

Fazies und Stratigraphie der mesozoischen Gesteinsabfolge in der Bohrung St. Gallen GT-1

Autor(en): **Steiger, Torsten**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Berichte der St. Gallischen Naturwissenschaftlichen Gesellschaft**

Band (Jahr): **92 (2015)**

PDF erstellt am: **21.06.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-832653>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Fazies und Stratigraphie der mesozoischen Gesteinsabfolge in der Bohrung St. Gallen GT-1

Torsten Steiger

Inhaltsverzeichnis

<p>Zusammenfassung 411</p> <p>Abstract 412</p> <p>1 Einleitung 412</p> <p>2 Methodik 413</p> <p>3 Faziestypen 413</p> <p style="padding-left: 20px;">3.1 Peloosparit mit Einfachoiden, Intraklasten, Tuberoïden und pelmikritischen Krusten 416</p> <p style="padding-left: 20px;">3.2 Pelmikrit mit Krusten, Schälchen und Schwammnadeln, Kieselschwammkalk 416</p> <p style="padding-left: 20px;">3.3 Strukturloser Mikrit 417</p> <p style="padding-left: 20px;">3.4 Intramikrit mit Peloiden, Intraklasten und Tuberoïden ... 417</p> <p style="padding-left: 20px;">3.5 Kieselschwamm-Skelette mit Mikritrinden 417</p> <p style="padding-left: 20px;">3.6 Mikrobioklastischer Kalksiltit... 418</p> <p style="padding-left: 20px;">3.7 Karbonatischer Siltstein mit Biogenen 418</p> <p style="padding-left: 20px;">3.8 Glaukonit-führende sandige Mergel und Siltsteine 418</p> <p style="padding-left: 20px;">3.9 Eisenoolith 418</p> <p style="padding-left: 20px;">3.10 Karbonatischer Feinsandstein mit Biogenen 419</p>	<p>4 Lithostratigraphische Grenzen 419</p> <p style="padding-left: 20px;">4.1 Die Grenze zwischen Molasse und Jurakalken 419</p> <p style="padding-left: 20px;">4.2 Grenzen innerhalb der Jurakalke. 419</p> <p style="padding-left: 20px;">4.3 Die Grenze zwischen den Oberjurakalken und der siliziklastischen Fazies im unteren Oberjura. 419</p> <p style="padding-left: 20px;">4.4 Die Dogger-Malm-Grenze 420</p> <p>5 Biostratigraphie 420</p> <p>6 Schlussfolgerungen 421</p> <p>Literaturverzeichnis 423</p> <p>Zusammenfassung</p> <p>Die Mikrofazies-Analyse der in der Geothermie-Bohrung Sankt Gallen GT-1 erbohrten Jura-Gesteine ergab, dass eine Oberjura-Abfolge in ‹Schwäbischer Fazies› erschlossen wurde. Insgesamt wurden 10 unterscheidbare Mikrofazies-Typen festgestellt, die von fast komponentenfreien Mikriten (Schlammkalke) über mikritische Kieselschwammkalke (feinkristallisiert) bis in sparitisch (grobkristallisiert) gebundene, lagunäre Randfaziestypen der Kieselschwamm-Riffe und Mudmounds reichen. Ein Grossteil der geschütteten Sedimente und der Kieselschwammbauten sind von Cyanobakterien-Krusten über-</p>
---	---

wuchert. Innerhalb der im oberen Profilabschnitt dominierenden Massenfazies bilden sie einen kleinräumig variablen Sedimentverband, der unregelmässige Übergänge zwischen Kieselschwammfazies und Ooid- sowie Tuberoïd- bzw. Intraklasten-führenden Sedimenttypen enthält. Nach unten wird gemäss der Analyse von Seitenbohrkernen eine Wechselfolge von Mikriten und Kieselschwammkalken deutlicher, was auf eine geschichtete Gesteinsentwicklung schliessen lässt. Der tiefste Teil der Oberjura-Karbonate enthält zunehmend siliziklastische Komponenten (Ton und Quarz). Die Dogger-Malm-Grenze wird durch einen Bereich mit verstärkter Kalzit-Ader-Bildung an der Basis der Oberjurakalke eingeleitet. Aufgrund unterschiedlicher Deutungsmöglichkeiten der Glauconit- und Eisenoid-führenden Sedimente unterhalb der Kalke, wird eine Übergangszone von Dogger zu Malm beschrieben. Darunter werden Echinodermen-führende Karbonate und Quarz-Sandsteine dem Dogger zugeordnet. Biostratigraphisch sind innerhalb der Oberjura-Karbonate sog. pelagische Coenozonen mit *Protoglobigerina* und *Saccocoma* nachweisbar, die Oxford- und Kimmeridge-Alter d.h. basalen und mittleren Oberjura belegen. Mit den jüngsten Schichten reichen die Oberjura-Kalke wahrscheinlich in die «Hangenden Bankkalke» des ausgehenden Kimmeridge.

Abstract

Microfacies analyses of the Jurassic rocks drilled in the deep geothermal well Sankt Gallen GT-1 indicated that a Late Jurassic sequence in «Swabian Facies» was recovered. 10 microfacies types could be distinguished. These vary from almost pure micrites to micritic siliceous sponge limestones and lagoonal sparry marginal facies types which surround siliceous sponge reefs and mudmounds. A major part of the transported sediments and the siliceous sponge buildups are overgrown by cyanobacterial crusts. The

«Massenfazies» is characterized by small-scale variable microfabrics that are composed of irregular transitions between siliceous sponge facies, oolitic and tuberoïtic as well as intraclast-bearing rock types. Downhole, an interlayered sequence of micrites and siliceous sponge limestones can be identified from the side-wall cores which indicate a bedded sequence. The lowermost part of the Late Jurassic carbonates increasingly contains siliciclastic material. The Dogger-Malm boundary is introduced by occurrences of fracture calcite components in the basal limestones. Below the zone of fracture calcite formation, a transitional unit for the Dogger-Malm boundary is described. The biostratigraphic division of the Late Jurassic sequence is composed of two cenozones of the pelagic realm which are characterized by *Protoglobigerina* and *Saccocoma*. The microfossils indicate Oxfordian and Kimmeridgian age. The Late Jurassic limestone sequence probably ends within the «Hangende Bankkalke» unit in the Late Kimmeridgian.

1 Einleitung

Die Geothermiebohrung Sankt Gallen GT-1 wurde im Zeitraum zwischen dem 4. März und dem 6. Juli 2013 niedergebracht. Zielsetzung war die hydrothermale Nutzung von Tiefenwässern aus dem Mesozoikum für die Erdwärmennutzung und Verstromung durch die Sankt Galler Stadtwerke. Das Projekt wurde ab dem unteren Bereich der Molasse (3750 m MD, 3583 m TVD) durch permanentes Monitoring wissenschaftlich begleitet, sodass vor allem im Hinblick auf die Verrohrungsteufen und die Entwicklung der Gesteins-Abfolge im Jura und deren Reservoir-Eigenschaften eine grösstmögliche Sicherheit gewährleistet war. Das lithologische Monitoring wurde in enger Kooperation mit dem Mudlogging-Unternehmen (Firma GEOdata) durchgeführt.

2 Methodik

Auf der Bohrung wurde ein eigener Container mit Laborgeräten verwendet, um möglichst schnell Dünnschliffe aus Bohrklein (Cuttings) und Seitenbohrkernen herstellen zu können. Die Präparation der Proben erfolgte innerhalb einer bis etwa drei Stunden pro Dünnschliff, je nach Notwendigkeit. Die Probendichte war auch nach Bedarf unterschiedlich: ein normales Probenintervall betrug 5 m, was an kritischen Stellen, z.B. bei erwarteten lithologischen Wechseln auf 2,5 m oder sogar auf 1 m verdichtet wurde. Das Probenmaterial wurde in blaues Giessharz eingegossen und nach der Finalisierung des Präparates mit Alizarin rot S eingefärbt, um Kalzit von Dolomit zu unterscheiden.

Sofort nach der Präparation war eine erste Analyse des biostratigraphischen und litho-

logischen Inhalts des Cuttingmaterials oder der Seitenbohrkerne möglich. Noch während der Bohraktivitäten gelang es, qualitative und quantitative Analysen der Cuttingspektren durchzuführen. Somit konnten zeitnah lithologische, biostratigraphische und diagenetische Profile erstellt werden.

Insgesamt wurden 221 Dünnschliffe von Spülproben und 25 Dünnschliffe von Seitenbohrkernen ausgewertet.

3 Faziestypen

Der mit vor-Ort-Dünnschliffen untersuchte Abschnitt der Bohrung St.Gallen GT-1 kann grob etwa wie folgt lithostratigraphisch gegliedert werden (Tabelle 1; siehe auch Naef 2015, in diesem Band):

	Teufe [m MD]	Teufe [m TVD]	Mächtigkeit [m TVD]
1 Autochthone Molasse	3750–3990	3583–3807	beprobte Mächtigkeit 224
2 Molasse – Oberjura–Grenzbereich	3987,5–3992,5	3805,1–3809,8	4,7
3 Oberjura-Kalk	3990–4375	3807–4096	289
4 Oberjurassischer karbonatischer Silt- und Sandstein	4375–4400	4178–4204	26
5 Dogger-Sandstein	4400–4455	4204–4259	55 (ET)

Tabelle 1:

Lithostratigraphische Gliederung der Bohrung St.Gallen GT-1 ab 3750 m MD

Faziestyp 1: Pelosparit mit Einfachoiden, Intraklasten, Tuberoïden und pelmkritischen Krusten	(Kap. 3.1)
Faziestyp 2: Pelmikrit mit Krusten, Schälchen und Schwammnadeln	(Kap. 3.2)
Faziestyp 3: Strukturloser Mikrit	(Kap. 3.3)
Faziestyp 4: Intramikrit mit Peloiden, Intraklasten und Tuberoïden	(Kap. 3.4)
Faziestyp 5: Kieselschwamm-Skelette	(Kap. 3.5)
Faziestyp 6: Mikrobioklastischer Kalksiltit	(Kap. 3.6)
Faziestyp 7: Karbonatischer Siltstein mit Biogenen	(Kap. 3.7)
Faziestyp 8: Glauconit-führende sandige Mergel und Siltsteine	(Kap. 3.8)
Faziestyp 9: Eisenoolith	(Kap. 3.9)
Faziestyp 10: Karbonatischer Feinsandstein mit Biogenen	(Kap. 3.10)

Tabelle 2:

Mikrofaziestypen in der Oberjura-Sektion der Bohrung Sankt Gallen GT-1

Die Mikrofazies-Analyse der Cuttingsprektern und Seitenbohrkerne aus dem Dogger-Malm-Abschnitt ergab eine Palette von 10 deutlich unterscheidbaren Faziestypen, wie sie charakteristisch sind für die Süddeutsche Kieselschwamm-Sedimentation (siehe Tabelle 2). Entstehung und Diagenese der oberjurassischen Kieselschwamm-Kalke entlang der europäischen Epikontinentalregion und im Zentralatlantik wurden intensiv untersucht und interpretiert und sind in der Literatur entsprechend zahlreich dokumen-

tiert (KEUPP et al. 1990, LEINFELDER et al. 1993, GAILLARD 1972, FLÜGEL & STEIGER 1981, STEIGER & JANSKA 1984, STEIGER & COUSIN 1984, WAGENPLAST 1972).

Die Untergliederung in Gesteinsabfolgen und deren Grenzen ist aufgrund der eng verzahnten Faziesentwicklungen nicht scharf, sondern durch Übergänge geprägt. Aufgrund der Cutting-Analysen ergibt sich folgendes Fazies-Profil:

Tiefe m MD	Tiefe m TVD	Fazies	Biofazies
3975,00	3793,52	Autochthone Molasse	
3980,00	3798,16		
3987,50	3805,11		
3988,75	3806,27		
3990,00	3807,43		
3991,25	3808,59	Übergang Molasse Oberjura	
3992,50	3809,75		
3995,00	3812,07	Mikrite mit Tuberoid-Fazies und Kieselschwämmen	Gebankte (?) Mikritsedimentation mit vereinzelt Schwammbildung
3996,25	3813,00		
3997,50	3813,93		
3998,75	3814,86		
4000,00	3816,72		
4001,00	3817,65		
4002,00	3818,58		
4025,00	3840,00		
4030,00	3844,68		
4035,00	3849,37		
4040,00	3854,07		
4045,00	3858,78		
4050,00	3863,49		
4055,00	3868,22		
4060,00	3872,95		
4065,00	3877,69		
4070,00	3882,43		
4075,00	3887,19		
4080,00	3891,95		
4085,00	3896,72		
4090,00	3901,51		
4095,00	3906,31		
4100,00	3911,12		
4105,00	3915,94		
4110,00	3920,76		
4115,00	3925,60		
4120,00	3930,45		
4125,00	3935,30		
4130,00	3940,16		
4135,00	3945,03		
4140,00	3949,90		
4145,00	3954,77		
4150,00	3959,64		
4155,00	3964,50		
4160,00	3969,37		
4165,00	3974,23		
4170,00	3979,09		
4175,00	3983,95		
4180,00	3988,81		

Abbildung 1:
Faziesprofil der Jura-Gesteine in der Bohrung SG GT-1

4180,00	3988,81		
4185,00	3993,67		
4190,00	3998,53		
4195,00	4003,38		
4200,00	4008,24		
4205,00	4013,09		
4210,00	4017,93		
4215,00	4022,78		
4220,00	4027,62		
4225,00	4032,46		
4230,00	4037,30		
4235,00	4042,14		
4240,00	4046,98		
4245,00	4051,82		
4250,00	4056,66		
4255,00	4061,49		
4260,00	4066,33		
4265,00	4071,17		
4270,00	4076,02		
4275,00	4080,86		
4280,00	4085,71		
4285,00	4090,57		
4290,00	4095,43		
4295,00	4100,31		
4300,00	4105,19		
4305,00	4110,08		
4310,00	4114,98	Dunkle Schwammkalke und Beckenkalke	Dünnbankige (?) Kieselschwamm- Bildungen in Wechsellagerung mit mikritischen Beckenkalken - vorwiegend hexactinellide Kieselschwämme (Hexactinosa und Lychniscosa)
4315,00	4119,88		
4320,00	4124,79		
4325,00	4129,70		
4330,00	4134,62		
4335,00	4139,54		
4340,00	4144,46		
4345,00	4149,38		
4350,00	4154,29		
4355,00	4159,21		
4360,00	4164,11		
4365,00	4169,02		
4370,00	4173,92		
4375,00	4178,82		
4380,00	4183,72		
4385,00	4188,61	Sandige Kalksiltite	Epikontinentale Beckenfazies mit Schalen, Echinodermen und angularen Quarzen - transgressiv
4390,00	4193,50		
4395,00	4198,39		
4400,00	4203,28		
4405,00	4208,18	Dogger-Malm- Übergangsbereich	Flachmarine sandige Sedimentation mit Echinodermen, Glauconit und Chamosit-Ooiden
4407,50			
4410,00	4213,09	Dogger-Sandstein und oberer Dogger	Marine Sandsteine
4415,00	4217,99		
4420,00	4222,91		
4425,00	4227,82		
4430,00	4232,74		
4435,00	4237,67		
4440,00	4242,60		
4445,00	4247,53		
4450,00	4252,46		
4455,00			

3.1 *Peloosparit mit Einfachooiden, Intraklasten, Tuberoiden und pelmikritischen Krusten*

Kalzitisch zementierte Kieselschwammkalke treten vor allem im oberen Drittel der Profilsäule auf. Es handelt sich um Kalke mit diagenetisch veränderten Kieselschwämmen, deren Opalskelette in Kalkspat umgewandelt wurden. Sie liegen unter den tiefermarinen mikritischen Pelagiten des obersten Abschnitts, der nach oben an die Molasse grenzt. Es handelt sich um geschüttete Kalkarenite mit oolithischen Grainstones (Karbonat-Klassifikation nach DUNHAM 1962) und Packstones mit Intraklasten und Biogenen (Tafel 1, Fig. 4). Sie reichen von 4050 m MD (3863,49 m TVD) bis etwa 4250 m MD (4056,66 m TVD). Die Ooide sind keine konzentrisch-schaligen Flachwasserooide mit glatten Rinden, sondern die Hüllen sind unregelmässig, teilweise unregelmässig wellig. Die Anzahl der Schalen schwankt innerhalb der jeweiligen Ablagerungsbereiche stark. Sie variieren zwischen einigen wenigen Lagen (Einfachooide) bis zu fünf bis sechs Umhüllungen. Häufig sind diese Komponenten lokal gradiert, was auf Umlagerung schliessen lässt. Wichtig für die Interpretation der Ablagerungssituation sind auffällige Verdichtungen vor allem der Einfachooide zu Mikrohartgründen (Tafel 1, Fig. 3), die signifikante Aufdomungen (Thrombolithe) bilden können. Zwischen den gewölbten Strukturen finden sich Hohlräume, die mit Internsedimenten vom gleichen Typ mitunter nur halb gefüllt sind. Sparitisch zementierte Thrombolithe (Peloidkrusten) erscheinen häufig auch mit mikritischem Bindemittel als pelmikritische Krusten, die sich als Ansammlungen von dicht angeordneten Peloiden äussern. Alle peloidischen Krustenkalke werden auf die sedimentbindende Aktivität von Cyanobakterien zurückgeführt.

Die Peloolithe sind charakteristische Faziestypen der «lagunären» Schwammkalke und sind in den europäischen Vorkommen weit verbreitet. Sie vermitteln zwischen der

zentralen Kieselschwamm-Mudmound- oder Riff-Fazies und den Beckenentwicklungen, die in tuberoide reiche Mikrite übergehen. Tuberoide werden als verkalkte Überreste (Mazerate) zerfallener Weichkörperanteile der Kieselschwämme gedeutet (FLÜGEL & STEIGER 1981). In Süddeutschland sind sie typische Bildungen in den Massenkalken (Massenkalk-Formation) und in den Felsenkalken (Felsenkalk-Formation), aber auch im Treuchtlinger Marmor (Treuchtlinger-Formation, NIEBUHR 2014).

3.2 *Pelmikrit mit Krusten, Schälchen und Schwammnadeln, Kieselschwammkalk*

Ein weiterer häufiger Faziestyp sind mikritische Kalke, welche aus Skeletten ehemaliger Kieselschwämme und pelmikritischen Krusten bestehen (Tafel 2, Fig. 1). In den sedimentären Zwischenräumen finden sich Mikrite mit kleinen Schälchen und calcitisierten Schwammnadeln. Die pelmikritischen Krusten sind häufig von sessilen Foraminiferen, Tubiphyten und mikritischen Wurmröhren (*Terebella*) umwachsen (Tafel 2, Fig. 2). In diesem Faziestyp sind Kieselschwamm-Skelette und Krusten innig miteinander verknüpft und bilden sich vielfach überwachsene Systeme.

Die Kieselschwammkalke mit Pelmikritkrusten sind typische Bildungen der «Mudmound-Fazies» in der mikritische Zwischenmittel nicht ausgewaschen worden sind. Als Mudmound-Bildungen werden flachhügelige, durch schlammige Sedimentation charakterisierte Bereiche beschrieben, die in ihrem Inneren ein biogenes «Riffgerüst» besitzen (GAILLARD, 1972, WAGENPLAST 1972). Sie kommen in Felsen- und Massenkalken vor, reichen aber auch in die darunter liegenden, wahrscheinlich gebankten Kieselschwammkalke. Sie sind vor allem im unteren Teil der Oberjura-Abfolge zwischen 4200 m MD (4008,24 m TVD) und 4345 m MD (4149,38 m TVD) verbreitet.

3.3 Strukturloser Mikrit

Fast strukturlose mikritische Schlammkalke sind Ausdruck energiearmer Beckensedimentation; im Profil der Bohrung GT-1 erscheinen sie in zwei Intervallen. Zum einen im Profilabschnitt direkt unterhalb der Grenze zur Molasse (Tafel 1, Fig. 2) zwischen 3991,25 m MD (3808,59 m TVD) und 4045 m MD (3858,78 m TVD). Zum anderen nehmen Mikrit-Cuttings nach unten in Richtung basalem Oberjura an Häufigkeit zu, enthalten jedoch einen zunehmenden Sandanteil, der in Richtung Dogger-Malm-Grenze immer grösser wird (ab etwa 4290 m MD bzw. 4095,43 m TVD). Biogene Komponenten dieser älteren Mikrite sind kalzitisierte Schwammnadeln, kleine Echinodermenreste (Reste von *Saccocoma*, Armfragmente einer freischwebenden Seelilie), Radiolarien und Kleinforaminiferen. Während die Mikrite des oberen Profilverteils diagenetisch kaum verändert sind, zeigen die tieferen Mikrite häufig Drucklösungssutturen. Sie verbinden sich hier mit komponentenreichen Knollenkalktypen der Tuberoide-Fazies.

3.4 Intramikrit mit Peloiden, Intraklasten und Tuberoiden

Neben den Kieselschwammkalken und den Peloolithen sind in beckenaher Lage Kalke der Tuberoide-Fazies ausgebildet. Hier sind die Kieselschwämme nur als kleine Resedimente in eine mikritische Grundmassen eingelagert. Zwischen ihnen treten massenhaft Intraklasten und mikritische Intraklasten-ähnliche Komponenten vom Typ der bereits oben erwähnten Tuberoide auf (Tafel 2, Fig. 3 und 4). Die Tuberoide erscheinen als unterschiedlich strukturierte meist rundliche Komponenten, die neben Kieselschwammresten auch aufgearbeitete Sedimentfragmente enthalten. Alle sedimentären Partikel «schwimmen» in der mikritischen Matrix. Die Tuberoidefazies durchsetzt die übrigen Typen der Kieselschwammfazies oder wechselt ab mit ihnen. Sie zeigt intensive Bioturbationserscheinungen und ist sehr häufig durch Styrolithisierung, d.h. die Ausbildung von Drucklösungssutturen geprägt. Die Drucklösung sorgt auch dafür, dass die Tuberoidekalke häufig als Knollenkalk entwickelt sind. Ein Seitenbohrkern enthält einen von Styolithen umgebenen Ammoniten. Die Kontur des Steinkerns zeigt eindeutig die Ausbildung einer knotenförmigen Oberflächenskulptur (ähnlich *Aspidoceras* oder *Sutneria*). Der Ablagerungstyp repräsentiert die Becken-Entwicklung der Schwamm-Riffe oder Mudmounds. Die Kalke umgeben diese Strukturen ringförmig oder füllen die Zwischenbereiche unter ihnen aus.

Die Tuberoide-Fazies reicht als marginale Fazies der Kieselschwamm-Riffe über die gesamte Schwammkalk-Entwicklung. Sie besitzt ein Maximum zwischen 4285 m MD (4090,57 m TVD) und 4315 m MD (4119,88 m TVD).

Die Tuberoide-Fazies reicht als marginale Fazies der Kieselschwamm-Riffe über die gesamte Schwammkalk-Entwicklung. Sie besitzt ein Maximum zwischen 4285 m MD (4090,57 m TVD) und 4315 m MD (4119,88 m TVD).

3.5 Kieselschwamm-Skelette mit Mikritrinden

Im unteren Bereich der mikritischen Fazies erscheint eine weitere Variante der Kieselschwamm-führenden Kalke. Es handelt sich um Wechsellagerungen von Mikriten und Lagen von hexactinelliden Kieselschwämmen, die typischerweise häufig Anbohrungen zeigen. Die kalzitisierten Kieselschwämme sind in diesem Sedimenttyp von dichten Mikritrinden umgeben und nicht von pelmikritischen Krusten. Möglicherweise ist dies ein Ausdruck tieferer Ablagerungsposition. Die Mikrite, mit denen die Kieselschwämme wechsellagern, enthalten häufig Reste von Mikrofossilien, wie *Saccocomen*, *Bositren* und *Protoglobigerina*.

Die Verbreitung im Profil verhält sich etwa wie die der Tuberoide-Fazies, zeigt jedoch zwei Maxima: eines im Bereich zwischen 4285 m MD (4090,57 m TVD) und 4335 m MD (4139,54 m TVD) und eines zwischen 4385 m MD (4188,61 m TVD) und 4395 m MD (4193,50 m TVD). Dieses zweite Maximum ist möglicherweise durch Nachfall im Cutting-Spektrum bedingt.

Tiefe m MD	Tiefe m TVD	Rote Ooide	Grüne Ooide	Grüne Krusten	Glaukonit- Körner	Besonderheit	Stratigraphie
4400	4203,3					Oberjura-Mikrite	Malm-Kalke
4404	4207,2					Malm-Basis	
4405	4208,2				vorhanden		Malm-Dogger- Oolith und Glaukonit
4407,5	4211,2		vorhanden		vorhanden		
4410	4213,1		vorhanden		vorhanden		
4415	4218,0	vorhanden	vorhanden		vorhanden	<i>Protoglobigerina</i>	
4420	4222,9		vorhanden	vorhanden			
4425	4227,8		vorhanden				
4430	4232,7		vorhanden		vorhanden	Qz.-Sandsteine	Dogger- Sandstein
4435	4237,7		vorhanden		vorhanden	Qz.-Sandsteine	
4440	4242,6		vorhanden		fraglich	Qz.-Sandsteine	
4445	4247,5		vorhanden		vorhanden	Qz.-Sandsteine	

Abbildung 2:
Verteilung von Eisenooïden und Glaukonit sowie anderer, aus dem gleichen Ablagerungsmilieu vorkommender Komponenten im Übergangsbereich Brauner/Weisser Jura.

3.6 Mikrobioklastischer Kalksiltit

Die Mikrite im unteren Profilabschnitt enthalten ab etwa 4380 m MD (4183,72 m TVD) kleine angulare Quarze. Gleichzeitig wird die mikritische Grundmasse gröber und entwickelt sich zu einem Kalksiltit. Neben den Quarzen werden auch kleine Foraminiferen, Echinodermenreste und Schälchen eingebettet (Tafel 3, Fig. 1).

3.7 Karbonatischer Siltstein mit Biogenen

Die mikrobioklastischen Kalksiltite gehen in karbonatische Siltsteine über (Tafel 3, Fig. 3). Unterhalb von 4404 m MD (4207,2 m TVD) werden diese Ablagerungen deutlich sandiger und enthalten dann zuerst selten, dann immer häufiger Glaukonitkörner. Eine gewisse Grenze lässt sich im Bereich um 4404 m erkennen, da die höher vorkommenden Kalksiltite hier deutlich mehr Kalzitadern enthalten und eine diagenetische bzw. tektonische Beeinflussung in diesem Bereich möglich erscheint.

3.8 Glaukonit-führende sandige Mergel und Siltsteine

Bei 4404 m MD (4207,2 m TVD) lässt sich der Beginn der Glaukonit-Führung in den siliziklastischen Gesteinen des Bohrprofils ausmachen.

3.9 Eisenoolith

Knapp unterhalb des Beginns der Sedimentation der karbonatischen Siltsteine mit Glaukonit erscheinen gelblich-grüne konzentrisch-schalige Eisenooïde (siehe Abb. 2). Sie werden allgemein als Chamosit-Ooïde beschrieben (Tafel 3, Fig. 4) und gewöhnlich als typische Dogger-Ablagerungen eingestuft. Die Cuttingsprektren, die unterhalb des Vorkommens der Chamosit-Ooïde liegen, enthalten auch selten Komponenten mit roten Eisenooïden. Eisenooïde werden als Bildungen küstennaher Vertiefungen interpretiert, die sehr stark unter dem Einfluss eisenreicher Lösungen und intensiver Bakterienaktivität stehen.

3.10 Karbonatischer Feinsandstein mit Biogenen

Der untere Bereich des Bohrprofils besteht aus bioturbaten Quarz-Fein- bis Mittelsandsteinen. Zwischen den glaukonitischen Siliziklastika und den Sandsteinen finden sich in den Cuttingspektren verschiedene andere Lithologien. Dies sind rote Eisenoolithe, Echinodermenspatkalke und Lumachellen. Es handelt sich um charakteristische Ablagerungen des Doggers, die in ihren Sedimentationsmustern überall in Mitteleuropa verbreitet sind.

4 Lithostratigraphische Grenzen

Anhand der Auswertung der Cuttingspektren und dem Vergleich mit Logging-Kurven ergaben sich folgende lithostratigraphische Grenzen.

1. Grenze Molasse-Jurakalke
2. Grenzen innerhalb der Jurakalke
3. Grenze zwischen Oberjurakalke und karbonatischen Siliziklastika
4. Grenze Dogger-Malm

Die Grenze Molasse-Jura und der Beginn der Quarz-Führung innerhalb der Jura-Karbonate waren klar erkennbar. Weitere Grenzen innerhalb der Oberjura-Kalke sind durch die sehr variable und ständig ineinander übergehende Faziesentwicklung nicht deutlich lokalisierbar und eher als Übergänge zu werten. Eine besondere Diskussion erfordert die Dogger-Malm-Grenze, da sie in der Literatur unterschiedlich definiert wird und datierbare Fossilien im Cuttingmaterial nicht vorhanden sind.

4.1 Die Grenze zwischen Molasse und Jurakalke

Ab der Tiefe 3991,25 m MD (3808,59 m TVD) enthalten die Cuttingspektren eindeutig mikritische Komponenten von Oberjura-Kalke. Oberhalb sind Oberjurakalke in seltenen Mikrobekzien aufgearbeitet (Tafel 1, Fig.

1). Einige Cuttingpartikel dieses Abschnitts können nicht eindeutig dem Oberjura oder der Molsse zugeordnet werden. Deshalb wird eine 5 m mächtige Übergangszone zwischen 3987,5 m MD und 3992,5 m MD ausgewiesen.

4.2 Grenzen innerhalb der Jurakalke

Lithostratigraphische Grenzen zwischen der Molasse-Grenze und dem Beginn der Quarz-Führung im tiefer liegenden Oberjura sind durch Übergangszonen charakterisiert. Die Seitenbohrkerne geben sehr klare Bilder von den Faziesverhältnissen, sie repräsentieren jedoch nur sehr kleine Ausschnitte aus der viele Meter mächtigen und sehr variablen Fazies der Kieselschwamm-Kalke. Relativ deutlich tritt der Übergang der Schlammkalke in die Kieselschwamm-Fazies hervor. Diese Grenze wird als Übergang von den <Felsenkalke> in die <Hangenden Bankkalke> gedeutet (BLÄSI 2013, GEYER et al. 2011). Darunter erstrecken sich die pelolithischen und tuberculolithischen Schwammkalke, deren interne Grenzen in den Cutting-Spektren durch allmähliche Fazieswechsel von grob spätig (sparitisch) zu mikritisch dominierten Gesteinstypen verdeckt werden. Lediglich der Wechsel zu Mikrit-dominierten Schwammkalke, die einerseits als <Wohlgeschichtete Kalke> interpretiert werden, andererseits Ähnlichkeiten mit Lochen- und Birmensdorfer-Schichten-Fazies besitzen, ist deutlich zu erkennen (GEYER & GWINNER, 1991).

4.3 Die Grenze zwischen den Oberjurakalke und der siliziklastischen Fazies im unteren Oberjura

Innerhalb der Oberjurakarbonate ist ein deutlicher Wechsel des Sedimentationsregimes erkennbar, da ab 4380 m MD (4183 m TVD) zunächst vereinzelte, darunter vermehrt angulare bis subangulare Quarze abgelagert werden. Hier wird die der Übergang zu den <Impressa-Mergeln> gesehen (BLÄSI 2013).

4.4 Die Dogger-Malm-Grenze

Die Grenze zwischen den lithostratigraphischen Einheiten der Weissjura-Gruppe und der Braunjura-Gruppe ist insofern deutlich, da die Karbonat-dominierten Gesteine bei 4404 m MD (4206 m TVD) von karbonatischen Siliziklastika abgelöst werden. Hierbei enthalten die Cuttingspektren vor dieser Tiefe (z.B. bei 4400 m MD) deutlich vermehrt Kalzitadern in den mikritischen Komponenten. Unterhalb dieser Zone finden sich die ersten Glauconit-Körner, zu denen sich 2,5 m tiefer die ersten gelblich-grünen Eisenooide beifügen.

Aufgrund der identischen Faziesentwicklung erscheint es nicht geboten, eine lithostratigraphische Grenze zwischen Weissem und Braunem Jura am Wechsel von glauconit-führenden und glauconit-oid-führenden Bereichen zu ziehen. Eine biostratigraphische Trennung zwischen Dogger und Malm ist aufgrund mangelnder datierfähiger Fossilien nicht möglich.

Die Cuttingspektren mit den vermehrten Kalzit-Adern in den Komponenten oberhalb von 4404 m lassen die Möglichkeit zu, dass hier ein nicht kontinuierlicher Wechsel in die siltitischen Karbonate vorliegt. Die Einstufung der glauconit-führenden Ablagerungen in die Glauconitsandmergel (basaler Oberjura) und die nur wenig tiefer folgenden oolithisch-glauconitischen Abschnitte als Oberster Dogger ist zwar plausibel aber nicht gesichert. Die Mehrheit der Chamosit-Ooide

führenden Sedimente dürften in den Dogger zu stellen sein, jedoch werden Oolithe auch innerhalb der basalen Oxford-Sedimente beschrieben (GYGI 2000).

Aufgrund dieser Interpretationsprobleme wird zwischen 4404 m MD und 4415 m MD die Festlegung einer Übergangszone Weissjura-Braunjura vorgeschlagen, da aus den Cuttingspektren aufgrund möglicher Verschleppung durch Nachfall die Gliederung in Glauconitsandmergel (Weissjura, Malm) und Chamosit-Oolithen (Brauner Jura, Dogger) nicht endgültig datiert werden kann.

5 Biostratigraphie

Die Datierung der lithostratigraphischen Einheiten mit Hilfe von Fossilien ist nur grob möglich. Hierbei wird die Abfolge der pelagischen Coenozonen (DIERSCHKE 1980, CRESCENTI 1971) herangezogen. Sie basieren auf dem Vorkommen von Mikrofossilien des hochmarinen Bereiches, die in den tethyalen Faziesräumen etabliert worden sind. Wichtig ist die Feststellung, dass das Oberjura-Profil der Bohrung Sankt Gallen GT-1 nach oben nicht bis in das Vorkommen von Calpionellen reicht. Somit dürften die erbohrten Jura-Karbonate kaum das Tithon erreicht haben. In den Mikriten sowohl der Kieselschwamm-Fazies als auch in den tiefer gelegenen Mikriten der ‹Wohlgeschichteten Kalke› sind Reste von *Saccocoma* häufig, wodurch diese Ge-

Alter der Coenozone	DIERSCHKE (1980) Tethys NKA	CRESCENTI (1971) Apennin	FARINACCI & RADOICIC (1964) Apennin, Dinariden	Bohrung Sankt Gallen GT-1
Ab oberes Mitteltithon	Calpionellen-Coenozone	Calpionella alpina	<i>Calpionella</i>	Nicht vorhanden
Oxford-Untertithon	Saccocomen-Coenozone	<i>Saccocoma</i>	<i>Saccocoma</i> Protoglobigerinen	Vorhanden
Dogger-Oxford	Radiolarien-Coenozone	<i>Globochaete alpina</i>		Durch andere Fossilien vertreten z.B. durch <i>Bositra</i> und <i>Protoglobigerina</i>

Abbildung 3: Biostratigraphische Gliederung der Bohrung Sankt Gallen GT-1 anhand der Coenozonen-Gliederungen der Tethys der Nördlichen Kalkalpen (NKA), Italiens und der Dinariden.

steine nach den Coenozonen-Gliederungen in das Kimmeridge gehören sollten. Eine Radiolarien-Coenozone ist in Sankt Gallen nicht ausweisbar, obwohl der Seitenbohrkern bei 4280 m einige Hohlraumfüllungen kugelig-er Mikrofossilien enthält.

6 Schlussfolgerungen

Die Bohrung Sankt Gallen GT-1 erschliesst unterhalb der Molasse eine Jura-Folge in Süd-deutscher bzw. Schwäbischer Fazies-Entwicklung (Abb. 4).

Die durch die Analyse der Cuttingspektren und der Seitenbohrkerne faziell unterscheidbaren Einheiten lassen sich teilweise gut den <Massen-> und <Felsenkalken> zuordnen. Andere Faziesvarianten sind nicht eindeutig mit den bekannten lithostratigraphischen Einheiten zu vergleichen. Dies betrifft die Mikrite über den Kieselschwammkalken, welche der Kieselschwammfazies sehr nahe stehen und einen Sedimentationswechsel zu

pelagischen Ablagerungen darstellen könnten (<Hangende Bankkalken>). Im unteren Profiltail sind die wahrscheinlich gebankte Wechselfolge aus mikrobioklastischen Mikriten und Kieselschwammagen wahrscheinlich den <Wohlgeschichteten Kalken> zuzuordnen, die auch Kieselschwamm-Bildungen enthalten können (ev. Lochenfazies). Der Beginn der Quarzführung unterhalb der geschichteten Schwammfazies lässt nur aus Analogie-Gründen eine Parallelisierung mit den <Impressa-Mergeln> des Oxford zu. Die im Dünnschliff erkennbare Kleinforaminiferen-Mikrofauna zeigt bislang keine eindeutige Einstufungsmöglichkeit. Unterhalb einer Zone mit deutlich vermehrtem Vorkommen von Kalzit-Adern in den Kalken folgt ein als <Übergangszone Dogger-Malm> definierter Abschnitt, der aus Glauconit- und Eisenooide-n-führenden sandigen Kalksiltiten und karbonatischen Feinsandsteinen (mehrheitlich mit gelblichen Eisenooide-n) besteht. Die zeitliche Aufteilung in einen Malm- bzw. Dogger-Anteil kann aus der Cutting-Ana-

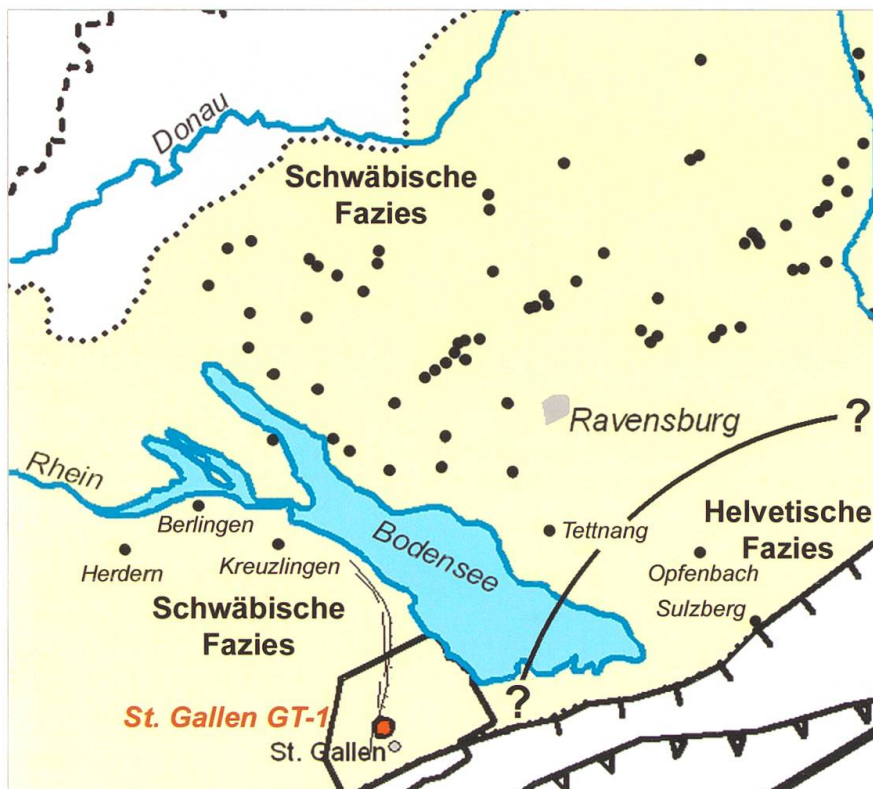


Abbildung 4: Hypothetische Faziesgrenze zwischen Helvetischer und Schwäbischer Fazies der Oberjura-Gesteine im Bodensee-Bereich (Grafik nach WOLFGGRAMM et al. 2012, verändert)

lyse aufgrund der mikrofaziellen Gleichartigkeit der Gesteine nicht genauer durchgeführt werden. Nach der bekannten Literatur würden die obersten 2,5 m glauconit-führender sandiger Kalksiltite dieses Intervalls dem Malm angehören und den Glauconitsandmergeln zugeordnet werden. Die Eisenooide-führenden stratigraphisch tieferen Sedimente würden dem Dogger angehören. Bezüglich des Übergangs zwischen den sandigen Kalksiltiten und den verstärkt Kluftkalzit-führenden Malmkalken ist ein tektonisch bedingter Wechsel der Gesteinsabfolge in Form einer Störung denkbar.

Literaturverzeichnis

- BLÄSI, H. (2013): Bericht zur Untersuchung der Malm- und Doggerstrecke der Geothermie Bohrung St.Gallen GT-1. – Interner Bericht Institut für Geologie Uni Bern und H.R. Bläsi Geo-Consulting Wünnwil für Stadtwerke Sankt Gallen, 1–6, 2 Fig., unveröffentlicht.
- CRESCENTI, U. (1971): Biostratigraphic correlations in the Jurassic facies of central Italy by means of the microfossils. – *Ann. Inst. Geol. Publ. Hungarici* 54/2, 209 – 213, 2 Abb., Budapest.
- DIERSCHKE, V. (1980): Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – *Geotekt. Forsch.*, 58, 1–217, 3 Taf., 45 Abb., 1 Tab., 7 Beil., Stuttgart.
- DUNHAM, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional structure. – *Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 1, 108 – 121, 7 Taf., Tulsa.
- FARINACCI, A., AND RADOICIC, R. (1964): Correlazione fra serie gioresi et cretacee dell'Apennino Centrale e delle Dinaridi esterne. – *Rendiconti* 7/2, Ser. 2, 269–300, 1 Taf., Rom.
- FLÜGEL, E., AND STEIGER, T. (1981): An upper Jurassic sponge-algal buildup from the Northern Frankenalb, West Germany. In Toomey, D. (Ed.), *European Fossil Reef Models. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, 30:371–397
- GAILLARD, C. (1972): Les éponges siliceuses des calcaires lités du Jura meridional (Oxfordien supérieur) – *Documents du Laboratoire Geologique de la Faculté de Science de Lyon*, p. 103–148, Lyon
- GEYER, M., NITSCH, E. & SIMON, TH. (eds.) (2011): Geyer, O., Gwinner, M.: *Geologie von Baden-Württemberg*. – 5. Auflage, 627 S., 185 Abb., 4 Tabellen, Schweizerbart, Stuttgart.
- GEYER, O. & GWINNER, M. (1991): *Geologie von Baden-Württemberg*. – 4. Auflage, 482 S., 255 Abb., 26 Tabellen, Schweizerbart, Stuttgart.
- GYGI, R. (2000): Integrated Stratigraphy of the Oxfordian and Kimmeridgian (Late Jurassic) in northern Switzerland and adjacent southern Germany. – *Memoirs of the Swiss Academy*, Vol. 104, 151 S., 44 Taf., Birkhäuser.90
- KEUPP, H., KOCH, R. & LEINFELDER, R. (1990): Steuerungsprozesse der Entwicklung von Oberjura-Spongiolithen Süddeutschlands: Kenntnisstand, Probleme und Perspektiven. *Facies* 23, 141 – 174.
- LEINFELDER, R., NOSE, M., SCHMID, D. & WERNER W. (1993): Microbial crusts of the Late Jurassic: composition, paleoecological significance and importance in reef construction. *Facies* 29, 195 – 230.
- NIEBUHR, B. (2014): Lithostratigraphie der Weissjura-Gruppe der Frankenalb (ausseralpiner Oberjura) und der mittel- bis oberjurassischen Reliktorkommen zwischen Straubing und Passau (Bayern). – *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, Heft 82, Schweizerbart (Nägele und Obermiller), Stuttgart.
- STEIGER, T. & JANSA, L. (1984): Jurassic Limestones of the Seaward Edge of the Mazagan Carbonate Platform, Northwest African Continental Margin, Morocco. – In Hinz, K., Winterer, E.L. et al., *Initial Repts. Of the DSDP*, Vol., LXXIX, 449 – 491, 14 Fig., 13 Pl Washington (U.S. Government Printing Office).
- STEIGER, T. & COUSIN, M. (1984): Microfacies of the Late Jurassic to Early Cretaceous Carbonate Platform of the Mazagan Escarpment (Morocco). – *Oceanologica Acta*, 1984, 111 – 126, Paris
- WAGENPLAST, P. (1972): Ökologische Untersuchung der Fauna aus Bank- und Schwammfazies des Weissen Jura der Schwäbischen Alb. – *Arbeiten aus dem Institut für Geologie und Paläontologie Universität Stuttgart*. Neue Folge. 67, 1 – 99.
- WOLFGRAMM, M., DUSSEL, M., LÜSCHEN, E., SCHULZ, R., THOMAS, R., KOCH, R. (2012): Zuflusszonen im Malm-Untersuchungen des geothermischen Hauptgrundwasserleiters im süddeutschen Molassebecken. – *bbr Sonderheft Geothermie 2012*, wvgw Wirtschafts- und Verlagsgesellschaft Gas und Wasser mbH, Bonn.

Bohrung Sankt Gallen GT-1

Cuttingproben und Seitenbohrkerne: Tiefenbereich: 3991–4100 m MD

Tafel 1

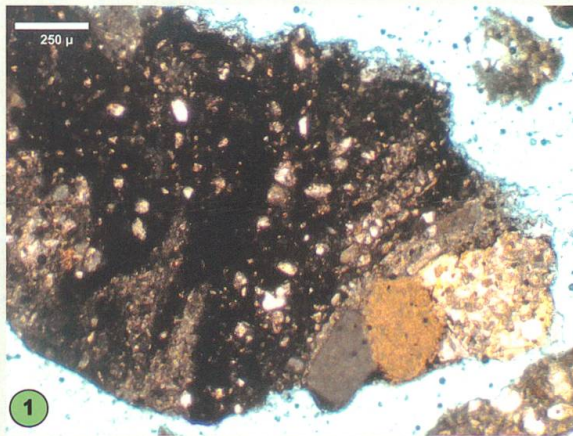


Fig. 1: Sandiger Erzhorizont mit angularen Quarzen und Karbonat-Geröllen. Die Mikrobrekzie zeigt ein dichtes Ablagerungsgefüge. Die Partikel stehen in stylolithischem Kontakt. Die Internschichtung der schwarzen Matrix ist wellig. Übergang Molasse-Jura. NPL. Tiefe 3991,25 m.

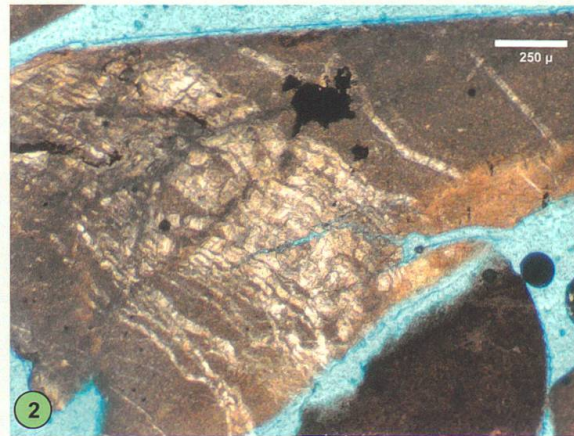


Fig. 2: Mikrit mit dicht stehenden dünnen Kalzit-Adern und authigenem Pyrit. Häufung von komplexen Kalzit-Adersystemen am Top der Oberjurakalke. Übergang Molasse-Jura (Malm-Anteil). NPL. Tiefe 3998,75 m.

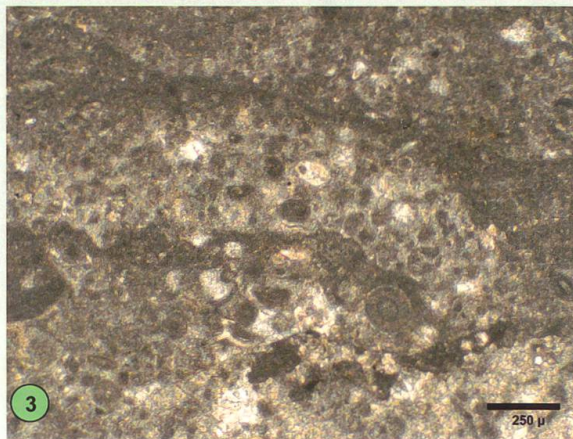


Fig. 3: Kalzitisch zementierter Hohlraum mit geopetal eingefülltem Internsediment. Bioturbationserscheinung in peloolithischer Lagune. Die gut sortierten Komponenten bestehen überwiegend aus kleinen konzentrisch-schalen Ooiden, die für die Nähe der Kiesel-schwamm-Fazies charakteristisch sind. XPL. Seitenbohrkern 4100 m. Malm.

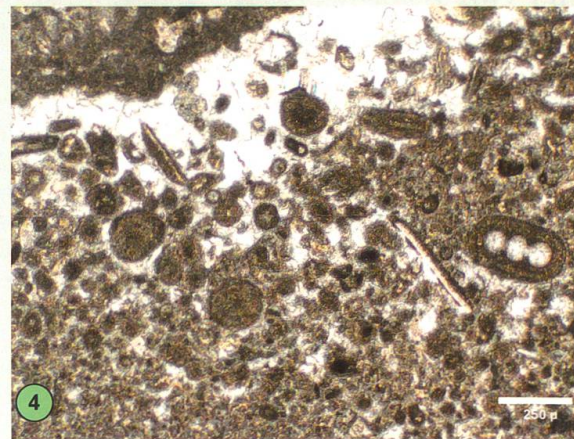


Fig. 4: Peloolithe mit umkrusteten Biogenen. Sparitische Krustenfazies. NPL. Seitenbohrkern 4100 m. Malm

Bohrung Sankt Gallen GT-1

Cuttingproben und Seitenbohrkerne: Tiefenbereich: 4190–4235 m MD

Tafel 2

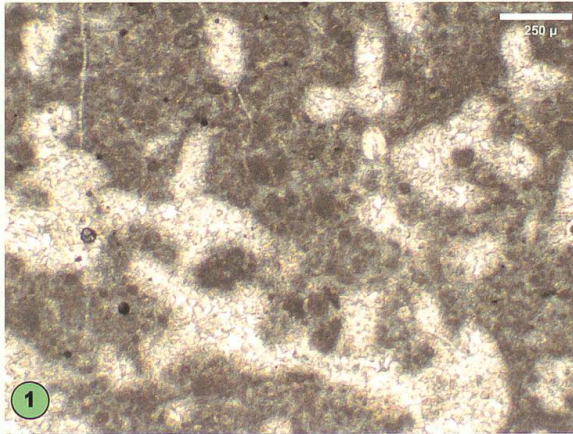


Fig. 1: Kalzitisiertes Kieselschwammskelett mit peloid-gefüllten Zwischenräumen. Das neomorphe Skelett wird von sehr dünnen Kalzitadern durchzogen. Zentrale Schwammfazies. NPL. Seitenbohrkern 4206 m. Malm.

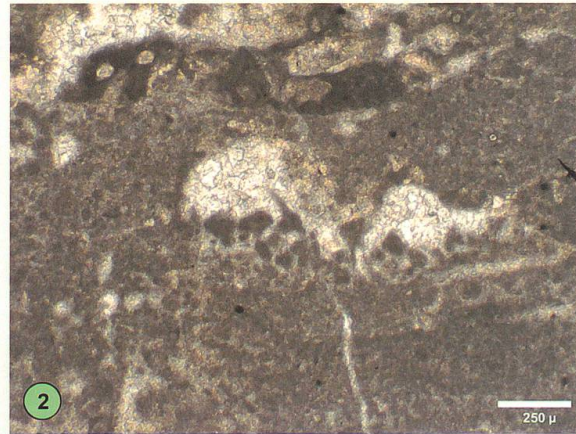


Fig. 2: Geopetal mit Peloiden gefüllte Hohlräume in einem pelmikritischen Schwamm-Krusten-Kalk. Mikrohartgründe mit Foraminiferenbewuchs erscheinen inmitten peloidischer Krusten. NPL. Seitenbohrkern 4206 m. Malm.

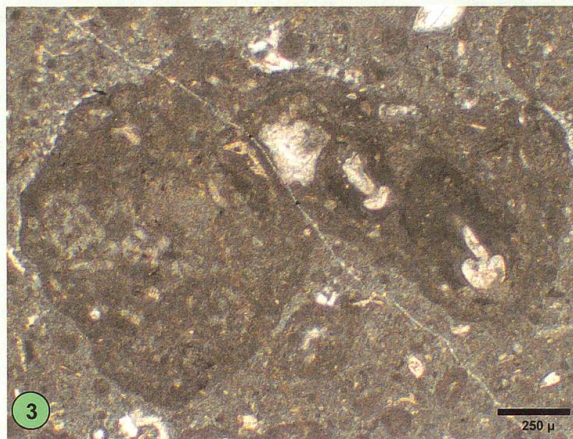


Fig. 3: Von Cyanobakterienkalk umkrustetes Tuberoid mit Tubiphytes. Die Internstruktur ist unregelmässig konzentrisch und wird von der Bildung des Tubiphyten «zerlappt» geformt. Mikritischer Intraklasten- und Tuberoidkalk NPL. Seitenbohrkern 4190 m. Malm.

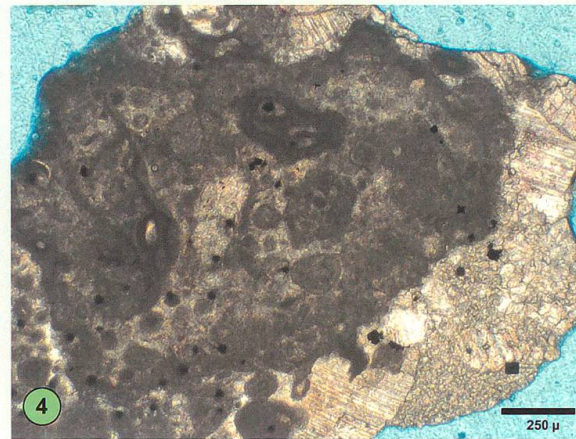


Fig. 4: Intraklast mit «lump»-artiger Umkrustung in Pelmikrospartit mit Ooiden und Kalzit-Ader. Die Komponente ist das Produkt einer mehrfachen Umlagerung und wiederholter Inkrustation, da im Inneren Intraklasten vorkommen, die ihrerseits sedimentäre Partikel enthalten. Lagunäre Tuberoidfazies. NPL. Tiefe 4235 m. Malm.

Bohrung Sankt Gallen GT-1

Cuttingproben und Seitenbohrkerne: Tiefenbereich: 4238–4414 m MD

Tafel 3



Fig. 1: Pelmikrit mit Tuberoïden, Intraklasten, Resten von *Bositra* und *Saccocoma* (Echinodermata, freischwebende Seelilie). Die Komponenten «schwimmen», schlecht sortiert, in mikritischer Grundmasse. Mikritischer Tuberoïdkalk XPL. Seitenbohrkern 4283 m Malm (Kimmeridge).

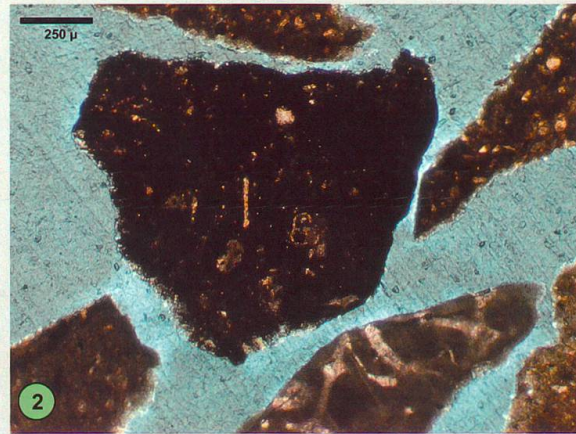


Fig. 2: Vererzter Mikrit mit Schalen und Protophibigerina. Das biostratigraphisch wichtige Fossil markiert zeitlich den Übergang Dogger-Malm. NPL. Tiefe 4415 m.

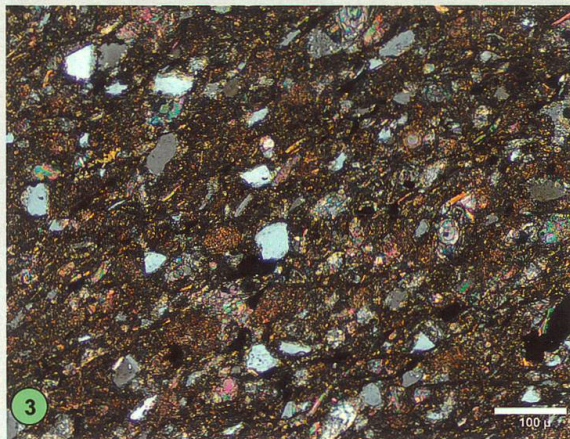


Fig. 3: Schlecht sortierter karbonatischer Feinsandstein mit vereinzelt groben Kalzitkristallen (Alizarin-rot S-Färbung) bei denen es sich wahrscheinlich um umkristallisierte Echinodermenreste handeln dürfte. Feinsandiger Kalkmergel (Impressa-Mergel). Seitenbohrkern 4399 m. Unterer Malm.

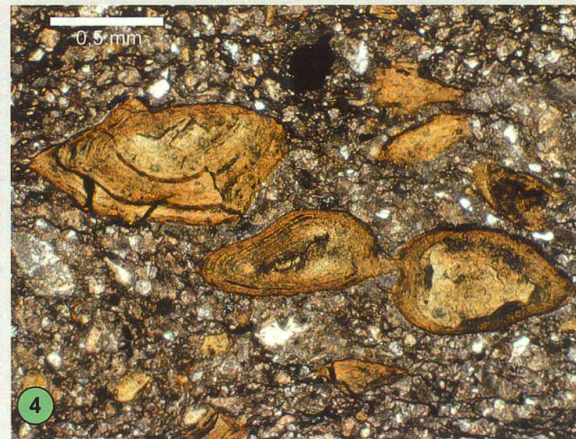


Fig. 4: Kompaktierte gelblich-grüne Eisenoïde (Chamosit-Ooide) in sandigem intraklastischem Packstone. Die Eisenoïde zeigen Risse und Kollapsstrukturen. NPL. Seitenbohrkern 4414 m. Übergang Dogger-Malm.