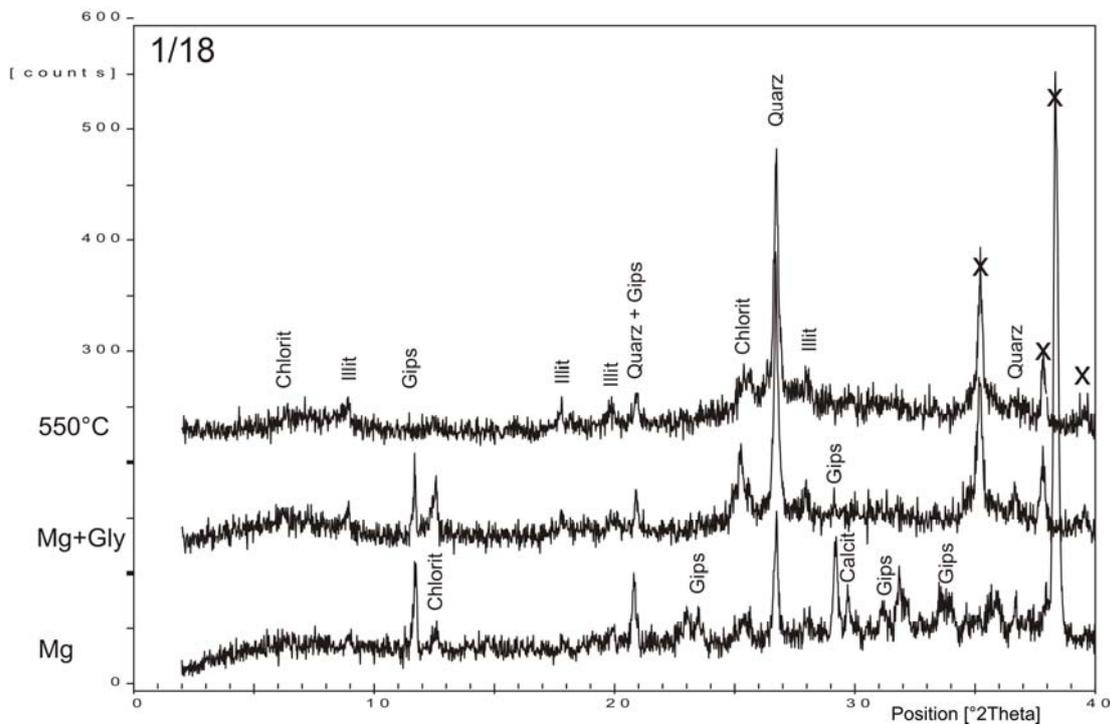


Abb.4.27: XRD – Diagramme der Probe 1/18 der gasgesättigten Zone.

Enthaltene Minerale in beiden Proben sind Chlorit, Illit und Quarz. In Probe 1/18 gibt es zusätzlich Gips. Die Intensitäten sind generell niedrig.

In der **Übergangszone** sind die Mineralphasen deutlich besser zu erkennen. Der Gehalt an Tonmineralen in der <2 µm-Fraktion nimmt im Vergleich zur gasgesättigten Zone zu. Die beiden Proben (Abb.4.28 und 4.29) besitzen bis auf Dolomit den gleichen Mineralbestand. Im Gegensatz zur gasgesättigten Zone sieht man die Ausbildung von Smektit sowie Kaolinit. Weiters sind in den Proben Chlorit, Illit und Quarz vorhanden.

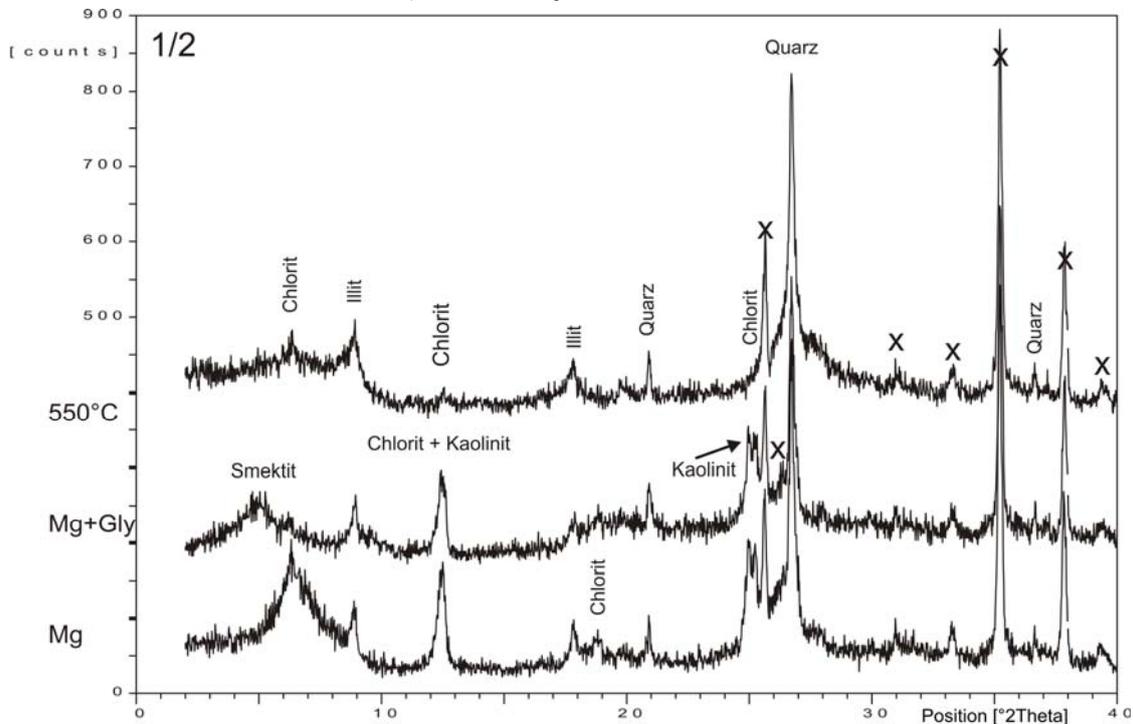


Abb.4.28: XRD – Diagramme der Probe 1/2 der Übergangszone.

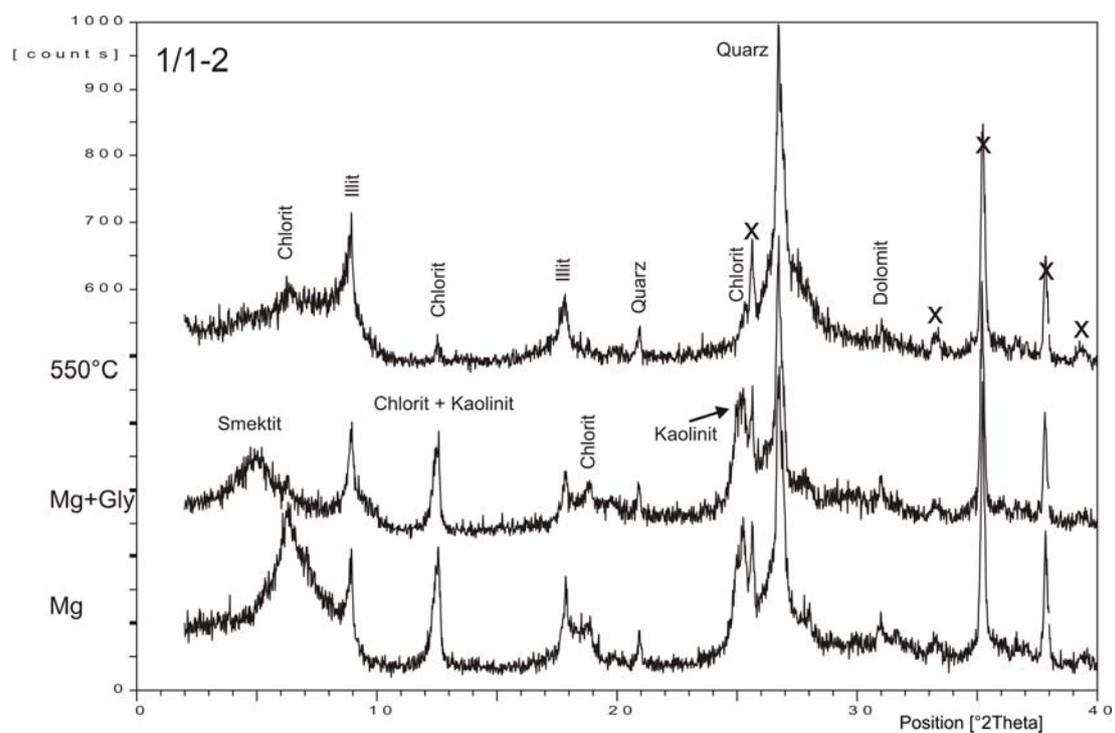


Abb.4.29: XRD – Diagramme der Probe 1/1-2 der Übergangszone.

Die zwei Proben aus der **sekundär verwässerten Zone** besitzen eine ähnliche mineralogische Zusammensetzung. Gemeinsam sind Chlorit, Smektit, Illit, Quarz und Dolomit. Probe 2/A1 führt zusätzlich Calcit. Die Intensitäten sind bei der Probe 2/7 generell niedriger. Vor allem Chlorit ist in dieser Probe weniger vorhanden beziehungsweise schlechter auskristallisiert, was man am 14Å– Peak sehen kann, welcher nach dem Tempern kaum mehr vorhanden ist.

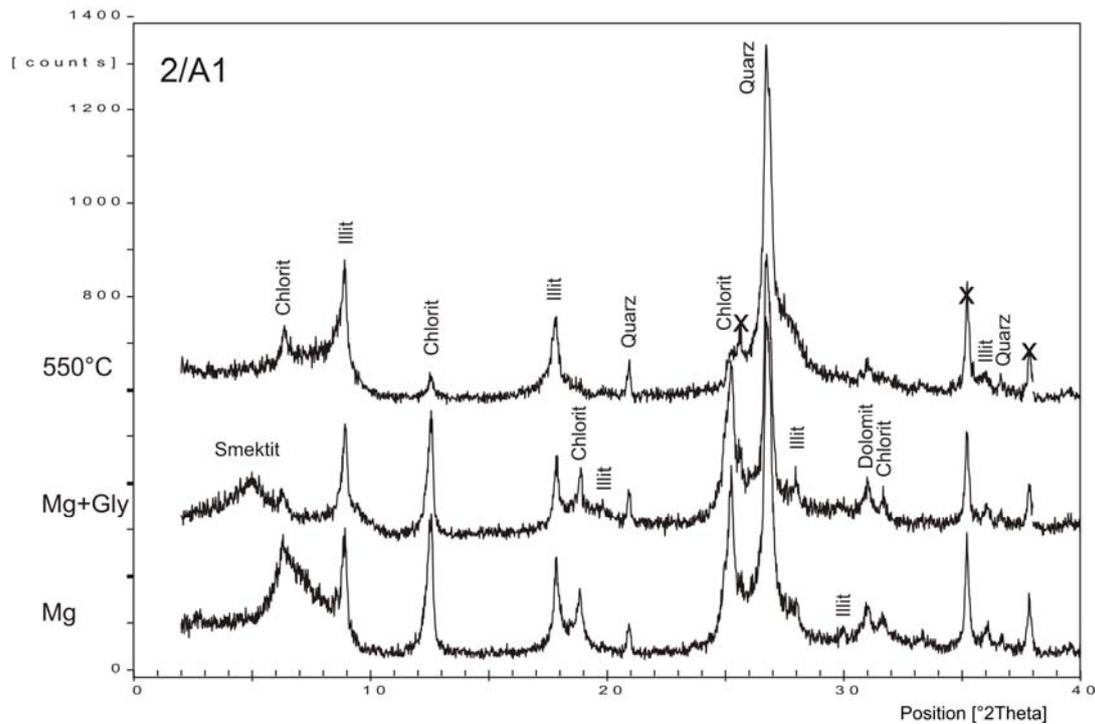


Abb.4.30: XRD – Diagramme der Probe 2/A1 der sekundär verwässerten Zone.

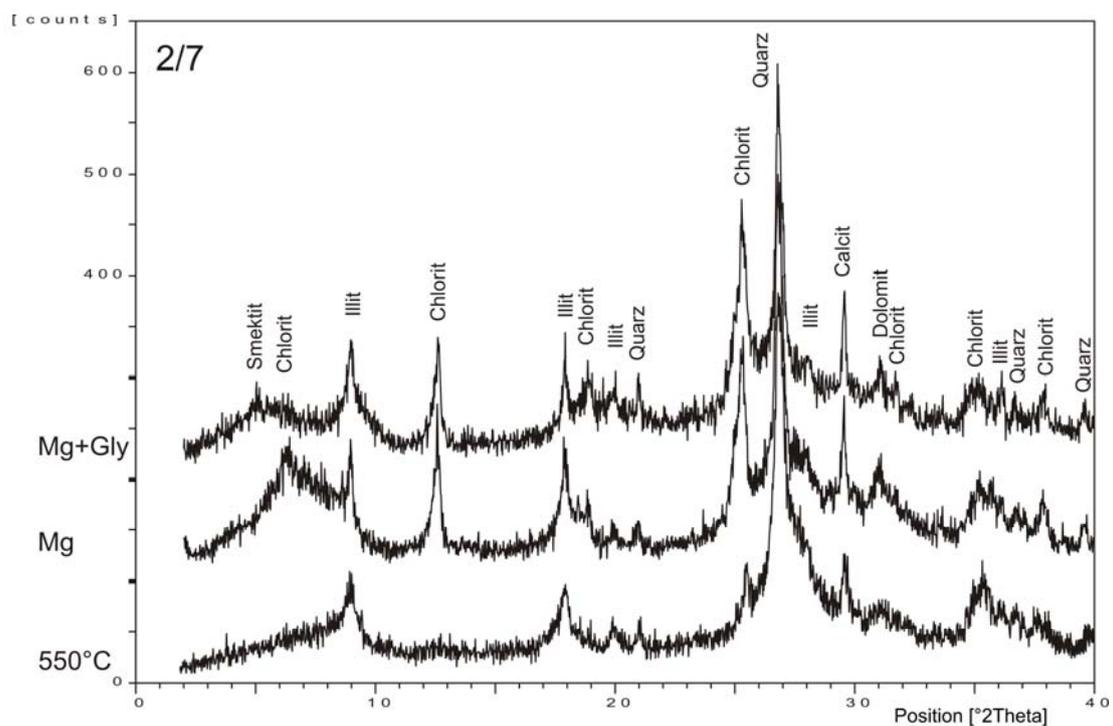


Abb.4.31: XRD – Diagramme der Probe 2/7 der sekundär verwässerten Zone.

Die zwei Proben der **initialen Wasserzone** besitzen die gleiche mineralogische Zusammensetzung. Vorhandene Minerale sind Chlorit, Kaolinit, Smektit, Illit und Quarz.

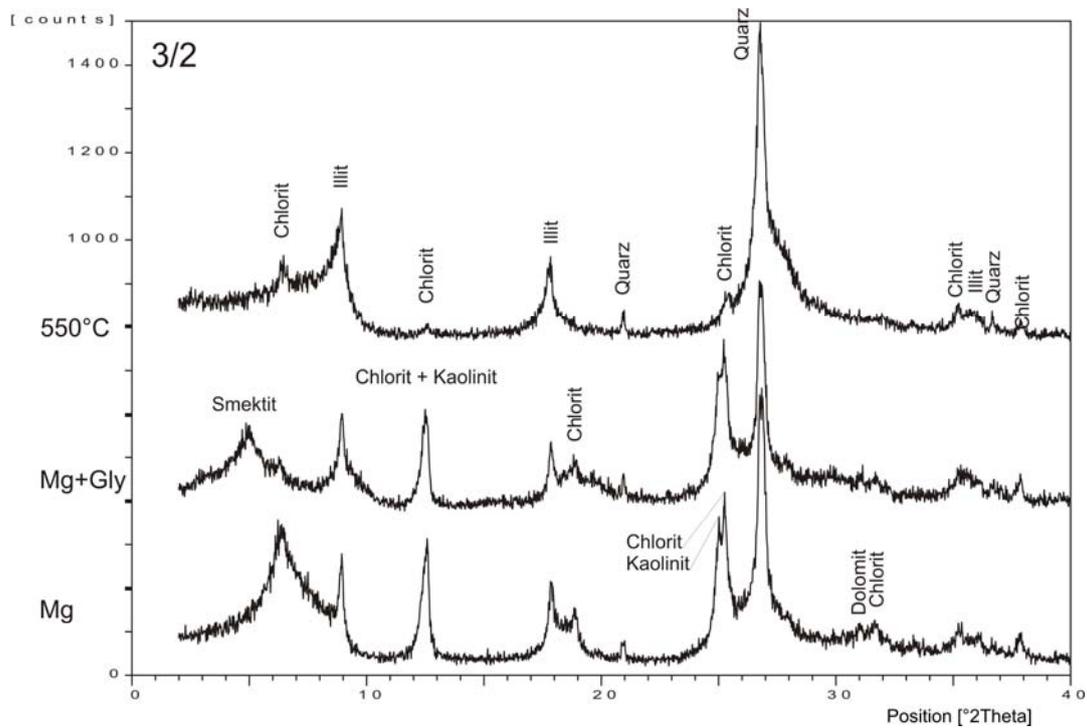


Abb.4.32: XRD – Diagramme der Probe 3/2 der initialen Wasserzone.

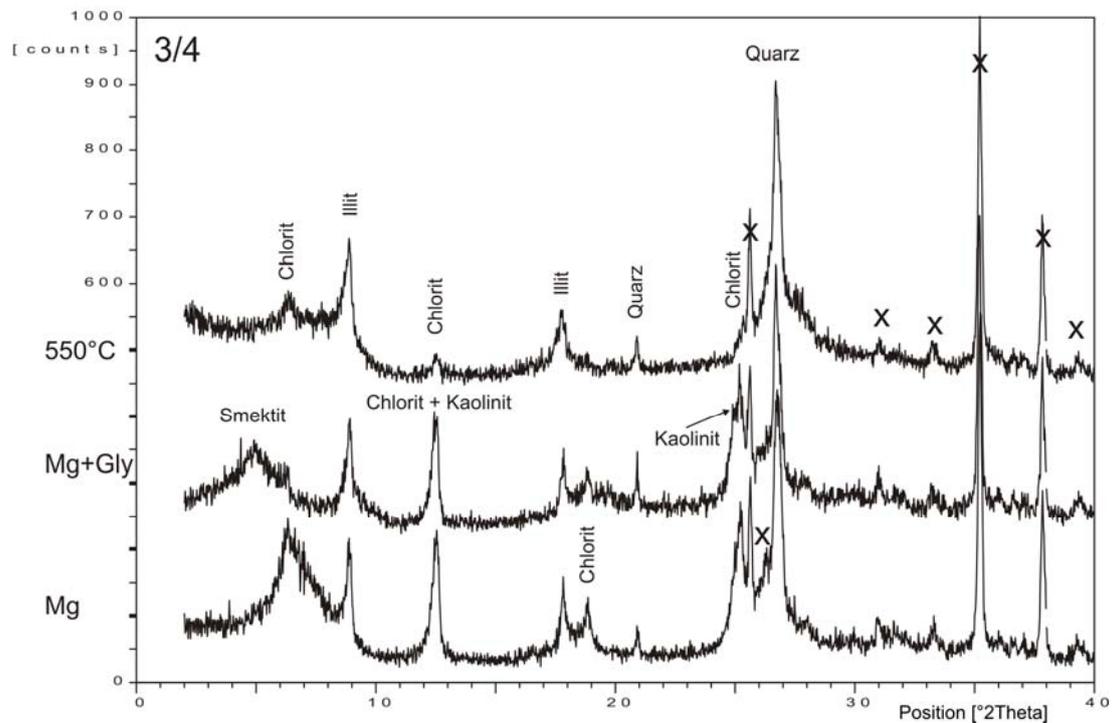


Abb.4.33: XRD – Diagramme der Probe 3/4 der initialen Wasserzone.

#### 4.2.2 Mineralogie der Tonklasten

Um sicher zu stellen, dass nicht die in den Sandsteinen häufig vorkommenden Tonklasten (Abb.4.34) analysiert wurden, sondern die diagenetisch neugebildeten Tonminerale, wurden die Klasten aus diversen Zonen mittels XRD analysiert und die mineralogische Zusammensetzung mit der der abgetrennten  $<2 \mu\text{m}$ -Fraktion verglichen.

Folgende Klasten wurden analysiert:

Kern / Kiste	Zonen	Teufen
K 1/18	Initiale Gaszone	1702 m
K 1/1-1	Initiale Gaszone	1706 m
K 1/1-1	Initiale Gaszone	1706 m
K 1/2	Übergangszone	1715 m
K 3/10	Sekundär verwässert	1740 m
K 3/2	Initiale Wasserzone	1748 m



Abb.4.34: Bohrkern mit großen Ton- und Karbonatklasten.

In Abb.4.35 sind Röntgendiffraktogramme von drei repräsentativen Tonklasten abgebildet, aus den Unterschieden in der mineralogischen Zusammensetzung der Klasten ergeben sich folgende Typen (nicht mit den Zonen korrelierbar):

- Typ I – Quarz, Muskovit, Calcit, Dolomit, Chlorit, Hellglimmer, Pyrit/Markasit, kaum Apatit
- Typ II – Ähnliche Gehalte an Chlorit, Muskovit, Quarz und Calcit wie Typ I. Hier tritt Kaolinit auf, es fehlen Dolomit sowie Pyrit / Markasit.
- Typ III – Mehr Calcit sowie Apatit als Typ I, sonst niedrigere Gehalte an Chlorit, Muskovit, Quarz und Dolomit. Wie bei Typ II ist kaum Hellglimmer vorhanden.

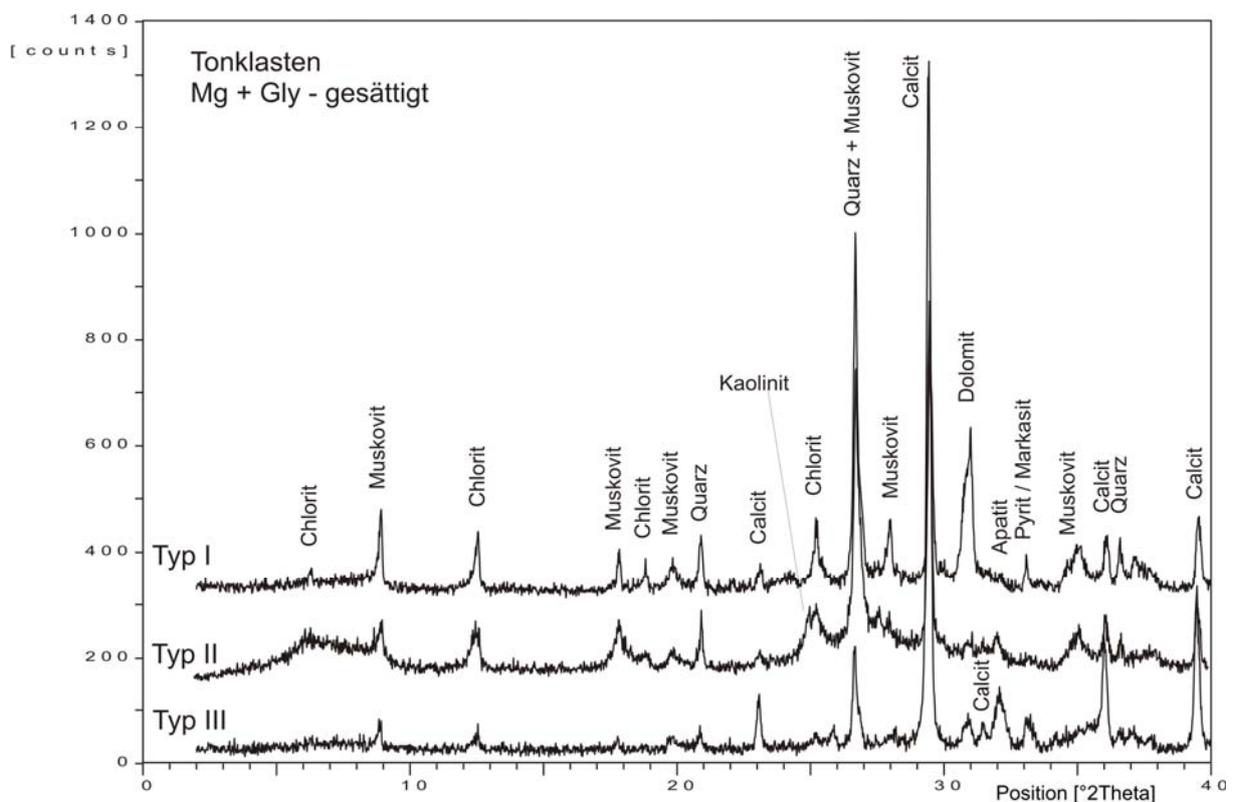


Abb.4.35: XRD – Diagramme: Unterschiede in der Mineralogie der Tonklasten (sind Mg + Gly – gesättigt). Drei verschiedene Typen repräsentieren die mineralogische Zusammensetzung aller gemessenen Tonklasten.

Bei den Tonklasten konnte keine Aufweitung der Tonminerale beobachtet werden, es gibt demnach keine Anteile von Smektit – dies steht im Gegensatz zu den abgetrennten Fraktionen der Übergangs-, sekundär verwässerten und initialen Wasserzone. Die Zusammensetzungen der Tonklasten und der <2 µm-Fraktionen aus denselben Proben variieren (Abb.4.36), ein Zusammenhang der mineralogischen Zusammensetzung ist nicht erkennbar.

Tabelle 4.2: Gegenüberstellung der Mineralogie der Tonklasten und der <2 µm - Fraktionen

	Tonklasten	vs.	<2 µm - Fraktion
1/1-1	Qu, Chl, <u>Ka</u> , Il, <u>Cc</u> , Do		Qu, Chl, Il, Do
1/18	Qu, Chl, <u>Ka</u> , Il, <u>Cc</u>		Qu, Chl, Il, <u>Gips</u>
1/2	Qu, Chl, Il, <u>Cc</u> , <u>Do</u> , <u>Fsp</u>		Qu, <u>Sm</u> , Chl, Il, <u>Ka</u>
3/10	Qu, Chl, Il, Cc, Do		Qu, <u>Sm</u> , Chl, Il, <u>Ka</u> , Cc, Do
3/2	Qu, Chl, Ka, Il, <u>Cc</u> , <u>Do</u> , <u>Fsp</u>		Qu, <u>Sm</u> , Chl, Il, Ka

Tab.4.2 zeigt die Unterschiede in der Mineralogie zwischen Tonklasten und <2 µm-Fractionen aus jeweils den gleichen Bohrkernen. Unterstrichene Minerale fehlen jeweils in der gegenüberliegenden Spalte.

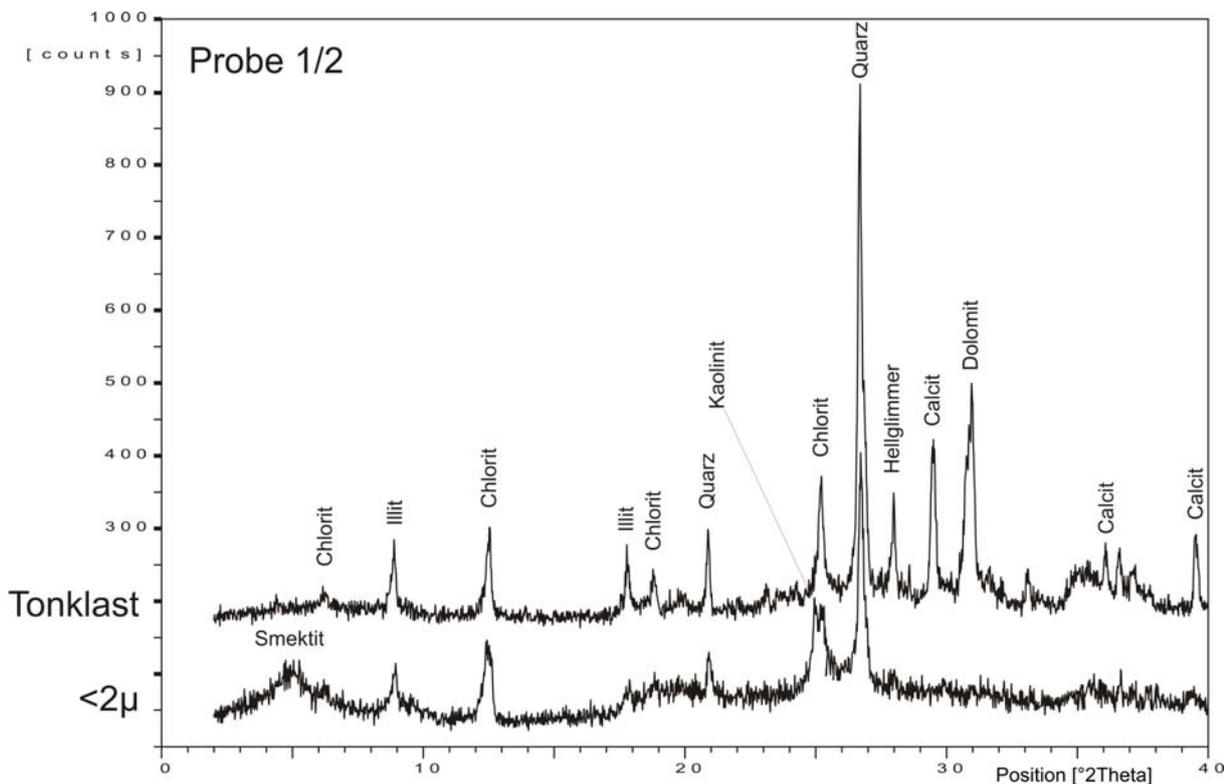


Abb.4.36: Ein Beispiel für die Unterschiede in der Mineralogie von Tonklasten und der abgetrennten <2 µm-Fraktion aus der Probe 1/2. In der Tonfraktion sieht man deutlich den aufweitenden Smektit sowie Kaolinit – beide fehlen im Tonklast. Dieser ist dafür sehr reich an Karbonaten.

### 4.3 Bohrspülungsbeeinflussung

#### 4.3.1 Zusammensetzung der Bohrspülung

Die Bohrspülung besteht aus folgenden Inhaltsstoffen in unbekanntem Mischungsverhältnis: Baryt, Bentonit, Carbosan, Defoamex, Duovis XCD-Polym., Fillfloc PA502, Fillfloc AN20, Fillflock PC455-PWG, Flockmittel, Flockungsmittel C575, Kaliumkarbonat, Kaliumchlorid, MIX-II, Polypac Regular, Polypac-UL, Wasser, Zitronensäure.

Die für die Analyse der Sandsteine wichtigen Inhaltsstoffe der Spülung, weil mineralogisch nachweisbar, sind Kaliumkarbonat, Kaliumchlorid und Baryt.

Abb.4.37 zeigt eine dunkle Verfärbung des Bohrkernes zwischen dem weißen Ring und dem Rand (ungefähr ein Zentimeter) durch den Einfluss der Bohrspülung.



Abb.4.37: Verfärbung des Bohrkernes durch die Bohrspülung. Probe Nr. 1/18, Teufe 1702,5 m, gasgesättigte Zone.

### 4.3.2 Unterschiedliche Spülungsbeeinflussung bei Bohrkernen mit und ohne Spülungskruste

Untersucht wurden zwei verschiedene Serien von Proben.

Ein Teil der Bohrkerns wurde nach dem Bohren nicht wie üblicherweise mit Süßwasser abgespült, sondern extra mit dem entstandenen Spülungsrand verpackt, um Untersuchungen zur Spülungsbeeinflussung besser durchführen zu können. Der Rest der Kerne wurde nach dem Bohren normal behandelt, also mit Süßwasser abgespült.

Von den Bohrkernen, die nicht mit Süßwasser abgespült wurden, sind Dünnschliffe für das Polarisationsmikroskop und in weiterer Folge auch für die EMS angefertigt worden. Diese Schliffe zeigen den Übergang zwischen Spülungskruste und Bohrkern.

#### 4.3.2.1 Analysen an kompakten Proben

Das Dünnschliffbild Abb.4.38 zeigt eine relativ kompakte Probe mit Übergang zwischen Spülungskruste und Bohrkern. Im Bereich bis fünfzigfacher Vergrößerung konnte nicht festgestellt werden, ob Komponenten der Spülung in das Gestein eintreten. Im linken unteren Bereich des Bildes sieht man braune Matrix, welche mittels Mikroskop nicht von der Spülung zu unterscheiden war. Mit Hilfe der EMS stellte sich jedoch heraus, dass Gefüge sowie Mineralogie dieses Bereiches nicht der Spülung entsprechen.



Abb.4.38: Dünnschliffbild von einem Bohrkern mit Spülungskruste am Rand. Probe 1/2, Tiefe 1715,2 m, Übergangszone.

EMS – Analysen dieses Dünnschliffes (Abb.4.39) sollten zeigen, ob Komponenten der Spülung in das Gestein eintreten konnten, beziehungsweise ob es chemische Veränderungen gibt. Auch mit Hilfe der EMS konnte keine Spülungsbeeinflussung an dem Bohrkern nachgewiesen werden.

Die Spülungskruste ist deutlich von dem Gestein zu unterscheiden. Einerseits durch texturale Unterschiede (sehr feine Matrix mit wenigen, groben und kaum gerundeten Komponenten), andererseits durch die Anhäufung an Barytkörnern (in Abb.4.39 in Rot).

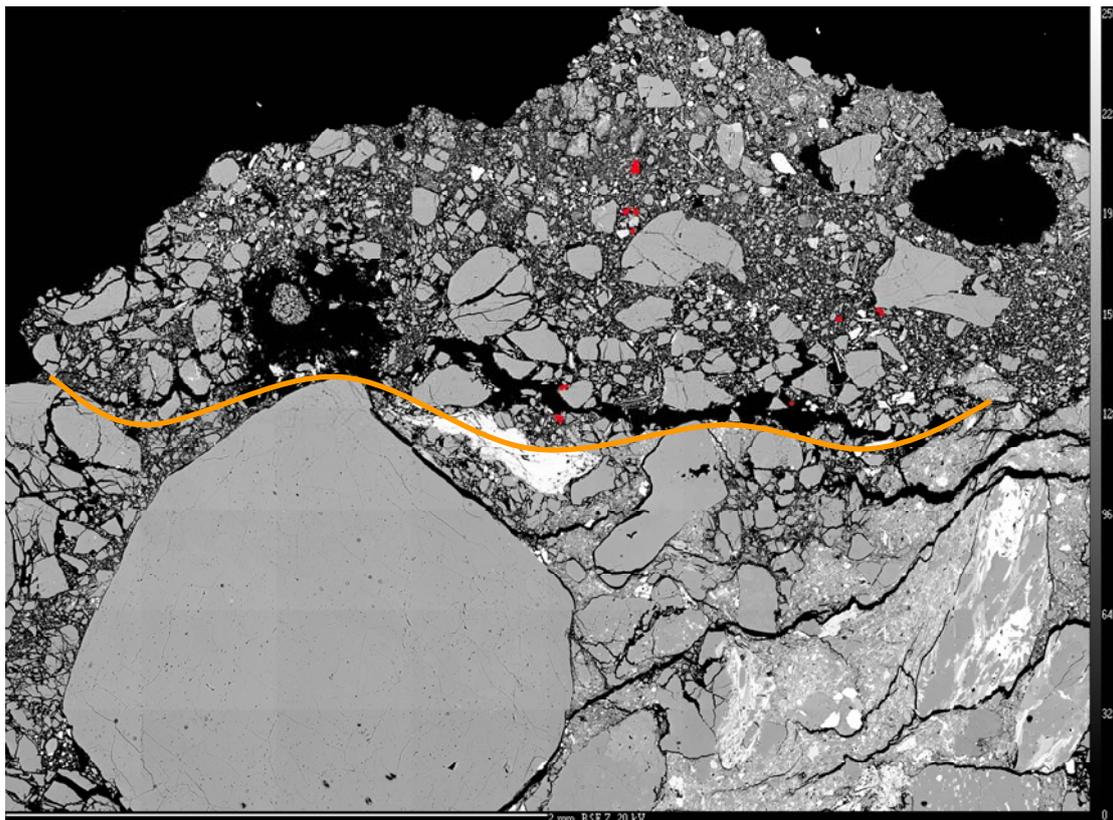


Abb.4.39: EMS – Bild des selben Dünnschliffes wie Abb.4.38 Linie in Orange trennt Spülungskruste mit rot markierten Baryten (oben) von Bohrkern ohne Baryt (unten).

#### 4.3.2.2 Analysen an porösen Proben

Die folgenden Abbildungen (4.40 bis 4.43) stammen von einer hoch porösen Probe der gasgesättigten Zone ohne Spülungskruste. Es konnten fein verteilte Barytkörner in der Probe nachgewiesen werden, welche sich am Rand des Bohrkernes häufen und Richtung Mitte des Bohrkernes an Häufigkeit verlieren. Die Baryte infiltrieren in größere Porenräume, in einer dieser Poren konnten sie bis ca. 3 mm tief in den Bohrkern verfolgt werden. Vor allem am

äußeren Rand des Kernes kann man feines Material in der Pore erkennen, welches vermutlich mit den Baryten die Reste der Spülung darstellt.

In Abb.4.42 und 4.43 erkennt man eine Art Fließstruktur der Spülung in das Gestein. Dieser Bohrkern wurde nach dem Bohren mit Wasser abgespült, man erkennt jedoch an der Oberfläche die Ausbildung eines Gels, welches Reste der Spülung darstellt.



Abb.4.40: Randlich durch Spülung beeinflusster Bohrkern. Das schwarze Viereck entspricht dem angefertigten Dünnschliff und der Position der Probe in Abb.4.41 und 4.42.

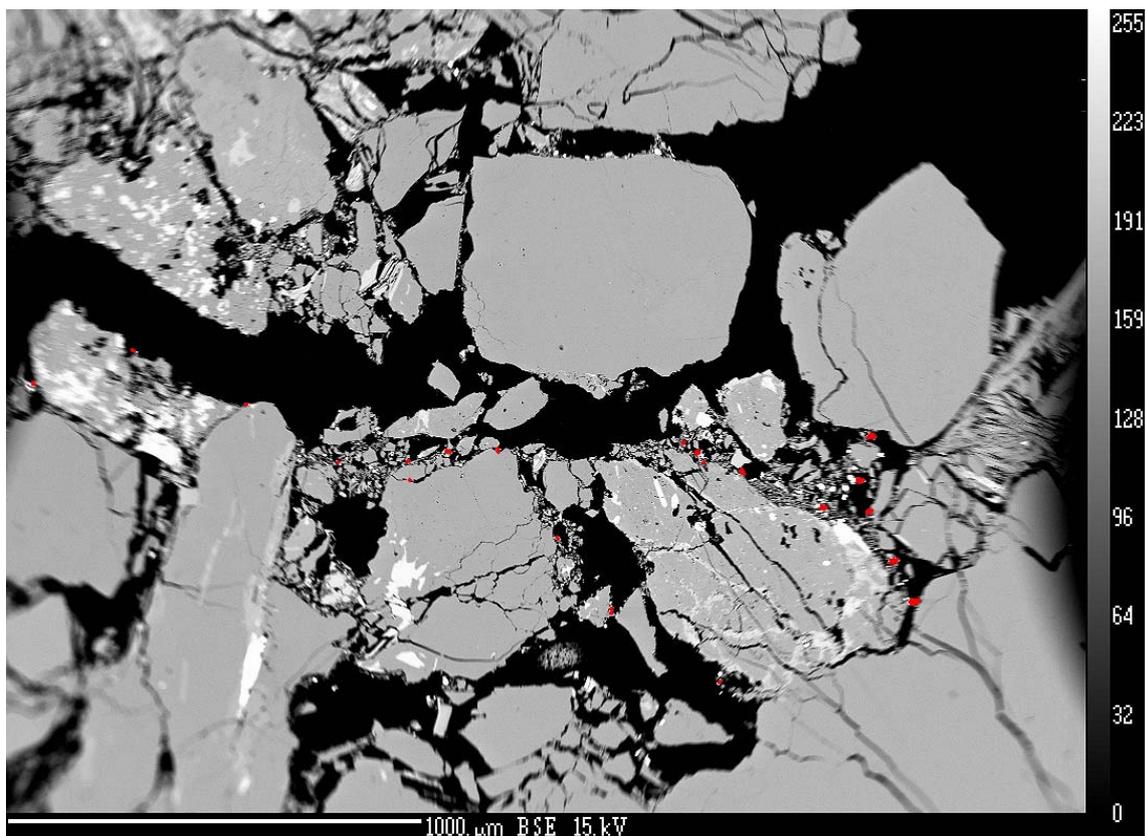


Abb.4.41: EMS – Bild eines Bohrkernes, welcher Baryt aus der Spülung in den Poren enthält. Abnehmende Verteilung der Barytpartikel (rot eingefärbt) vom Rand Richtung Mitte des Kernes. Aus Probe Nr. 1/18, Teufe 1702,5 m, gasgesättigte Zone.

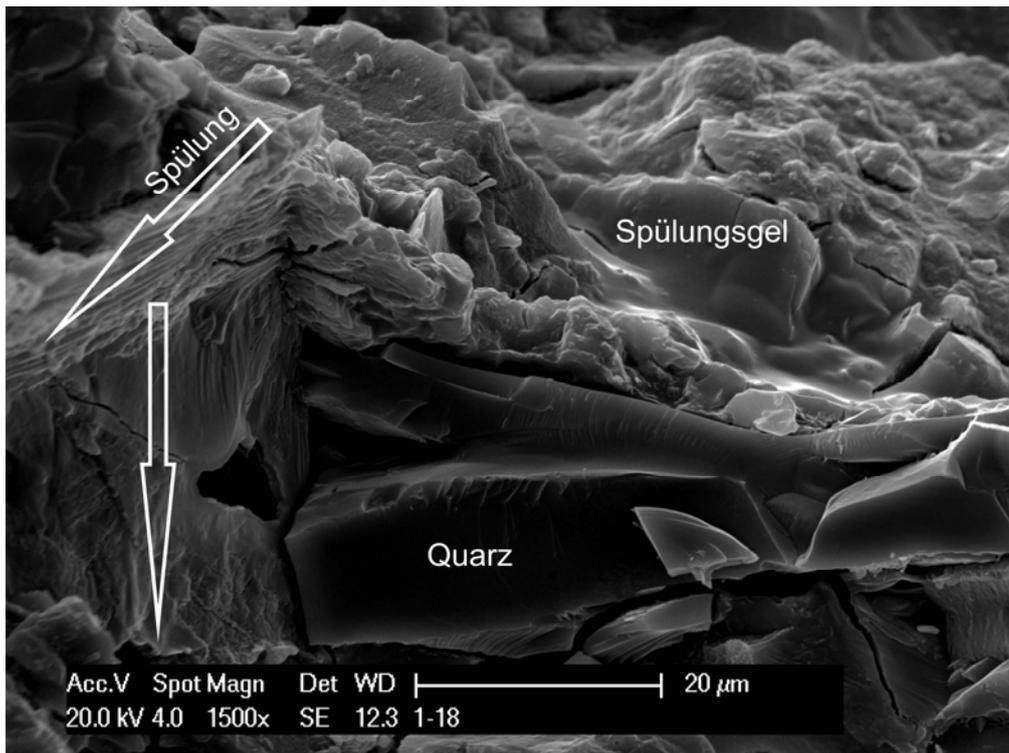


Abb.4.42: REM – Aufnahme des Bohrkernrandes. Fließstruktur der Spülung ins Gestein, sowie Ausbildung einer Art Gel auf der Außenseite des Kernes. Probe Nr. 1/18, Teufe 1702,5 m, gasgesättigte Zone.

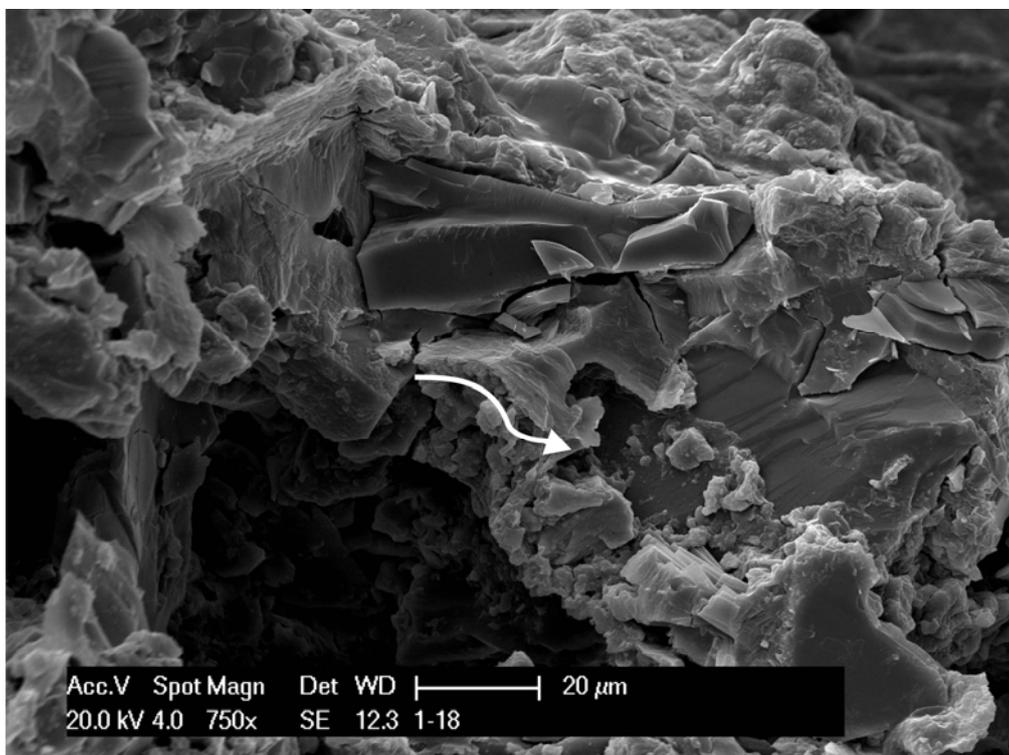


Abb.4.43: Selber Abschnitt wie in Abb.4.42 nur mit kleinerer Vergrößerung. Der weiße Pfeil zeigt entlang einer weiteren Spülungsstruktur, welche sich etwa 30 μm entfernt vom Bohrkernrand befindet.

### 4.3.3 Beeinflussung der Tonminerale durch die Bohrspülung

Für diese Analysen wurden die bei der normalen Tonmineral-Analyse abgeschlagenen Ränder der Bohrkernkerne als neues Ausgangsmaterial zur Abtrennung einer neuen  $<2 \mu\text{m}$ -Fraktion verwendet.

Verglichen wurden die Proben von den Bohrkernrändern mit jenen aus der Mitte der Kerne, um ein eventuell unterschiedliches Verhalten durch einen Einfluss der Spülung zu erkennen.

Die Smektite der abgetrennten  $<2 \mu\text{m}$ -Fraktionen zeigten folgendes Verhalten:

Aufweitung bei Sättigung mit Mg+Gly:

- keine Aufweitung nach einem Tag der Sättigung, erst nach zwei- bis drei Tagen
- nicht mehr auf  $18\text{\AA}$ , sondern meist auf  $16,2\text{\AA}$  bis maximal  $17,5\text{\AA}$
- in einigen Proben gab es keine Aufweitung

Aufweitung bei Sättigung mit K+EG:

- keine

Tonminerale aus der Mitte der Kerne sind von diesem Effekt nicht betroffen, der Einfluss der Spülung betrifft hier demnach nur den äußersten Teil des Kernes.

Unterschiede ergaben sich vor allem in der Aufweitbarkeit der Tonminerale. Quellfähige Smektite, die in der Mitte der Bohrkernkerne vorhanden sind, sind in den Rändern teilweise nicht mehr nachweisbar.

Nachdem die Proben teilweise aufweiteten und teilweise nicht, also ein inhomogenes Verhalten aufwiesen, wurde eine zweite Versuchsreihe durchgeführt. Die  $<2 \mu\text{m}$ -Fraktionen vom Rand wurden ein zweites Mal abgetrennt und wieder mit Mg + Gly und K + EG gesättigt. Die Proben wurden nach einem und nach drei Tagen der Sättigung gemessen.

Es erfolgte wiederum keine Aufweitung der Proben nach einem Tag der Sättigung.

Die unten angeführte Tabelle 4.3 stellt dar, welche der Proben nach drei Tagen Sättigung mit Mg + Gly aufweiten. (Die leer bleibenden Felder wurden nicht analysiert). Wie bei der ersten Versuchsreihe gab es keine Aufweitung bei den K + EG – gesättigten Proben.

Tabelle 4.3: Aufweitung der Smektite nach 3 Tagen Sättigung mit Mg + Gly, Unterschiede der ersten und zweiten Versuchsreihe.

	1. Versuchsreihe	2. Versuchsreihe
1/1	Nein	
1/18		Nein
1/2	Ja	
2/A1	Nein	Ja
2/7	Ja	Nein
3/10		Nein
3/4	Nein	Ja
3/2	Nein	Ja

Bei den wiederholt gemessenen Proben ergab sich jeweils das gegenteilige Ergebnis. Jene Proben, die bei der ersten Versuchsreihe nicht aufweiteten, taten dies bei der zweiten und umgekehrt. Die aufweitbaren Tonminerale zeigen generell ein inhomogenes Verhalten. In den Proben der gasgesättigten Zone gab es wie erwartet keine Aufweitung.

3/2

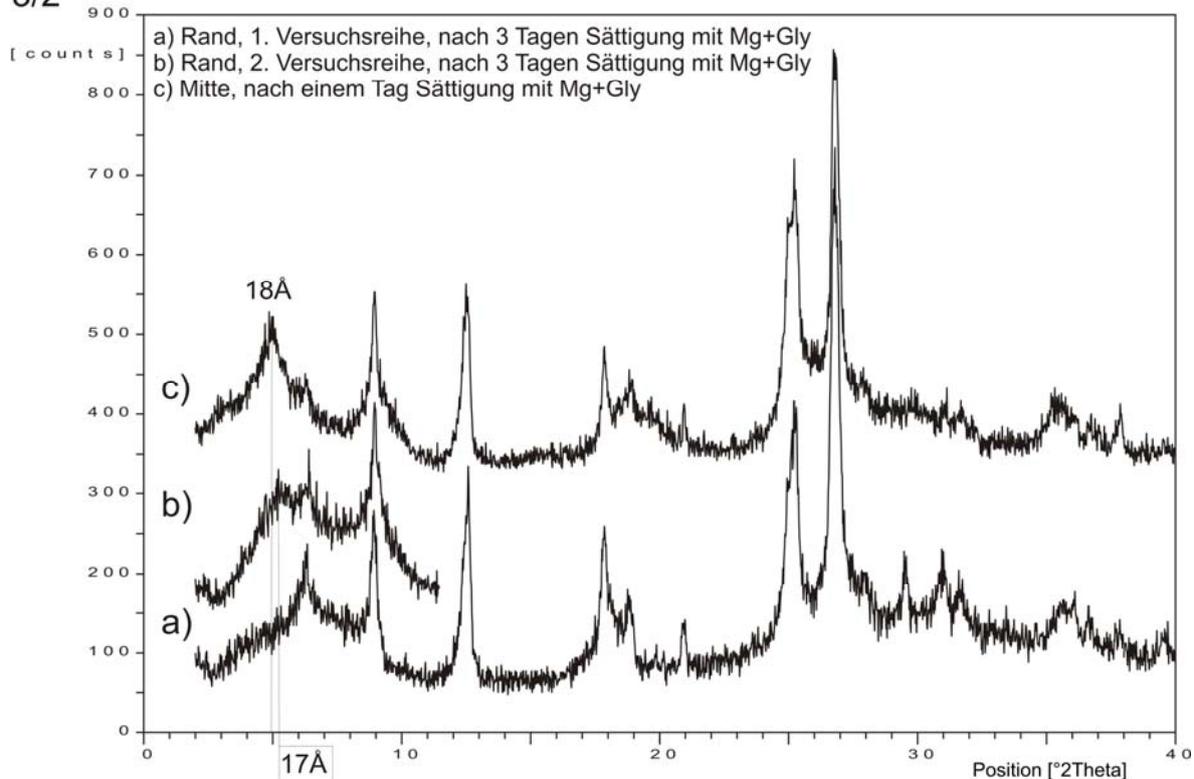


Abb.4.44: Ein Beispiel für das Verhalten der Smektite der Probe 3/2.

Diffraktogramm c) zeigt die  $<2 \mu\text{m}$ -Fraktion der aus der Mitte des Bohrkernes entnommenen Probe. Man sieht die Aufweitung auf  $18\text{\AA}$  wie in der Literatur (Thorez, 1976) beschrieben.

Die Kurven a) und b) in Abb.4.44 stellen Röntgendiffraktogramme der  $<2 \mu\text{m}$ -Fraktionen vom Rand der Bohrkerns dar. Kurve a) stammt aus der ersten Versuchsreihe und wurde nach 3 Tagen Sättigung gemessen. Es ist keine Aufweitung des Smektites sichtbar.

Kurve b), welche von der zweiten Versuchsreihe stammt und ebenfalls nach 3 Tagen Sättigung gemessen wurde, zeigt eine Aufweitung des Smektites auf  $17\text{\AA}$ .

## 5. Diskussion

### 5.1 Interpretation der diagenetischen Entwicklung der Sandsteine

**Kalifeldspat – Anwachsäume** sind nicht gleichmäßig um die detritären Feldspäte ausgebildet. Sie entstanden diagenetisch relativ früh, da sich keine fremden Phasen zwischen dem Saum und dem ursprünglichen Korn befinden, wie Abb.5.1 (EMS) belegt.

Dass Kalifeldspat – Anwachsäume frühe Bildungen sind, die schon bald nach der Ablagerung entstehen, wurde von diversen Autoren beschrieben, unter anderem von Kastner und Siever (1979), Maraschin et al. (2004) und Mou und Brenner (1982). Maraschin et al. (2004) berichten über eine frühe Bildung der Kalifeldspat-Säume noch vor anderen diagenetischen Neubildungen. Auch sie beschreiben die Abwesenheit von Einschlüssen jeglicher Art zwischen den Säumen und dem detritären Korn.

Die Säume enthalten selbst ebenfalls keine Einschlüsse. Dies deutet darauf hin, dass während des Wachstums keine anderen diagenetischen Minerale in unmittelbarer Umgebung gebildet wurden. Man kann davon ausgehen, dass die Säume sehr rasch gebildet wurden.

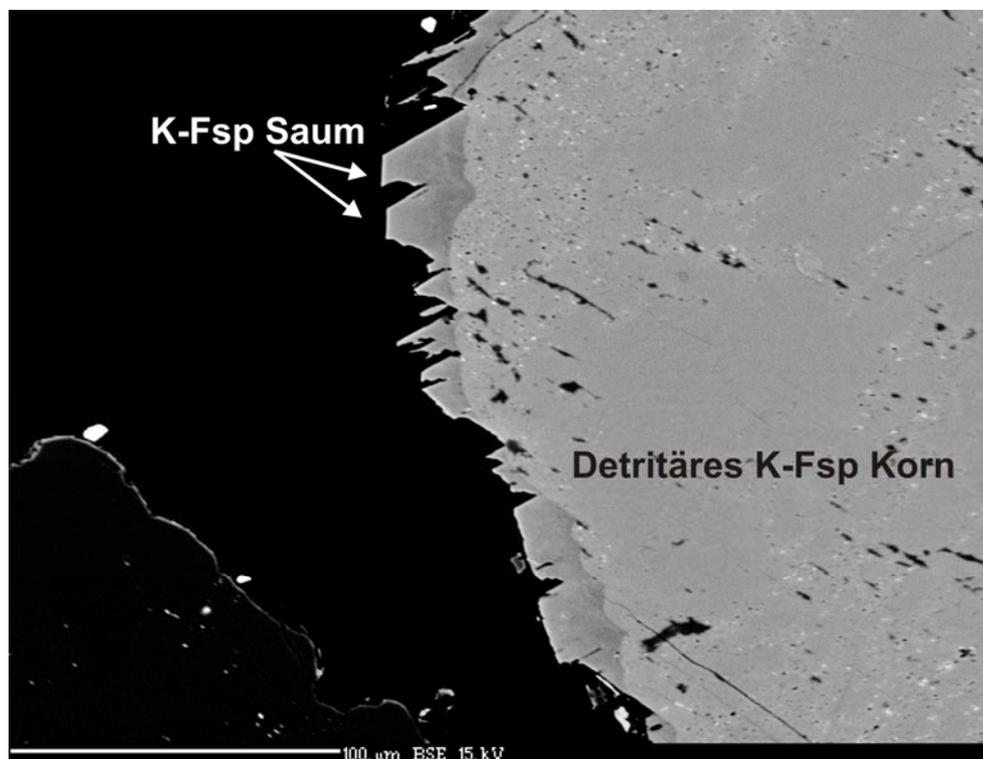


Abb.5.1: EMS – Bild eines Kalifeldspatsaumes um ein detritäres K-Fsp – Korn, Probe 1/2, Teufe 1715,2 m, Übergangszone.

Die Feldspat-Neubildungen als Verfüllung von Rissen im detritären Korn (Abb.5.2) wurden unter anderem auch von Merino (1975) beobachtet.

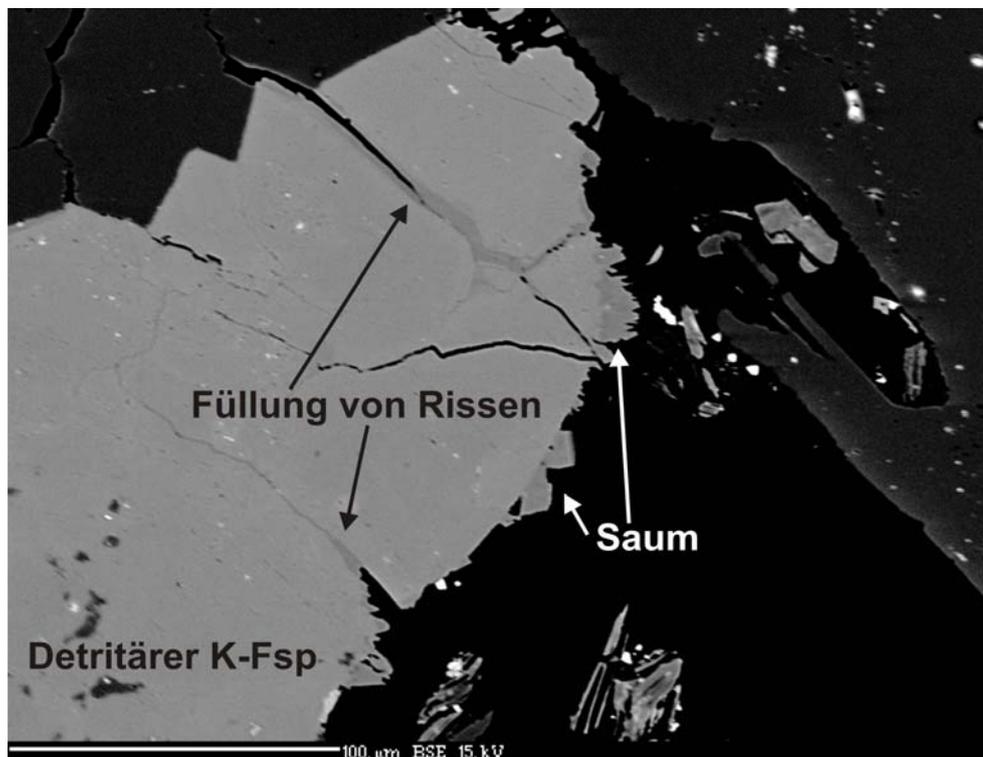


Abb.5.2: EMS – Bild von verfüllten Rissen und Anwachssäumen von authigenem K-Fsp, Probe 1/2, Teufe 1715,2 m, Übergangszone.

Die mittels EMS durchgeführte chemische Analyse (Tab.5.1) zeigt die Unterschiede zwischen detritärem Korn und Kalifeldspat (K-Fsp) - Neubildung. Die Säume zeigen eine Zusammensetzung, die einem reinen Endglied sehr nahe kommt (die Säume besitzen kaum Natrium und Kalzium). Sie sind relativ zum detritären Korn hauptsächlich an Natrium und Kalium verarmt. Schon Kastner und Siever (1979) beschreiben, dass diagenetische Feldspat – Neubildungen immer fast reine Endglieder sind.

Die Messung des Saumes ergab eine Totale von nur 97,7 %, was vermutlich auf den erhöhten Gehalt an leichtflüchtigen Komponenten zurückzuführen ist.

Tabelle.5.1: EMS – Analysen an einem detritären K-Fsp – Korn und dem umgebenden K-Fsp - Saum.

	Na <sub>2</sub> O	SiO <sub>2</sub>	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	FeO	MnO	SrO	BaO	Total
K-Fsp Kern	1,212	64,594	0	18,627	15,006	0,002	0,032	0	0,05	0,802	100
K-Fsp Saum	0,052	64,818	0,007	18,432	13,702	0,018	0,008	0,022	0	0,658	97,7

Wie schon in Kapitel 4.4 besprochen, weisen die **Pyrite** zwei verschiedene Habiti auf, dies deutet auf unterschiedliche Entstehungsgeschichten hin.

Framboide entstehen frühdiagenetisch durch sulfatreduzierende Bakterien, in anoxischer Atmosphäre und unter sauren Bedingungen (Morse und Wang, 1997). Einige Autoren beschrieben jedoch eine Entwicklung des framboidalen Pyrites indirekt aus Eisenmonosulphiden (Schoonen und Barnes, 1991, Sweeney und Kaplan, 1973, Wang und Morse, 1996).

Durch Laborexperimente von Wilkin und Barnes (1997) konnte die Entstehung verschiedener Pyritmorphologien dokumentiert werden. In experimentellen Systemen mit hohen Sulfid Oxidationsraten gab es eine erhöhte Tendenz Framboide auszubilden, in mehr reduzierten Alkali-Polysulfid-Lösungen formten sich eher idiomorphe Pyrite als Framboide. Dies zeigt, dass die beiden in den Sandsteinen gefundenen Habiti unterschiedliche Konditionen für ihre Bildung benötigen.

Wie in Abb.4.19 erkennbar, sind die Framboide nur noch reliktsch erhalten, sie sind teilweise angelöst, wobei sich die ursprüngliche Form jedoch noch erkennen lässt.

Oktaedrische Pyrite (mit Kristallgrößen von ca. 5  $\mu\text{m}$ ) findet man einzeln und fein verteilt in den Porenräumen. Sie liegen frei und sind durchwegs idiomorph ausgebildet. Dies deutet darauf hin, dass sie eine der spätesten diagenetischen Bildungen waren. Sie weisen keine Aufwüchse von Tonmineralen oder anderen diagenetischen Mineralen auf, welche ein Indiz für eine frühere Bildung wären.

Die Framboide lösen sich im Laufe der Diagenese, im Zuge größerer Versenkung und höherer Temperatur können diese Lösungen an geeigneter Stelle als Oktaeder wieder auskristallisieren.

**Karbonatzemente** (Dolomit-, Calcit- und Sideritzement) entstanden relativ früh. Das große Angebot an karbonatischen Gesteinsbruchstücken prägt die Porenlösungen der Sandsteine maßgebend. Lokale Lösung der Karbonate und anschließende Zementation in unmittelbarer Umgebung der Karbonatklasten konnte beobachtet werden. Klastenfreie Abschnitte erhalten ihre Porosität von bis zu 20 %. Die Zemente umschließen meist locker gepacktes Gesteinsmaterial mit teils fehlenden Kornkontakten, es gibt jedoch auch Punkt- bis Flächenkontakte (Abb.5.3).



Abb.5.3: Korallenbruchstück in Fe- dolomitzementiertem Sandstein. Komponenten zeigen teils fehlende sowie Punkt- bis Flächenkontakte. Dünnschliffbild aus Probe 1/18, 1702,5 m, gasgesättigte Zone.

**Glaukonit** entsteht im marinen Küstengebiet (Porrenga, 1967). Es ist ein Kontakt zum Meerwasser erforderlich, welches die zur Bildung notwendigen Elemente Kalium und Eisen transportiert (Meunier und El Albani, 2007), wobei Eisen hauptsächlich durch im Sediment zirkulierende Porenlösungen geliefert wird. Je poröser die Sedimente sind, desto tiefer im Gestein können sich Glaukonite ausbilden, da das Meerwasser leichter in den Poren zirkulieren kann. Glaukonit entsteht aus einem hauptsächlich aus aufweitbaren Tonmineralen bestehenden Vorgänger, der durch Aufnahme von Kalium reift und die Anzahl der 10 Å – Schichten auf Kosten der aufweitbaren Schichten erhöht (Mc Rae, 1972).

In diesen Sandsteinen sind die typischen runden Glaukonitpellets nur detritär vorhanden. Man findet sie meist in Klasten von Karbonaten.

Authigene Glaukonite können sowohl in Hohlräumen von Fossilien als auch als Säume um diverse Körner beobachtet werden. Die Säume sind meist dünn ausgebildet (Abb.4.23) und weisen an ihren Grenzen zu umliegenden Körnern oder Zementen stets eine Porosität auf. Diese kann nur sekundär entstanden sein, da die Zemente ursprünglich die gesamten Körner inklusive Säume umschlossen. Auch um die Glaukonit-Füllungen in Fossilien in diesen Sandsteinen kommt oft sekundäre Porosität vor (Abb.4.24).

Im Zuge der Versenkung der Sandsteine reifen die Glaukonite weiter. Durch Einbauen von Kalium kommt es zum Ausstoß von Zwischenschicht – Wasser, dies führt zur Schrumpfung und zu einem Volumenverlust (Odom, 1976). Glaukonit wurde somit unter Oberflächenbedingungen gebildet und im Laufe der Diagenese weiter verändert. Die Schrumpf-Strukturen entstehen, wenn der Glaukonit zum Zeitpunkt der Zementation durch Dolomit noch nicht vollständig gereift ist. Dies könnte auf eine schnelle Versenkung und somit nicht vollständige Ausbildung des Glaukonites hindeuten. Die dadurch gebildete sekundäre Porosität ist im Vergleich zum gesamten Porenvolumen gering.

Durch die Beobachtungen der Mineralneubildungen kann man auf folgende Diageneseabfolge schließen (Abb.5.4):

Neubildung	Eodiagenese	Mesodiagenese
Pyritframboide	_____	
Glaukonit	_____	
Feldspatanwachssäume		_____
Calcizement		_____
Dolomitcement		_____
Kompaktion	-----	-----
Fsp- Auflösung		-----
Quarzanwachssäume		_____
Tonminerale		_____
Pyritoktaeder		_____
HC entrapment		_____

Abb.5.4: Relative Diageneseabfolge der Haidach – Sandsteine

Pyritframboide und Glaukonit sind die frühesten Bildungen, sie entstehen noch unter Oberflächeneinfluss. Weiters sehr früh im Diageneseablauf kommt es zur Lösung von Feldspäten, welche sich bis in die Mesodiagenese zieht. Durch diese Lösungen kommt es im weiteren Verlauf zur Ausbildung der Kalifeldspat-Säume, welche sehr häufig beobachtet werden konnten. Karbonat zementiert sehr locker gepacktes Gesteinsmaterial mit kaum Kornkontakten, also noch vor einer fortgeschrittenen Kompaktion, weiters erfolgt die

Ausbildung von Quarz-Anwachssäumen. Erst nach der Zementation durch Karbonate erfolgt die Entwässerung und dadurch Schrumpfung des Glaukonites, dies kann durch die entstandene sekundäre Lösungsporosität veranschaulicht werden. Tonminerale bilden sich zu einem diagenetisch späteren Zeitpunkt, sie überwachsen unter anderem Quarz-Neubildungen und Karbonatzemente. Pyritoktaeder stellen eine der spätesten Bildungen dar, da sie frei verteilt in den Porenräumen und ohne jegliche Aufwüchse von Tonmineralen auftreten.

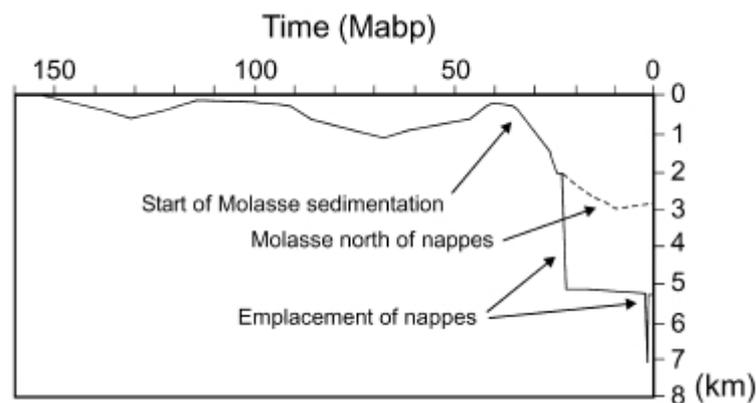


Abb.5.5: Versenkungsgeschichte der Molassezone (Sachsenhofer und Schmidt, 1997)

Der Versenkungsgeschichte der Sedimente im Molassebecken nach Sachsenhofer und Schmidt, 1997 (Abb.5.5) zufolge wurden die Sandsteine der Haidach-Formation bis maximal 2 km versenkt, dies würde Temperaturen von maximal 60°C bedeuten. Die Datierungen von Hubbard et al (2006) belegen ein Alter von ca. 25 Millionen Jahren.

## 5.2 Tonmineralanalyse der verschiedenen Zonen

Unabhängig der verschiedenen Zonen kann man sagen, dass die Tonmineralgehalte in den Sandsteinen sehr niedrig sind. Die Tonminerale sind großteils nicht gut kristallisiert, wie man sowohl anhand der XRD-Diagramme als auch mit Hilfe der Rasterelektronenmikroskopie sehen kann.

Oft „regenerieren“ sich die Minerale erst nach Sättigung mit Kalium bzw. Magnesium. In den XRD-Diagrammen kann man bei den ungesättigten Proben meist kaum die einzelnen Phasen unterscheiden, in den gesättigten sind die Peaks großteils eindeutig identifizierbar.

Es konnte eine Zunahme der Kristallinität der Tonminerale von der gasgesättigten zur wassergesättigten Zone beobachtet werden (Abb.5.6).

Auffallend ist, dass in der gasgesättigten Zone quellfähige Tonminerale fehlen, die in den übrigen Zonen durchgehend vorhanden sind. Die wenigen vorhandenen Tonminerale zeichnen sich durch sehr schwache Intensitäten (geringe Gehalte, schlechte Kristallisation) aus.

Dies ändert sich schlagartig in der Übergangszone. Abb.5.6 zeigt, dass die Tonminerale besser kristallisiert sind und es zur Ausbildung neuer Minerale (z.B. Smektit und teilweise Kaolinit) kommt.

In der initialen Wasserzone sind die Tonminerale durchwegs gut ausgebildet, in den XRD - Diagrammen konnten stets hohe Intensitäten beobachtet werden.

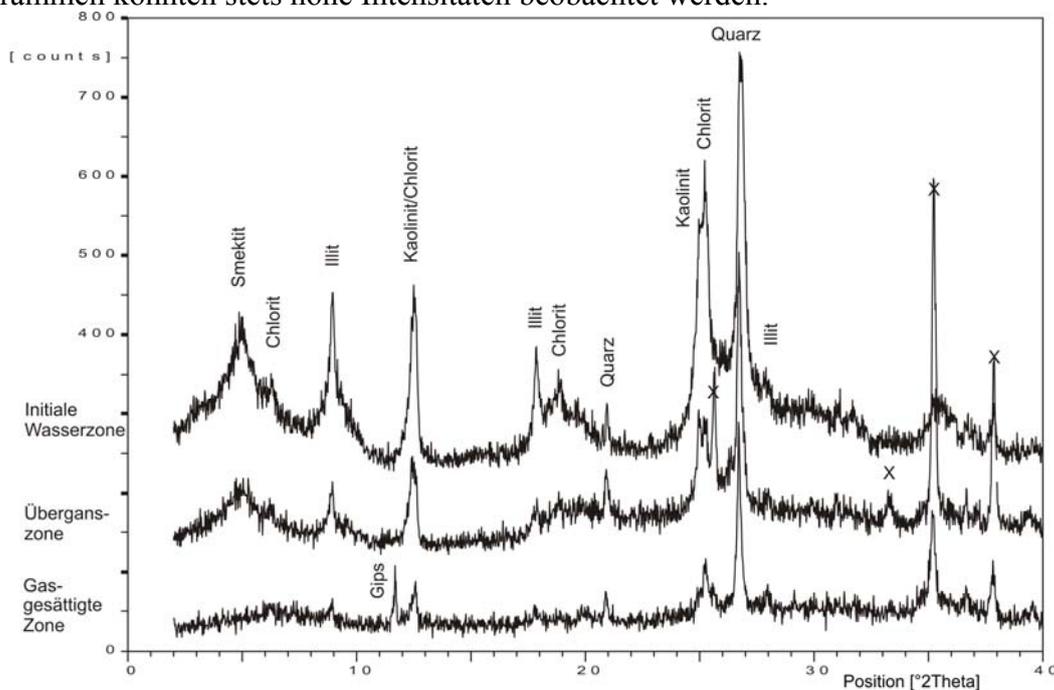


Abb.5.6: XRD – Diagramme von jeweils einer Probe der gasgesättigten, der Übergangs- und der initialen Wasserzone.

Die ersten Bohrungen in diese Sandsteine wurden 1997 abgeteuft. Dies bedeutet für die Übergangs- und sekundär verwässerte Zone (ursprünglich gasgesättigte Zonen), dass sie bis zur Probenahme für diese Untersuchungen ungefähr 10 Jahre lang wassergesättigt waren. Die ursprüngliche Gas – Sättigung in diesen Zonen betrug 60-80 %, wie auch in der heute noch gasgesättigten Zone.

In den wenigen Jahren der Wasser – Sättigung beginnen sich die Tonminerale anscheinend neu auszubilden. Die Proben der gasgesättigten Zone repräsentieren den Mineralbestand zum Zeitpunkt der Kohlenwasserstofffüllung. Durch den sehr geringen Anteil der  $<2 \mu\text{m}$ -Fraktion in der gasgesättigten Zone kann man erkennen, dass sich im Zuge der Diagenese erst wenige Tonminerale ausbilden konnten, was für eine frühe Migration der Kohlenwasserstoffe spricht.

Die Ausbildung der quellfähigen so wie auch der nicht quellfähigen Tonminerale in den nachträglich verwässerten Zonen vermindert in diesen bis zu einem gewissen Grad die Porosität beziehungsweise die Permeabilität der Sandsteine.

#### Konsequenzen für die Wirtschaftlichkeit des Speichers:

Einpressen von Erdgas in die sekundär verwässerten Bereiche der Lagerstätte - und damit ein Zurückdrängen von Wasser - wird durch die verringerte Porosität und Permeabilität in gewissem Maße erschwert. Die Menge an kommunizierendem Porenvolumen, welches durch die Neubildung der Tonminerale verloren geht konnte im Zuge dieser Arbeit jedoch nicht quantifiziert werden.

Tonmineralogische Unterschiede zwischen den beiden verwässerten Zonen (Übergangs- und sekundär verwässerte Zone) sowie der initialen Wasserzone können nur bedingt erkannt werden. Die Peak-Intensitäten von Smektit in der Übergangzone sind noch relativ niedrig mit 60 - 70 counts, in der sekundär verwässerten und initialen Wasserzone sind es bereits 80 - 140 counts. Die höchsten Intensitäten und auch das Vorhandensein aller Tonminerale konnte in der Probe 3/2 der initialen Wasserzone festgestellt werden. Die Neubildung der Tonminerale geht innerhalb weniger Jahre vonstatten, gravierende Unterschiede zwischen der sekundär verwässerten und der initialen Wasserzone sind nicht erkennbar.

Es konnte ein Unterschied in der Mineralogie der Tonklasten und der abgetrennten  $<2 \mu\text{m}$ -Fraktionen nachgewiesen werden. Man kann also davon ausgehen, dass zumindest hauptsächlich die diagenetischen Tonminerale gemessen wurden und nicht jene aus den detritären Tonklasten.

### **5.3 Bohrspülungsbeeinflussung**

Untersuchungen zu Bohrspülungsbeeinflussungen wurden schon von diversen Autoren durchgeführt, unter anderem Kleven et al. (1997), Lepland et al. (2000) sowie Bailey und Keall (1994). Lepland et al. (2000) berichten über Baryt-Anreicherungen in marinen Sedimenten der Nordsee, welche eindeutig auf die Bohraktivität in diesen Gebieten zurückzuführen sind.

Wie in Kapitel 4.3.2.2 beschrieben, konnten in porösen Proben fein verteilte Barytkörner bis ca. 3 mm tief in den Bohrkern nachgewiesen werden. Diese weisen eine Anhäufung am Rand der Bohrkern auf und verlieren gegen das Innere des Kerns an Häufigkeit. Dies ist ein deutlicher Hinweis, dass die Spülung in das Gestein infiltriert. In den Proben kommt Baryt nicht natürlich vor, dies ist demnach ein klarer Indikator für die Bohrspülungsbeeinflussung. Mit Hilfe der EMS konnten die Baryte besonders einfach detektiert werden, da das eingebaute Barium eines der schwersten Elemente in den Proben darstellt. Die schweren Elemente zeichnen sich durch große Helligkeit aus und sind dadurch gut von anderen Phasen zu unterscheiden.

Im Gestein sind Smektit, Kaolinit und Glimmer die Minerale mit der größten Ionenaustausch – Kapazität, wobei die von Smektit 10-mal höher als die von Kaolinit und Muskovoit ist (Kleven et al., 1997). Wie schon in Kapitel 4.3.3 besprochen, weisen die Tonminerale vom Rand der Bohrkern ein unterschiedliches Verhalten bezüglich der Aufweitbarkeit auf als jene von der Mitte der Kerne.

Kleven et al. (1997) fanden weiters, dass die Spülung die Verteilung der Alkalien und Erdalkalien zwischen der Lösung und den Gesteinen in der Nähe der Bohrlöcher verändern kann.

Vermutlich nehmen die Smektite Kalium aus der Bohrspülung in den äußersten Millimetern bis Zentimetern des Kernes auf, was dazu führt, dass ihre interne Struktur zusammenklappt und die Minerale nicht mehr aufweitbar sind.

Kaliumionen passen gut in die bitrigonalen Hohlräume der Silikatschichten, welche in Gegenwart von Kalium – Ionen kollabieren. Auch in verdünnter wässriger Lösung werden die Wassermoleküle aus dem Schichtzwischenraum weitgehend verdrängt und der Schichtabstand sinkt auf etwa 10 Å (Jasmund und Lagaly, 1993).

Das generell inhomogene Verhalten der Proben kann damit erklärt werden, dass die Bohrspülung nicht in allen Bereichen der Bohrkerne gleichmäßig tief eindringt und die Smektite somit nicht überall die gleichen Konzentrationen an Kalium zur „Umwandlung“ zur Verfügung haben. Auch muss die Permeabilität hier in Betracht gezogen werden. Jene Tonminerale, welche sich in isolierten Poren befinden, kommen nicht mit der Bohrspülung in Berührung.

Wie in Kapitel 4.3.2 beschrieben, wurden zwei verschiedene Serien von Proben (mit und ohne Spülungskruste) untersucht. Um Unterschiede dieser beiden Serien zu erkennen, wurden die  $<2 \mu\text{m}$ -Fraktionen getrennt untersucht sowie Dünnschliffe für das Polarisationsmikroskop und die EMS hergestellt, welche den Übergang von Kern zu Spülungskruste zeigen.

Anhand keiner der oben angeführten Methoden konnten Unterschiede zwischen den abgespülten Kernen und jenen mit Spülungskruste aufgezeigt werden. Ein längerer Kontakt mit der Spülung durch das Verpacken mit dieser hat demnach keinen Einfluss auf die Bohrkerne.

### 5.4 Herkunft der Gesteinsbruchstücke

Hubbard et al. (2006), Abb.5.7, haben anhand von Zirkon-Datierungen versucht, die Herkunft der Gesteinsbruchstücke unter anderem in den Sedimenten der Lagerstätte Haidach zu bestimmen. Ihren Angaben zufolge ist der Großteil der Zirkone etwa 2,7 - 3,2 Ga alt. Die Annahme, dass das Gesteinsmaterial aus den Ostalpen kommt, konnte so nicht bestätigt werden, da dort bis heute keine derart alten Gesteine gefunden werden konnten. Vermutlich wurden archaische Komponenten wiederverarbeitet.

Die analysierten Almandine sind charakteristisch für regionalmetamorphe, kristalline Schiefer, so wie auch die Chlorite wichtige gesteinsbildende Minerale der Grünschieferfazies der Regionalmetamorphose sind. Da der überwiegende Teil der Gesteinsbruchstücke in diesen Sandsteinen (ausgenommen Kalke und Tonklasten) Glimmerschiefer sind und man weiters Quarzite sowie polykristalline Quarze findet, kann von einem vorwiegend metamorphen Liefergebiet ausgegangen werden.

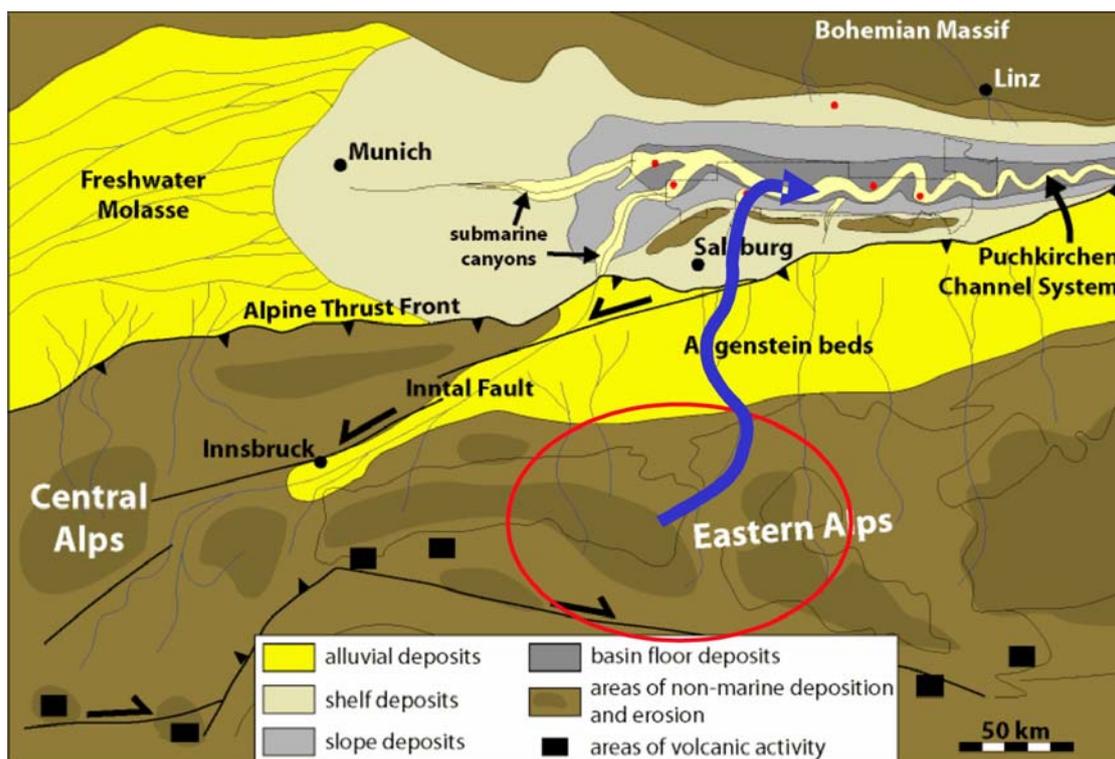


Abb.5.7: Herkunft der kristallinen Gesteinsbruchstücke der Haidach – Sandsteine (Hubbard et al., 2006).

## 6. Schlussfolgerungen

Durch die Förderung von Erdgas aus der Lagerstätte Haidach bildeten sich verschiedene Zonen aus, primär gasgesättigte Gesteinsschichten wurden durch den stetig ansteigenden Wasserspiegel sekundär mit Wasser verfüllt. Innerhalb weniger Jahre dieser Wassersättigung konnte eine Veränderung des Mineralbestandes an Tonmineralen in den verwässerten Zonen beobachtet werden. Neu gebildet wurden quellfähige Tonminerale, welche in den gasgesättigten Zonen nicht nachgewiesen werden konnten. Weiters konnte eine Zunahme des Tonmineralgehaltes und der Kristallinität beobachtet werden. Bei anderen diagenetischen Neubildungen wie Quarz- und Feldspat – Anwachssäumen, Pyriten oder Karbonaten konnte keine Zonenabhängigkeit festgestellt werden.

Es wurden diverse Untersuchungen zur Spülungsbeeinflussung durchgeführt.

- Bohrkerne wurden nach dem Bohren nicht wie normalerweise mit Süßwasser abgespült sondern mit dem Spülungsrand verpackt. Bei den mit Spülung eingepackten Proben konnten jedoch keine Unterschiede zu jenen, die mit Süßwasser abgespült wurden, festgestellt werden.
- Vergleiche der Tonmineraluntersuchungen zwischen jenen vom Rand der Bohrkerne und jenen von der Mitte zeigten unterschiedliches Verhalten in der Quellfähigkeit. Smektiten vom Rand der Kerne weiteten nach einem Tag der Sättigungen nicht auf, im Gegensatz zu denen von der Mitte. Erst nach 3 Tagen der Sättigung weiteten einige der Proben auf, selbst dann jedoch nicht mehr auf 18 Å, wie es bei den Smektiten von der Mitte der Probe der Fall war. Die Tonminerale der äußersten Zone (vermutlich wenige mm bis cm) der Bohrkerne wurden also verändert, die Quellfähigkeit wurde herabgesetzt.
- Mit Hilfe von EMS – Untersuchungen an Dünnschliffen mit und ohne Spülungskruste konnten Barytkörner im Bohrkern nachgewiesen werden. Da Baryte in den Sandsteinen sonst nicht vorkommen, können diese als Indikator für die Infiltration der Spülung in das Gestein herangezogen werden. Die Baryte zeigten eine Anhäufung am Rand der Kerne und gegen die Mitte eine abnehmende Verteilung.

## Danksagung

Ganz herzlich möchte ich mich bei meiner Diplomarbeitsbetreuerin Prof. Dr. Susanne Gier bedanken. Ihre Betreuung geht über das Fachliche hinaus, sie stand mir jederzeit für meine Anliegen zur Verfügung und war stets bemüht, diese so rasch wie möglich zu erledigen. Dankeschön für die beste Betreuung die man sich als Student wünschen kann!

Ein großes Dankeschön gebührt auch der Rohöl Aufsuchungs AG für ihre großzügige finanzielle Unterstützung. Für die Bereitstellung des Themas und die Betreuung innerhalb der RAG möchte ich mich besonders bei Mag. Wolfdietrich Jilg bedanken, der mir während der gesamten Arbeit hilfreich zur Seite stand.

Prof. Dr. Johannes Weber und Prof. Dr. Michael Götzinger haben mich am Rasterelektronenmikroskop unterstützt und jeweils nicht nur Zeit investiert sondern auch mit ihrem Wissen und ihren Ideen die Arbeit bereichert. Dankeschön!

Dem Institut für Angewandte Geologie, besonders Prof. Dr. Franz Ottner möchte ich ganz herzlich für die große Hilfestellung bei der Herstellung der Tonmineral-Plättchen danken.

Für die Analysen sowie die schönen Bilder an der Mikrosonde und natürlich dem damit verbundenen Zeitaufwand bin ich Mag. Cornelius Tschegg sehr dankbar!

Prof. Dr. Theo Ntaflos hat mich mit den vielen Petrologie-Vorlesungen, hauptsächlich vermutlich jedoch mit den zahlreichen, sehr abenteuerlichen Exkursionen für das Fach begeistert. Danke dafür und auch für die spezielle persönliche Betreuung während des gesamten Studiums.

Mag. Wolfgang Hujer möchte ich für die vielen Dünnschliff - Transporte zwischen der Uni und der OMV danken sowie für das Interesse an dieser Arbeit.

Danke an alle Professoren, die mir hinsichtlich der Diplomarbeit sowie während des gesamten Studiums hilfreich zur Seite standen.

Liebe MitstudentInnen: Hier danke ich zu allererst Andi, Andrea und Helga für eine unvergessliche Zeit im Kammerl und eine Freundschaft, die seit dem ersten Semester anhält! Danke Linda dass wir die lustigen und anstrengenden Zeiten als Strv gemeinsam durchlebt haben! Danke Anna, Nelli, Moni, und Schrotti für die entstandenen Freundschaften! Auch ganz besonders möchte ich mich bei allen jenen (noch nicht erwähnten) bedanken, die meine Studienzeit so wertvoll gemacht haben!

Dafür, dass ich mich überhaupt für dieses Studium entschieden habe, für die vielen Diskussionen und für die Motivation danke ich Stefan!

Meiner gesamten Familie möchte ich für die Unterstützung während des Studiums danken!

## Literaturverzeichnis

Bailey, L., Keall, M. (1994): Effect of Clay / Polymer interactions on shale stabilization during drilling. *Langmuir*, Vol. 10, p. 1544-1549.

Brindley, G. W., Brown, G., Eds., (1980): Crystal structures of clay minerals and their x-ray identification. Monographs No. 5, Mineralogical Society, 249-303.

De Ruig, M. J., Hubbard, S. M. (2006): Seismic facies and reservoir characteristics of a deep-marine channel belt in the Molasse foreland basin, Puchkirchen Formation, Austria. *AAPG Bulletin*, Vol. 90, No. 5, p. 735-752.

Dixon, S. A., Summers, D. M., Surdam, R. C. (1989): Diagenesis and preservation of porosity in the Norphlet Formation (Upper Jurassic), southern Alabama. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Vol. 73, p. 707-728.

Dunham, R. J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in Ham, W. E. ed., *Classification of carbonate rocks*: American Association of Petroleum Geologists Memoir 1, p. 108-121.

Faupl, P. (2000): *Historische Geologie*, WUV-Universitätsverlag Wien, 270p.

Folk, R. L. (1968): *Petrology of sedimentary rocks*. Hephill's, Austin, TX, p. 107.

Hubbard, S. M., De Ruig, M. J. (2005): *Seismic Stratigraphy, Sedimentology and Reservoir Geology of the Puchkirchen Formation, Upper Austria*.

Hubbard, S. M., Graham, S. A., Weislogel, A., De Ruig, M. J., Wooden, J. (2006): Detrital zircon ages from the Molasse Basin of Upper Austria: insights into deep-water sedimentation in the oligocene-miocene puchkirchen formation. *Abstracts with Programs – Geological Society of America*, Vol. 38, No. 7, p. 370.

Jasmund, K., Lagaly, G. (1993): *Tonminerale und Tone*, Steinkopff Verlag Darmstadt, 490p.

Kastner, M., Siever, R. (1979): Low temperature feldspars in sedimentary rocks. *American Journal of Science*, Vol. 279, p. 435-479.

Kleven, R., Alstad, J., Dahl, J. B., Bjornstad, T. (1997): Distribution of alkali and alkaline earth ions in the near well-bore region after invasion of mud filtrate. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, Vol. 18, p. 189-199.

Köster, E. (1964): *Granulometrische und morphometrische Meßmethoden an Mineralkörnern, Steinen und sonstigen Stoffen*, Ferdinand Enke, Stuttgart, 336p.

Ladwein, W., Schmidt, F. (1993): *Erdöl und Erdgas in Österreich*, p. 29

Lepland, A., Saether, O., Thorsnes, T. (2000): Accumulation of barium in recent Skagerrak sediments: sources and distribution controls. *Marine Geology*, Vol. 163, No. 1-4, p. 13-26.

Maraschin, A. J., Mizusaki, A. M. P., De Ros, L. F. (2004): Near-Surface K-Feldspar Precipitation in Cretaceous Sandstones from the Potiguar Basin, Northeastern Brazil. *The Journal of Geology*, Vol. 112, p. 317-334.

McRae, S. G. (1972): Glauconite. *Earth-Science Reviews*, Vol. 8, No. 4, p. 397-440.

Merino, E. (1975): Diagenesis in tertiary sandstones from Kettleman North Dome, California. I. Diagenetic Mineralogy. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 45, No. 1, p. 320-336.

Meunier, A., El Albani, A. (2007): The glauconite-Fe-illite-Fe-smectite problem: a critical review. *Terra Nova*, Vol. 19, p. 95-104.

Morse, J. W., Wang, Q. (1997): Pyrite formation under conditions approximating those in anoxic sediments. II. Influence of precursor iron minerals and organic matter. *Marine Chemistry*, Vol. 57, p. 187-193.

Moore, D. M., Reynolds, R. C. Jr. (1997): *X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals*. Oxford University Press.

Mou, D. C., Brenner, R. L. (1982): Control of reservoir properties of Tensleep sandstone by depositional and diagenetic facies: Lost Soldier Field, Wyoming. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 52, No. 2, p. 0367-0381.

Odin, G. S., Matter, A. (1981): De glauconiarum origine. *Sedimentology*, Vol. 28, p. 611-641.

Odom, I. E. (1976): Microstructure, mineralogy and chemistry of Cambrian glauconite pellets and glauconite, central U.S.A. *Clays and Clay Minerals*, Vol. 24, No. 5, p. 232-238.

Porrenga, D. H. (1967): Glauconite and chamosite as depth indicators in the marine environment. *Marine Geology*, Vol. 5, No. 5-6, p. 495-501.

Sachsenhofer R. F., Schmidt, F. (1997): Maturation of Tertiary Basins in Austria. Federal Ministry for Economic Affairs, Geol. Survey Austria (ed.) *Hydrocarbon Potential and Exploration Opportunities in Austria*, Geol. B.-A., 34-38.

Schultz, L. G. (1964): Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pierre shale. *US Geol. Survey Prof Paper 391-C*. Washington.

Schoonen, M. A. A., Barnes, H. L. (1991): Reactions forming pyrite and marcasite from solutions: II Via FeS precursors below 100 ° C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 55, p. 1505-1514.

Sweeney, R. E., Kaplan, I. R. (1973): Pyrite framboid formation: laboratory synthesis and marine sediments. *Economical Geology*, Vol. 68, p. 619-634.

Thorez, J. (1976): *Practical identification of clay minerals*. 90 p., Lelotte, Dison.

Wagner, L. R. (1996): Stratigraphy and hydrocarbons in the Upper Austrian Molasse foredeep (active margin), in G. Wessely and W. Liebl, eds., *Oil and gas in Alpidic thrust belts and basins of central and eastern Europe*. European Association of Geoscientists and Engineers Special Publication 5, p. 217-235.

Wang, Q., Morse, J. W. (1996): Pyrite formation under conditions approximating those in anoxic sediments: I. Pathway and morphology. *Marine Chemistry*, Vol. 52, p. 99-121.

Wilkin, R. T., Barnes, H. L. (1997): Formation processes of framboidal pyrite. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, Vol. 61, p. 323-339.

## Abstract

### ***Diagenetic alteration in sandstones of the gas-, secondary watered-, water-, and transition- zone of the gas reservoir Haidach in the Molasse Zone, Austria***

Sandstones of the studied Miocene gas reservoir are resedimented deposits from the southern slope of the Austrian Alpine Molasse Basin. Reservoir rocks are heterogeneous medium- to coarse grained sandstones containing large clasts of shales and carbonates. The gas reservoir has been produced and is now used for underground gas storage. To better understand the mineralogy of the reservoir sandstones with respect to the different zones (gas-, secondary watered-, water- and transition zone) and the effect of drilling fluids to the formation, multiple analyses were carried out.

Diagenetic alterations in the sandstones are feldspar overgrowths on detrital K-feldspar grains; authigenic quartz overgrowths; framboidal pyrite formation, later dissolution and octahedral pyrite formation; calcite- and dolomite cementation; authigenic clay mineral formation and an early formation of glauconite (mainly as rims).

The focus was to characterise the authigenic clay fraction (excluding shale clasts) in the different zones. Samples of the gas-bearing, the transition, the secondary watered and the initial water zone were analyzed.

X-ray diffraction analyses of the clay fractions showed that there are zone-dependent differences. Increasing crystallinity of smectite, chlorite and illite from the gas-bearing to the initial water zone and an increase in the clay mineral content could be observed. Most important is the fact, that there are no expandable clay minerals in the gas-bearing zone. This changes in the transition zone where smectites are developing.

There is a considerable effect of the rising water level (due to gas production) on the authigenesis of clay minerals in the pore space. Within a few years of the start of water infiltration new clay minerals are forming. Existing ones start to recrystallise and expandable clays appear in the transition zone where primarily none were present.

The drilling mud had little interaction with the reservoir rocks. Expandable clay minerals showed different behavior from the outer rim (about 1 cm) of the cores towards the center. Smectites adsorbed potassium from the drilling mud which resulted in a decrease of the interlayer spacing. Baryte originating from the drilling mud infiltrated the outermost 3 mm of the cores with a decrease from the margin to the center.

## Kurzfassung

Die Sandsteine des untersuchten miozänen Gasspeichers sind resedimentierte Ablagerungen des südlichen Abhanges der österreichischen alpinen Molassezone. Heterogene, mittel- bis grobkörnige Sandsteine mit großen Klasten von Tonsteinen und Karbonaten bilden die Speichergesteine. Nach der Förderung wurde das Reservoir zu einem Erdgas-Speicher ausgebaut, der seit 2007 in Betrieb ist. Um die Mineralogie der Reservoirgesteine hinsichtlich der verschiedenen Zonen (Gas-, sekundär verwässerte-, Wasser und Übergangszone) und den Effekt der Bohrspülung auf die Formation besser zu verstehen, wurden verschiedene Analysen durchgeführt.

Diagenetische Umwandlungen in den Sandsteinen sind Feldspat-Säume um detritäre Kalifeldspäte; authigene Quarzanwachssäume; Bildung von framboidalen Pyriten sowie spätere Lösung und Ausbildung von oktaedrischen Pyriten. Calcit- und Dolomit bilden die häufigsten Zemente, auch authigene Tonminerale konnten analysiert werden. Weiters kommt Glaukonit als frühe Bildung in Form von Säumen um diverse Körner vor.

Hauptaugenmerk lag auf der Charakterisierung der authigenen Tonminerale in den verschiedenen Zonen. Hierfür wurden Proben der gasgesättigten, der Übergangs-, der sekundär verwässerten und der initialen Wasserzone analysiert.

XRD – Analysen der  $<2 \mu\text{m}$  – Fraktionen zeigten Unterschiede in den verschiedenen Zonen. Eine Erhöhung der Kristallinität von Smektit, Chlorit und Illit von der gasgesättigten bis zur initialen Wasserzone und eine Zunahme des Tonmineralgehaltes konnten beobachtet werden. Die wichtigste Beobachtung hierbei ist, dass es in der gasgesättigten Zone offenbar keine quellfähigen Tonminerale gibt. Dies ändert sich in der Übergangszone, in der sich Smektite ausbilden.

Der durch die Gasförderung steigende Wasserspiegel beeinflusst die Authigenese der Tonminerale in den Porenräumen. Innerhalb weniger Jahre nach der Wassersättigung kam es zur Neubildung von Tonmineralen. Die bereits existierenden beginnen zu rekristallisieren und aufweitbare Tonminerale erscheinen in der Übergangszone, wo primär keine vorhanden waren.

Die Bohrspülung hatte nur wenig Einfluss auf die Reservoirgesteine. Aufweitbare Tonminerale vom äußersten Rand der Bohrkerne (ca. 1 cm) zeigten ein anderes Verhalten als jene von der Mitte der Bohrkerne. Smektite absorbieren Kalium aus der Spülung, was zu einer Verminderung des Zwischenschichtabstandes führt. Baryt aus der Spülung infiltrierte in die

äußersten ca. 3 mm der Kerne. Man erkennt eine abnehmende Häufigkeit der Baryte vom Rand Richtung Mitte der Bohrkerne.

## LEBENS LAUF

**Bottig Magdalena**

*Albrechtsgasse 73, 2500 Baden, Österreich  
 Telefon: 02252/88705; Handy: +34 699 109 84 116  
 Email: magdabottig@yahoo.com*

**Persönliche Daten**


---

Nationalität:	Österreich
Geburtsdatum:	23. November, 1982
Geburtsort:	Baden
Führerschein:	Klasse B seit 26.08.2003

**Schulbildung**


---

Seit Oktober 2002	Diplomstudium der Erdwissenschaften an der Universität Wien,  2. Studienabschnitt seit 2005, Wahl des Studienzweiges Petrologie  Studienrichtungsvertreterin von Juli 2005 bis Juli 2007
1997 – 2002	HBLA für Tourismus: Bergheidengasse, Wien, Österreich

**Arbeitserfahrung**


---

Seit Mai 2007	RAG – Rohöl Aufsuchungs AG in Wien  <i>Aufgabengebiet:</i> Qualitätskontrolle in Datenbanken
Jänner – Juli 2007	Naturhistorischen Museum Wien  <i>Aufgabengebiet:</i> Datenerfassung in der Mineralogischen – Petrologischen Abteilung
September 2004 – Dezember 2006	SRA – Archiv Österreichischer Popularmusik in Wien <i>Aufgabengebiet:</i> Organisation und Planung der Archivabläufe, Verkauf
Juni 2002 – November 2005	Heuriger Ceidl in Baden <i>Aufgabengebiet:</i> Service
1998 – 2001	Diverse Praktika und geringfügige Tätigkeiten im Bereich der Gastronomie

**Studienbezogenes Arbeiten**


---

	Diverse XRD – Analysen für die Firma RAG sowie für das Institut Ur- und Frühgeschichte
WS 2006/07	Tutorium: Bestimmung von Gesteinen, Kristalloptische

Übungen

WS 2007/08

Tutorium: Sedimentologie

SS 2008

Tutorium: Sedimentologie, Fazieskunde

**Sprachkenntnisse**

---

Deutsch

Muttersprache

Englisch

*Fließend*

## Publikationen

Bottig M., Gier S., Jilg W. (2008): Formation of clay minerals in a depleted gas reservoir, Molasse Zone, Austria. Abstract, Mineralogia, Special Papers, 33, 4th Mid-European Clay Conference 2008, Zakopane, Poland.

Bottig M., Gier S., Jilg W. (2008): Alterations of sandstones in the gas-, water- and transition zone of a depleted gas reservoir. Abstract, 33rd International Geological Congress 2008, Oslo, Norway.

Bottig M., Gier S., Jilg W. (2008): Diagenetic alteration in sandstones of the gas-, water-, and transition- zone of a gas reservoir, Molasse Zone, Austria. Geophysical Research Abstracts, Vol.10, Abstract A-02610, European Geosciences Union General Assembly 2008, Vienna.

Bottig, M., Gier, S. (2008): Diagenetic alteration in sandstones of the gas-, water-, and transition- zone of a gas reservoir, Molasse Zone, Austria. Journal of Alpine Geology, 49: 1-127, Abstract p.13, Pangeo Austria 2008.