



Mikrofazies und Tonmineral-Stratigraphie im Bereich der Unteren und Oberen Mergelplatten (Bayern, Südliche Frankenalb; Kimmeridge 2.1 und 2.2; Malm Delta 1 und 2)

UWE KNOBLAUCH¹ & ROMAN KOCH¹



Geologische Blätter, 2022,
70, 4

KOCH, R (2022): Mikro-
fazies und Tonmineral-
Stratigraphie im Bereich
der Unteren und Oberen
Mergelplatten (Bayern,
Südliche Frankenalb;
Kimmeridge 2.1 und 2.2;
Malm Delta 1 und 2). –
Geologische Blätter, 2022,
70, 4: 165-201; 9 Abb.,
1 Tab., 3 Taf.; Erlangen;
<https://doi:10.23689/figeo-YY>

Copyright: © 2022 by the
author(s).

This article is an open
access article distribu-
ted under the terms and
conditions of the Creative
Commons

Attribution (CC BY) li-
cense (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).



¹Dipl. Geol. Uwe Knoblauch und Prof. Dr. Roman Koch; Friedrich-Alexander-Universität Erlangen, GZN, Paläontologie, Loewenichstr. 28, 91054 Erlangen

Zusammenfassung. Im Steinbruch der Firma Balz (Pappenheim) wurde ein Intervall von 18 m Mächtigkeit im Bereich der Unteren Mergelplatte und der Oberen Mergelplatte (Grenzbereich Malm Delta 1-3) der Treuchtlingen Formation untersucht. Die Schichtfolge (16 Bänke; Schichten) kann über mehrere 10-er Kilometer in der Südlichen Frankenalb korreliert werden.

Die Bänke sind durch deutliche »Hauptfugen« voneinander getrennt und zeigen oft auch schwach ausgebildete Bank-interne »Nebenfugen«. Die mikrofazielle Analyse wurde anhand von 22 Proben mittels petrographischer Dünnschliffe und röntgenographischer-Analysen zur Ermittlung der tonmineralogischen Zusammensetzung der Nichtkarbonate durchgeführt.

Die Bänke bauen sich aus Horizonten verschiedener Partikelkalke (Mikrofazies-Typen) mit charakteristischen Karbonatgehalten auf. Matrix-reiche Wackestones (92-96% Karbonatgehalt), Partikel-reiche Packstones und mikrobielle Bindstones (94-98%) wechseln sich in vertikaler Folge ab. Eingeschaltete Mergel sind entsprechend ihres Anteils an Nichtkarbonaten unterschiedlich ausgebildet.

Die Partikelkalke zeigen wechselnde Matrix-Gehalte und Mächtigkeiten von Zentimetern bis Dezimetern innerhalb der Bänke. Sie spiegeln einen stetigen Wechsel der Wasserenergie von gering bis mäßig im Ablagerungsraum wider.

Dünne Schalen planktonischer Bivalven (Filamente) wurden zu Zeiten erhöhter Wasserenergie aus entfernten, südlichen Meeresbereichen eingeschwemmt. Mikrobielle Lagen deuten auf eine Fixierung von vorher abgelagerten Sedimenten. Mikrobielle Aktivität führte zu dünnen, mikrobiellen Sedimentlagen, zu rundlichen Onkoiden mit mikritischen Kernen und zur Bildung von länglichen Filament-Onkoiden mit dünnen, langen Filamenten als Kern. Kleine domförmige mikrobielle »Stromatolithe«, Zusammenwachsen von Tubiphyten und Serpuliden in kleinen Clustern stellen kleine riffogene Strukturen dar, die lokal am Meeresbodens wachsen konnten, der nur ein geringes Relief von Zentimeter bis Dezimeter Höhe aufgewiesen hat.

Röntgenographisch, tonmineralogische Untersuchungen zeigen vier Zonen unterschiedlicher Zusammensetzung der Tonmineral-Vergesellschaftung. Eine basale

Mica-Chlorit-Zone wird von einer Kaolinit-Mica-Montmorillonit-Zone überlagert, die an der Unteren Mergelplatte endet. Der Bereich zwischen der Unteren und der Oberen Mergelplatte (Bank 19 bis Bank 25) weist in der liegenden Hälfte eine Mica-Mixed-Layer-Montmorillonit-Zone mit Spuren von Chlorit und eine Mica-Montmorillonit-Zone im oberen Teil auf.

Zusammenhänge zwischen dem Vorkommen von Onkoiden und Filament-Onkoiden sowie den Tonmineral-Assoziationen deuten auf spezifische klimatologische Bedingungen hin. Die Entwicklung eines tropisch humiden zu einem tropischen, semi-ariden Klima mit entsprechendem Verwitterungspotential kristalliner Gesteine des nahen Böhmisches Massivs und Bildungsbedingungen der Tonmineral-Assoziationen im Untersuchungsbereich ist wahrscheinlich.

- **Schlüsselwörter:** *Kimmeridge 1-3, Untere und Obere Mergelplatte, Mikrofazies, Tonmineral-Vergesellschaftungen, Südliche Frankenalb, Süddeutschland.*

1. Einleitung

Die stratigraphische Untergliederung des Oberen Jura in Süddeutschland stellt ein großes Problem dar, da entsprechende Leitfossilien fehlen. Schwämme, Brachiopoden, Foraminiferen und andere Mikroorganismen erlauben keine klare Abgrenzung in gut definierte stratigraphische Einheiten. Ammoniten stellen immer noch die Fauna mit dem größten biostratigraphischen Leitwert für den Oberjura in Süddeutschland dar. Doch werden biostratigraphisch verwertbare Exemplare relativ selten und in großen vertikalen zeitlichen Abständen gefunden. Dies ist u. a. darin begründet, dass Ammoniten vorwiegend in mergeligen, tonigen Schichten zu finden sind, während sie im sogenannten Massenkalk und Massendolomit sehr selten vorkommen. Neue gut bestimmbare Funde führen immer wieder zu Verschiebungen der bisher definierten stratigraphischen Grenzen.

Daher handelt es sich bei den stratigraphischen Angaben, wie sie z. B. in den bekannten und sehr übersichtlichen Darstellungen von MEYER & SCHMIDT-KALER (1991) für die drei großen faziellen Bereiche des Oberjura in der *Nördlichen, Mittleren und Südlichen Frankenalb* angegeben werden, um lithostratigraphische Unterteilungen. Sie wurden auf der Grundlage von Jahrzehnte-dauernden, umfassenden Geländeuntersuchungen auch von lateralen Faziesänderungen sorgfältig erstellt und stellen immer noch das grundlegende stratigraphische Gerüst für den Oberjura in Bayern dar.

In der Arbeit von NIEHBUR & PÜRNER (2014) wird eine verfeinerte Lithostratigraphie für die *Nördliche, Mittlere und Südliche Frankenalb* präsentiert, die Großteils auf den von ZEISS (1977) definierten lithostratigraphisch/faziellen Unterteilungen in Formationen und Subformationen basiert. Diese dokumentieren regional unterschiedliche Ausbildungen

einer lithostratigraphisch definierten Einheit und ermöglichen es, kleinräumige laterale Faziesänderungen zu erkennen.

Aufgrund dieser biostratigraphischen Unschärfe wird seit der grundlegenden Arbeit von BAUSCH (1980) zur räumlichen Verbreitung von Silt- und Ton-Anteilen und von unterschiedlicher Tonmineral-Assoziationen in den Schichten des Oberjura immer wieder versucht, eine mineralostratigraphische und tonmineralogische Untergliederung zu erstellen, die eventuell sogar über Faziesgrenzen hinweg anwendbar sein könnte.

In diesem Zusammenhang müssen auch die Arbeiten von v. FREYBERG (1966, 1967) genannt werden, der mit der Stromatometrie gezeigt hat, dass Mergelfugen, die Zeiten des verstärkten Eintrages von Nichtkarbonaten in das flache oberjurassische Epikontinentalmeer dokumentieren, über sehr große Entfernungen parallelisiert werden können, wenn nicht markante primärfazielle Änderungen eintreten.

In der vorliegenden Arbeit werden tonmineralogische Untersuchungen in Anlehnung an die bisher von BAUSCH (1980, 1996) und SCHWEIZER (1996) präsentierten Studien mittels Röntgendiffraktometrie durchgeführt. Es wurde der Bereich um die Untere und Obere Mergelplatte gewählt, der im Steinbruch Balz bei Treuchtlingen sehr gut aufgeschlossen war. Die beiden Leithorizonte der Unteren und der Oberen Mergelplatte stellen über sehr weite Entfernung anwendbare lithostratigraphische Marker im Kimmeridge dar, wie von bereits ZEISS (1977) dokumentiert.

Ferner wird die mikrofazielle Entwicklung der analysierten Schichtfolge untersucht, die zeigt, dass die in der Literatur vorhandene Definitionen von »Schwamm-Riffen« und »Schwamm-Biostromen« nach MAYER & SCHMIDT-KALER (1991) nicht mehr haltbar sind. Wie bereits KOTT (1989) für die gesamte Schichtfolge des Treuchtlinger Kalkes beschrieben und KNOBLAUCH (2004) für den hier behandelten Bereich der Unteren und Oberen Mergelplatte im Detail dokumentiert hat, handelt es sich überwiegend um einen engständigen vertikalen Wechsel von Packstones und mikrobiellen Bindstones mit zahlreichen abiogenen und biogenen Komponenten, in denen auch gelegentlich Schwammbruchstücke auftreten.

2. Die Lage des Untersuchungsgebietes

Das untersuchte Profil befindet sich im Stbr. der Firma Balz bei Grafenmühle etwa 4 km südöstlich der Stadt Treuchtlingen und 2 km westlich der Ortschaft Pappenheim im Landkreis Weißenburg/Gunzenhausen (Abb. 1).

Das bearbeitete Gesamtprofil (R⁴⁴22680 und H⁵⁴22140) umfasst von seinem tiefsten Punkt auf etwa + 457 m NN bis zum höchsten Punkt auf 475,5 m NN ca. 18 Höhenmeter.



Abb. 1: Die Lage des Steinbruchs der Firma Balz zwischen Treuchtlingen und Pappenheim. Heute grenzt der Steinbruch Balz unmittelbar an den großen Steinbruch der Firma Frankenschotter (Quelle Google Maps).

Aufgeschlossen sind die dickbankigen Kalke des Treuchtlinger Kalksteins (»Marmor«) des obersten Kimmeridge 1.3 (Malm Gamma 3) und des Kimmeridge 2.1 und 2.2 (Malm Delta 1 und Delta 2). Dies entspricht in der regionalen Bezeichnung der Bänke (Schichten) den Banknummern 6 bis einschließlich 25 (Obere Mergelplatte).

Besonders auffällig sind charakteristische Leithorizonte wie die Bank 12 (3-Platten Bank) mit stark ausgeprägten bankinternen Nebenfugen, die Bank 19 (Untere Mergelplatte; Grüne Platte) mit schichtparallel herausgewitterten und grünlich gefärbten Mergelfugen und die Bank 25 (Obere Mergelplatte).

3. Biostratigraphie und Lithostratigraphie

Die von MEYER & SCHMIDT-KALER (1991) erstellen bio/lithostratigraphische Darstellung für die Südliche Frankenalb stellt ein ausgezeichnetes Grundgerüst für Detail-Studien zur Mikrofazies und Diagenese der Malm-Karbonate dar (Abb. 2).

Vorrangiges Ziel der Aufschluss-Untersuchungen war es meist, das biostratigraphische Gerüst des Oberjura, das von v. GÜMBEL (1891) und QUENSTEDT (1858) entwickelt wurde und auf der Ammoniten-Stratigraphie beruht, zu verfeinern (SCHMIDT-KALER & ZEISS 1973, ZEISS 1977).

In jüngster Zeit wurden vermehrt genauere Daten zur Kimmeridge/Tithon-Grenze und für die Hangenden Bankkalke des Tithon im Schwäbischen Oberjura präsentiert SCHWEIGERT (2007).

Die neueste Arbeit zur biostratigraphischen/lithostratigraphischen Unterteilung des Oberjura in Franken von NIEBUHR & PÜRNER (2014) dokumentiert auch detaillierte Untergliederungen, die sich sowohl auf lokalen Faziesänderungen als auch auf neuen Ammonitenfunden gründen.

Eine besondere lithostratigraphische Methode stellt die »Stromatometrie« v. FREYBERG (1966, 1967) dar, die auf einer Bank-für-Bank Korrelation beruht und im Grunde die Korrelation von Mergelfugen (Ton-Anreicherungen) darstellt. Sie ist sehr gut in den Schichten des Oxford

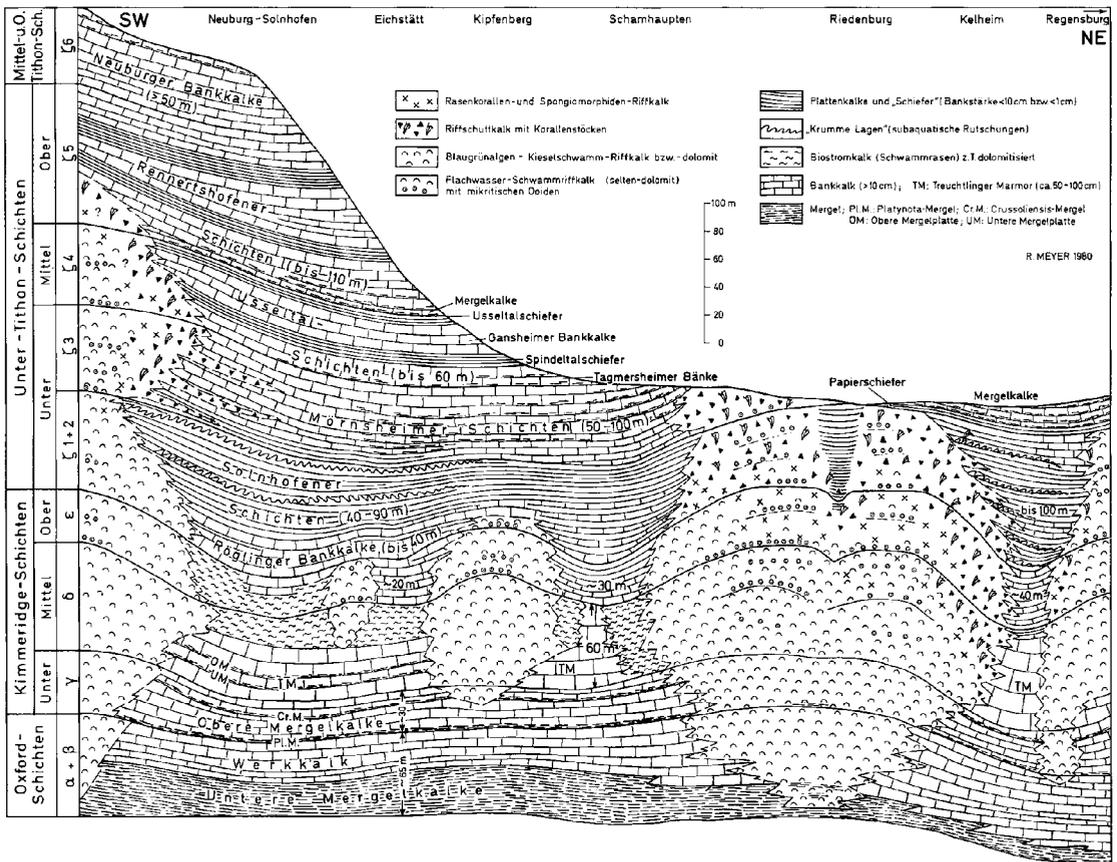


Abb. 2: Fazieschema und Gliederung des Malm der Südalb (MEYER & SCHMIDT-KALER 1991).

(Malm Alpha und Beta) und des Unteren Kimmeridge (Malm Gamma) anwendbar, versagt aber, sobald Massenkalk (Dolomite) eingeschaltet sind und eine deutliche Schichtfolge nicht mehr zu erkennen ist.

4. Die Faziale Entwicklung in der Südlichen Frankenalb (Schwerpunkt Treuchtlinger Kalkstein)

Die Schichten des Oberjura werden in den meisten »klassischen« Arbeiten in die gebankte Fazies (Schichtfazies) und in die Massenfazies (Massendolomit »Riff-Fazies«; »Schwamm- und Mikrobenriffe«) eingeteilt (Abb. 2). Die für die Biostratigraphie wichtigen Ammoniten wurden fast ausschließlich in der gebankten Fazies gefunden, während sich die Massenfazies als fast frei von Ammoniten erwiesen hat (GWINNER, 1976; MEYER, 1977; MEYER & SCHMIDT-KALER, 1990a; KEUPP et al., 2007).

Mikrofaziale Untersuchungen, die zunächst vorwiegend in der Schwäbischen Alb durchgeführt wurden, zeigten dass etwa 70% der als Schwamm-Mikrobenriffe (»Bioherme und Biostrome«) bezeichneten Massenkalk aus Peloid-Lithoklast-Ooid-Partikelkalken bestehen (KOCH et al. 1994, SCHALLER & KOCH 1996, VOLK et al. 2001, PAWELLECK & AIGNER 2002, 2004). Vergleichbare mikrofaziale Untersuchungen in der Südlichen Frankenalb (BLANK 1998) zeigen, dass diese Ergebnisse auch für viele der hier vorhandenen Massenkalk (»Riffe«) gelten (KEUPP et al. 1990; KOCH et al. 1994).

Die Treuchtlinger Fazies der Dickbank-Kalke (Abb. 3), die bisher als Schwamm-Biostromkalke bezeichnet wurde (MEYER & SCHMIDT-KALER, 1990a), erwies sich dabei ebenfalls als Partikelkalke, in denen nur gelegentlich Bruchstücke und vereinzelte Exemplare von Schwämmen vorkommen (KNOBLAUCH 2004).

Kalksteine vom Typ Treuchtlinger und Eichstätter Kalkstein stellen Ablagerungen von Karbonatsanden dar, die im flachen oberjurassischen Epikontinentalmeer abgelagert wurden und aus zahlreichen Partikeln bestehen. Sie wurden auf der sogenannten Bayerischen Schwamm-Ooid-Plattform in einem Gebiet von etwa 60 km in W-O-Richtung und mehr als 100 km in N-S-Richtung sedimentiert. Diese Plattform umfasst die Gebiete der Südlichen Fränkischen Alb und setzt sich nach Süden im Untergrund des Molasse-Beckens bis unter die Nördlichen Kalkalpen fort (KOCH 1997).

Diese in Treuchtlingen, Pappenheim und in Petersbuch in mehreren Steinbrüchen abgebauten braungrauen bis blassgrauen und gelblichen Kalksteine (KOCH & RITTER-HÖLL 2022) unterscheiden sich auf den ersten Blick nur wenig. Sie enthalten neben abiogenen Komponenten (Lithoklasten, Ooide, Peloid, Onkoide) vielfach Reste von unterschiedlich großen biogenen Bruchstücken (Schwämme, Brachiopoden, Muscheln,

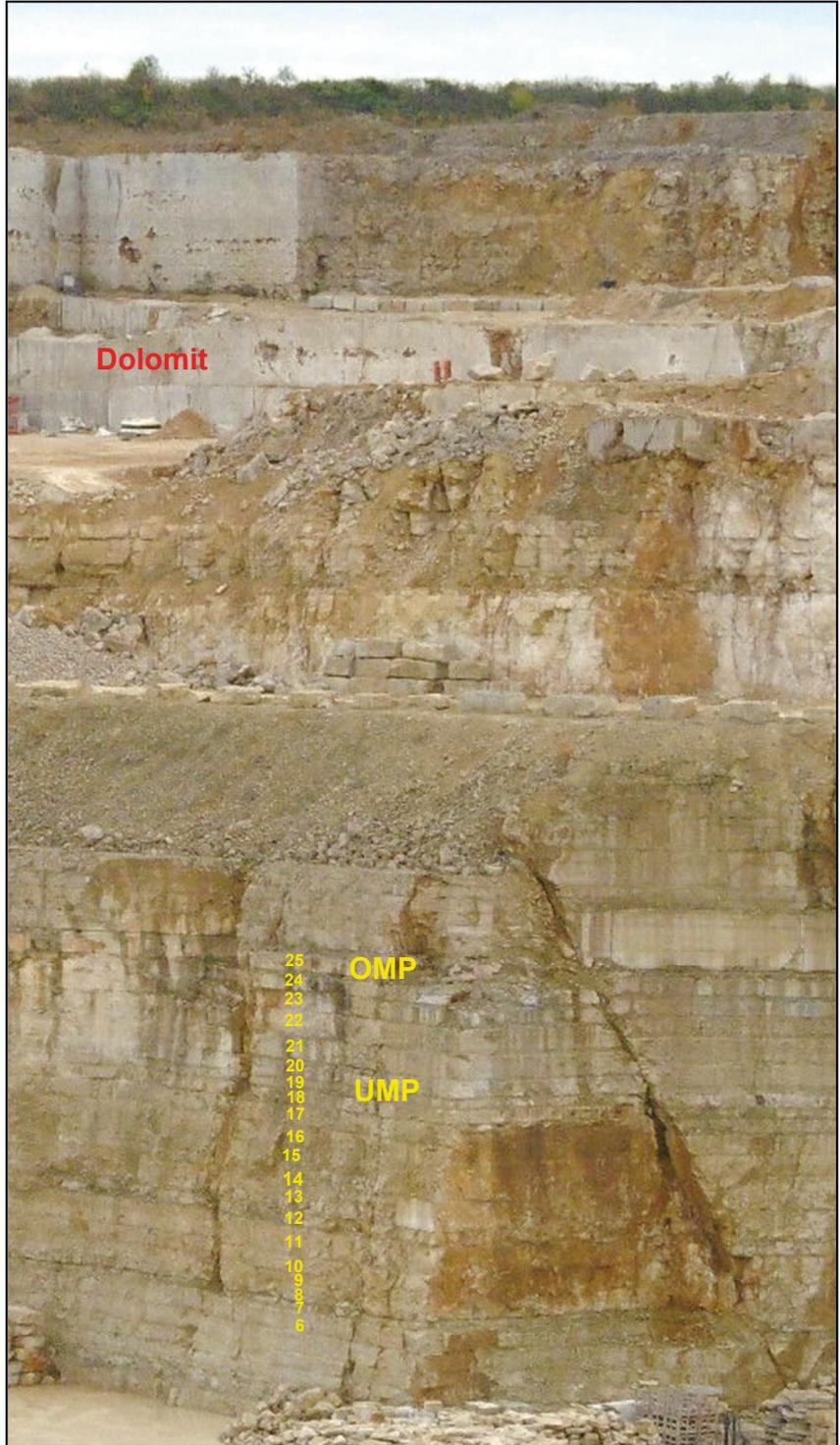


Abb. 3: Die Bankfolge des Treuchtlinger Kalksteins im Steinbruch Frankenschotter bei Treuchtlingen mit Nummerierung der Schichten gemäß BEYER & GRIMM (1997). Die Untere (UMP) und Obere Mergelplatte (OMP) sind markiert. Das obere Drittel der etwa 60 m mächtigen Abfolge besteht in diesem Steinbruch aus Dolomit (dolomitisierte Dickbank-Kalke).

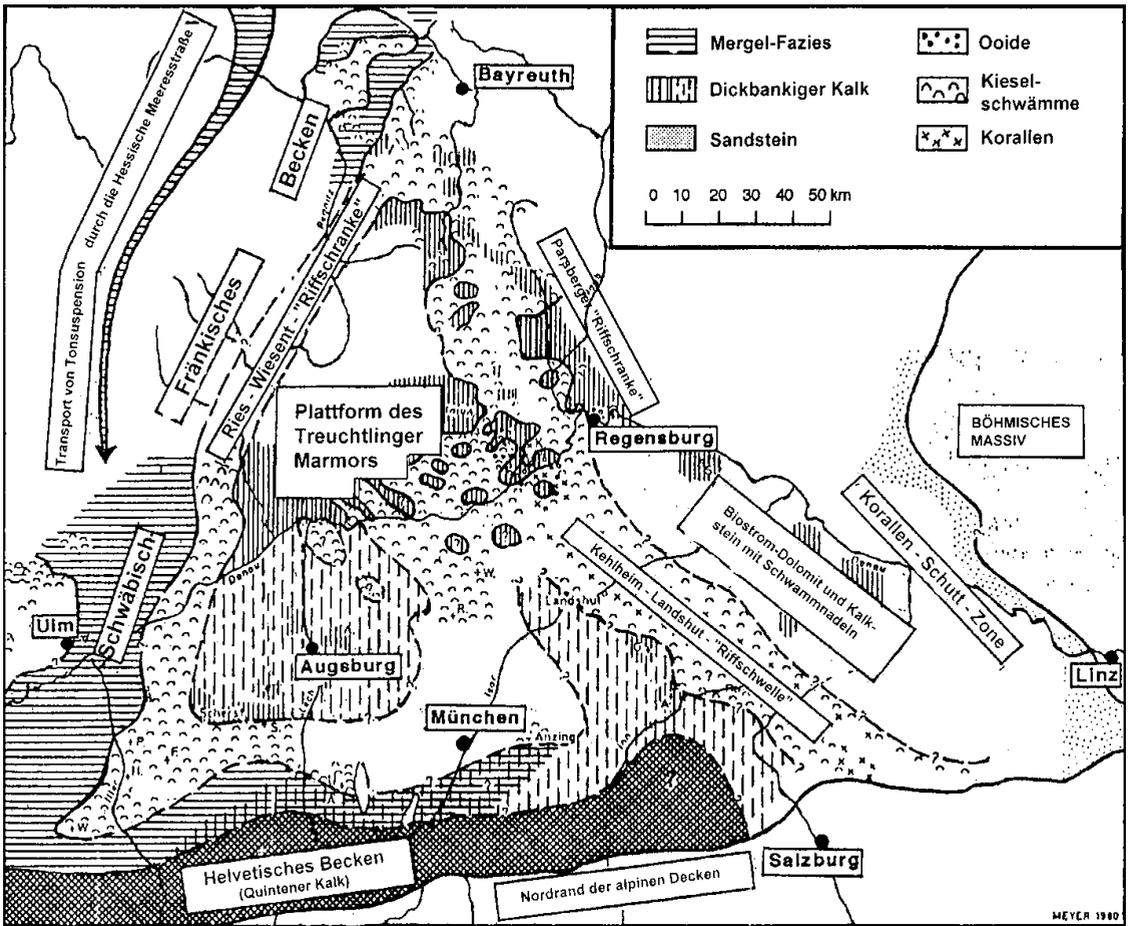


Abb. 4: Die Karbonatplattform des Treuchtlinger Kalksteins (»Marmor«) nach MEYER & SCHMIDT-KALER (1990a).

Foraminiferen) und zeigen unterschiedliche Qualität innerhalb der 25 übereinanderliegenden Abbaubänke mit Mächtigkeiten von Dezimeter bis 2 m (Abb. 3). Diese Bänke wurden bereits zur frühen Zeit des Abbaus vom Liegenden zum Hangenden zur besseren Identifizierung und lateralen Verfolgung hochwertiger Kalkbänke nummeriert und dabei auch die Verwendungsmöglichkeit der Bänke definiert (vgl. Abb. 8).

Viele Bänke haben von den Steinbrucharbeitern Bezeichnungen erhalten, die ihr Erscheinungsbild schnell charakterisieren sollen (Z.B. Glaser, Geblünte Bank, Travertin).

MEYER & SCHMIDT-KALER (1990a) interpretieren eine Karbonatplattform des Treuchtlinger Kalkes (damals noch Treuchtlinger *Marmor* genannt; in der Steinindustrie konnten alle polierfähigen Kalksteine *Marmor* genannt werden). Diese Karbonatplattform erstreckte sich von einem Korallen-Riffzug am Rande des Böhmisches Massivs nach Westen bis zum sogenannten Schwäbischen Mergelbecken und grenzt nach Norden

an die Fazies der Mittleren Frankenalb mit mehr Anteilen an Bankkalken und Mergeln. Nach Süden in das Molassebecken liegen zur Zeit dieser Veröffentlichungen nur sehr begrenzte Informationen aus Bohrungen im Molasse-Becken vor (Abb. 4), weshalb dieser Bereich nördlich und westlich von München ohne Signaturen ausgehalten wurde.

KOTT (1989) stellte für die Bänke des Treuchtlinger Kalksteins der Südlichen Frankenalb den Wechsel einer »Hartgrund-Fazies« und einer »Weichgrund-Fazies« fest, was zu der Abfolge der einzelnen Bänke mit Mergelgrenzen führte. Eine bioklastische Fazies (Grainstone-Packstone) tritt besonders im »kurzfristigen« vertikalen Wechsel mit einer Peloid-Krustenfazies auf (Bindstones mit Schwämmen), deren Verteilung von den lokalen hydrodynamischen Bedingungen gesteuert wurden.

KOTT (1989) interpretiert die Position der Massenkalk (»Schwamm-Riffe«, Schwamm-Mikroben-Assoziationen) als randliche Besiedlung von Plattformen aus Treuchtlinger Kalkstein (Partikelkalk). Dieses Modell wird durch Arbeiten über deutliche Änderungen der mikrofazialen Ausbildung der Bänke bestätigt (KNOBLAUCH 2004, KOCH et al. 1994, KOCH, 2000). Diese Arbeiten zeigen ferner, dass diese von KOTT (1989) gefundene zweiphasige Sedimentation wesentlich differenzierter ist; was durch das Sedimentations-Modell von WALTHER (1894; Walthersche Regel) erklärt wird.

KNOBLAUCH (2004) unterscheidet fünf Mikrofaziestypen in dem hier untersuchten Profil, die auch unscharfe Übergänge untereinander zeigen und benennt diese gemäß DUNHAM (1966) und FOLK (1959). Er unterscheidet bioklastischen Mud- bis Wackestone-Floatstone (*MFT 1; Biomikrit*), Lithoklastführenden Wackestone (*MFT 2; Intramikrit*), Lithoklast Packstone (Rudstone) (*MFT 3; dicht gepackter Intramikrit-sparit*), stromatolithischer (mikrobieller) Bindstone (*MFT 4; Biolithit*) und stromatolithischer Bindstone im Wechsel mit Peloid-Lithoklast Pack- bis Grainstones (*MFT 5; Biolithit im Wechsel mit Intrapelsparit*).

Die Formation des »Treuchtlinger Marmors« beginnt mit der sogenannten »Basisbank«, in der erstmals vollständig erhaltene Schwämme zumeist in Lebendstellung auftreten. Die vom Liegenden zum Hangenden aufsteigende Banknummerierung wurde von STREIM (1961) eingeführt.

Das Einsetzen der dickbankigen Fazies des Treuchtlinger Kalksteins wurde traditionell über den splittrigen Uhlandi-Kalken als Kimmeridge 1/Kimmeridge 2-Grenze (Malm Gamma/Malm Delta- Grenze) gesehen. Die biostratigraphischen Arbeiten von ZEISS (1964) und BANTZ (1970) zeigen allerdings, dass die ersten Bänke (ca. 6 m Mächtigkeit) des Treuchtlinger Kalksteins dem Kimmeridge 1 (Malm Gamma) zugeordnet werden müssen.

5. Die Untere und Obere Mergelplatte sowie weitere charakteristische Bänke in der Schichtfolge des Treuchtlinger Kalksteins

Beschäftigt man sich mit ausgewählten Schichtgliedern des Malm der Südlichen Frankenalb im Detail oder generell mit dem Malm in der Fränkischen und Schwäbischen Alb, sollte man sich nicht zu intensiv mit den je nach Forschungsstand veränderlichen stratigraphischen Grenzen und sich ändernden Bezeichnungen mancher Schichtglieder auseinandersetzen. Dies ist Aufgabe der litho- und biostratigraphischen Forschung, die immer wieder erstaunliche Ergebnisse aus bis dato »Fossil-leeren« Intervallen präsentiert, die dann besonders in der neueren Zeit zur Verschiebung jahrzehntelanger »statischer« Grenzen führten (Schweigert 2007).

Daher ist es angebracht, im Detail untersuchte Abfolgen mit den zur Zeit ihrer Veröffentlichung angegebenen stratigraphischen Einstufungen anzugeben, um diese dann aufgrund neuerer Erkenntnisse später in die z. B. internationale Stratigraphie des Oberen Jura eingliedern zu können.

Die *Knollige Lage* (Bank 2a; STREIM 1961) ist die erste von drei auffälligen Mergelhorizonten in der Schichtfolge.

Die *geblünte Bank* (Bank 11; STREIM 1961) gehört mit einer Mächtigkeit von 130 cm zu den qualitativ hochwertigen Lagen des Treuchtlinger Kalksteines. Sie wird auch »Travertin« oder »Rahmweiß« genannt und zeichnet sich durch ihren bereits im Aufschluss erkennbaren hohen Gehalt an Tubiphyten (FLÜGEL 1981) aus.

Die *3-Platten Bank* (Bank 12; STREIM 1961) wird durch zwei bankinterne Nebenfugen in drei vom Liegenden zu Hangenden 9 cm, 58 cm und 23 cm mächtige Einzelplatten unterteilt.

Die *Untere Mergelplatte* (Bank 19; UMP; STREIM 1961) besteht aus einer etwa 40 cm mächtigen Kalkbank, die von zwei etwa 14 cm starken Mergelfugen umrahmt wird. Diese Mergel bilden in angewitterten Aufschlusswänden zwei tiefe charakteristische Horizonte.

Die *Obere Mergelplatte* (Bank 25; OMP; STREIM 1961) ist ca. 65 cm mächtig und wird im Liegenden und Hangenden von zwei etwa 30 cm starken Kalkmergeln begleitet.

Im Gelände sind die Untere und Obere Mergelplatte meist gut zu erkennen. So verursacht die Obere Mergelplatte sogar in den massig wirkenden Zwölf-Apostel-Felsen eine Hohlkehle, die den flachen welligen Bau eines Riffkomplexes nachzeichnet (MEYER & SCHMIDT-KALER 1984).

Diese Untere und Obere Mergelplatte des Kimmeridge stellen zwei lithostratigraphische Marker dar, die in der Fränkischen Alb stets als Leit-horizonte im weitesten Sinn verwendet wurden. Eine »Aufspaltungen der Horizonte«, die eventuell eine differenzierte Morphologie des Meeresbo-

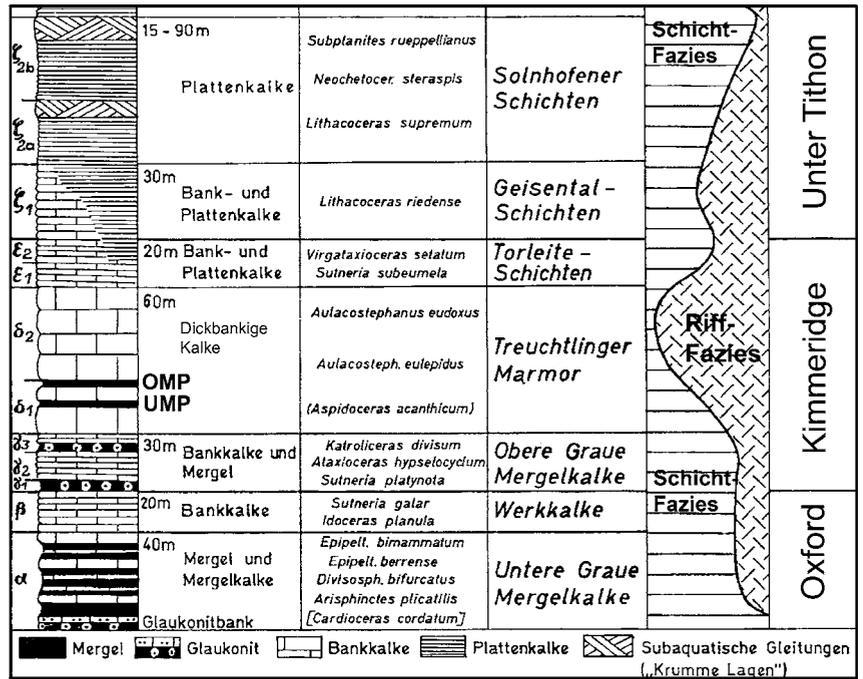


Abb. 5: Ausschnitt des Bereichs der Unteren und Oberen Mergelplatte aus dem Schema der Malm-Stratigraphie in der Südlichen Frankenalb (aus ZEISS 1977).

dens und der darin abgelagerten Sedimente in Betracht zieht, wurden dabei bisher nicht berücksichtigt. Dies mag auch daran liegen, dass sie scheinbar in einem engen stratigraphischen Intervall aufzutreten scheinen.

So dokumentiert bereits ZEISS (1977) in seinem Schema der Malm-Stratigraphie in der Südlichen Frankenalb (Abb. 5) die Untere und Obere Mergelplatte als markante Mergel-Einschaltungen und definiert die Grenze Malm Delta1/Delta2 an der Oberkante der Oberen Mergelplatte.

ZEISS (1964) schreibt, dass besonders die Profile des Malm Delta in der Südlichen Frankenalb kalkreicher sind als in der Schwäbischen Ostalb. Die charakteristische Fazies der Südlichen Frankenalb, der dickbankige Treuchtlinger »Marmor«, ist in keinem der Profile westlich des Rieses anzutreffen; dort herrscht eine Mergel- und Kalk-Fazies vor.

Von stratigraphischer Bedeutung sind im Malm Delta der Südlichen Frankenalb zwei durch eine dicke Kalkbank getrennte Mergelbänder; die sogenannte Untere und die Obere Mergelplatte.

Sie sind vom Ries im Westen bis zum Ostrand des Sedimentationsbeckens bei Dietfurt verfolgbar und stellen hervorragende Leithorizonte dar.

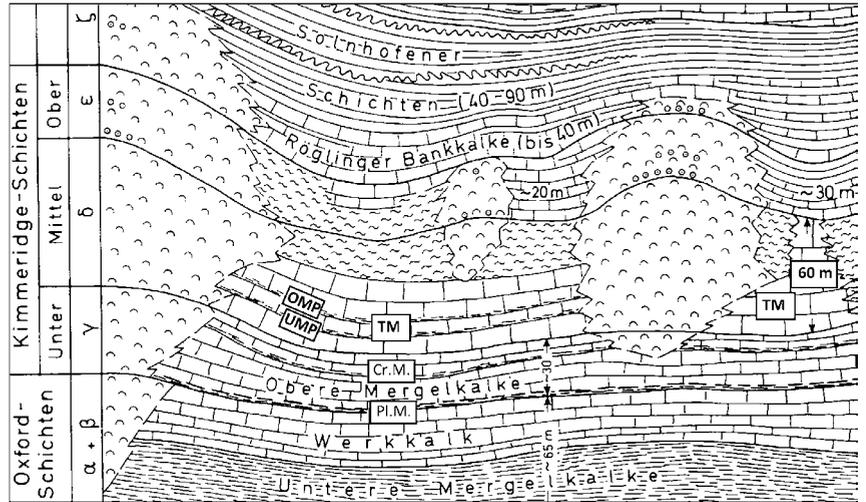


Abb. 6: Fazieschema und Gliederung des Malm der Südalb (MEYER & SCHMIDT-KALER 1984). Die Lager der Unteren (UMP) und der Oberen Mergelplatte (OMP) innerhalb des »Treuchtlinger Marmors« sind markiert.

Die Bankfolge des Treuchtlinger Marmors wurde unter sehr einheitlichen Bedingungen abgelagert und lässt sich deshalb über große Entfernung hin ausgezeichnet Bank für Bank parallelisieren.

Doch zeigen neue Arbeiten, dass zwar die Bankfugen weit aushalten, aber besonders die interne fazielle Entwicklung der einzelnen Bänke sich schon im Kilometerbereich ändern kann. Diese Unterschiede machen sich in der Verwitterungsresistenz verschiedener Bänke und damit verbundenen Verwendung im Außenbereich bemerkbar, wie BEYER & GRIMM (1997) und GRIMM (2018) belegen.

MEYER & SCHMIDT-KALER (1984 und 1991) dokumentieren die Position der Unteren und Oberen Mergelplatte ebenfalls (Abb. 6). Darüber hinaus wird aus Übersichts-darstellung der Schichtfolge deutlich, dass sich die Treuchtlinger Fazies als Dickbankfazies zwischen Massenkalken (»Schwammriffen«) erstreckt und Mächtigkeiten bis zu 60 m erreichen kann.

Im Steinbruch der Firma Balz war die Schichtfolge im

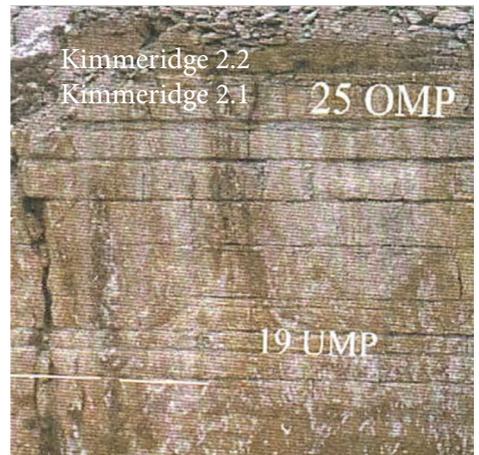


Abb. 7: Die Untere und Obere Mergelplatte im Steinbruch Balz mit der Grenze Kimmeridge 2.1 (Malm Delta 1) zu Kimmeridge 2.2 (Malm Delta 2.2) nach ZEISS (1964).

Bereich der Unteren und Oberen Mergelplatten ausgezeichnet abgeschlossen (Abb. 7).

6. Methoden

6.1. Profilaufnahme und Beprobung

Für die Profilaufnahme im Bereich der Unteren und Oberen Mergelplatten wurde ein gut erhaltener und zugänglicher Bereich gewählt. Die zu untersuchenden Bänke wurden hinsichtlich ihrer homogen ausgebildeten Bereiche makroskopisch untersucht und entsprechend den Änderungen Proben entnommen. In vielen Fällen wurden von einer Bank Proben von der Basis (Probe X-u), von der Mitte (Probe X-M) und vom Top (Probe X-o) genommen. Es zeigt sich bereits, dass viele der zunächst homogen aussehenden Bänke aus drei, sich faziell überlagernden und oft auch lateral verzahnenden unterschiedlichen Bereichen bestehen. Ist eine deutliche Dachschiefer (Deckel) ausgebildet, wurde diese mit Probe X-D bezeichnet.

6.2. Petrographische Dünnschliffe

Von den 22 Proben wurden petrographische Dünnschliffe angefertigt und mit »Porenraum-Blau« eingefärbt, weshalb alle offenen Porenräume in den Tafeln 1-3 blau erscheinen. Ferner wurden die Dünnschliffe mit Alizarin-S auf Calcit angefärbt, weshalb Calcit-Zemente und Calcit-Areale rot markiert sind. Die Klassifikation der Dünnschliffe erfolgt nach DUNHAM (1962) und FOLK (1959) sowie die der Porosität nach CHOQUETTE & PRAY (1970).

Die Dünnschliffe wurden mit Hilfe von Schätzbildern (CAROZZI 1969 in FLÜGEL 2004) semiquantitativ ausgewertet und der Anteil der wichtigsten Komponenten in Abb. 8 graphisch dargestellt.

6.3. Gesamtkarbonatgehalte

Die Bestimmung der Gesamtkarbonatgehalte erfolgte anhand pulverisierten Probenmaterials gemäß der von MÜLLER & GASTNER (1971) beschriebenen Methode. Die Messgenauigkeit dieser Methode beträgt etwa $\pm 1\%$.

6.4. Mineralogische XRD-Analysen

Mineralostratigraphie Analysen werden im Hinblick auf das Vorkommen bestimmter Tonmineral-Assoziationen im nichtkarbonatischen An-

teil von Karbonatgesteinen und deren quantitative und qualitativen Zusammensetzung vorgenommen.

Daraus können Aussagen über Klimaschwankungen im Liefergebiet (Verwitterungstypen) und Wechsel im Ausgangsgestein getroffen werden (PETSCHICK et al. 1996, FOUCAULT & MÉLIÈRES 2000, THIRY 2000, THIRY et al. 2009), da die Zusammensetzung der Tonmineral-Assoziation stark von klimatischen Faktoren und vor allem von der damit zusammenhängenden terrestrischen Verwitterung abhängt.

Die vorliegenden Untersuchungen wurden an 22 Proben aus dem Intervall um die Untere und Obere Mergelplatte mittels eines Siemens D5000 Diffraktometers (Cu K_α) in Anlehnung an die bei KOCH & ROTHE (1979) beschriebene Methode durchgeführt.

Die Karbonatgesteine werden dabei mittels 10%-tiger HCl karbonatfrei gemacht und die so erhaltenen Nichtkarbonate durch mehrfaches Waschen mit destilliertem Wasser und Zentrifugieren angereichert.

Es wurde in Anlehnung an die klassischen Präparations-Methoden vorgegangen (Normalpräparat, Glykolisieren, Tempern bei 550°C).

Zur Unterscheidung zwischen Kaolinit und Chlorit wurden durch langsames Scannen (0,5°/Min.) der Pulverpräparate über den 002-Reflex von Kaolinit und über den 004-Reflex von Chlorit durchgeführt.

Die Suspension für die Tonmineralanalyse wurde aus der karbonatfreien Suspension der Gesamtprobe mittels Pipette entnommen und auf Glas-träger suspendiert. Diese Methode führt zu Präparaten mit sehr guter textueller Orientierung der Tonminerale. Die Proben wurden anschließend glykolisiert, um quellfähige Tonminerale ermitteln zu können. Anschließendes Erhitzen der Texturpräparate (550°C) wurden für eine weitere Überprüfung des Anteils von Kaolinit und Chlorit verwendet.

Die Anteile der Peakflächen der verschiedenen Tonminerale wurden halbquantitativ unter der Annahme ermittelt, dass

2 Thea	8,8	7,4	6,3	5,5	2,0
14Å Montmorillonite	Ch ←		N		→ G
M - V	Ch ←		N		→ G
M - C		Ch ←	N		→ G
Vermiculite	Ch ←		N		→ G
C - V		Ch ←	N		→ G
Chlorite			Ch		
12Å M - V	Ch ←		N		→ G
12Å M - C		Ch ←	N		→ G
12Å Montmorillonite	Ch ←		N		→ G
I - M	Ch ←		N		→ G
I - V	Ch ←		N		→ G
I - C			Ch		
I - 12Å - M	Ch ←		N		→ G
Illite	Ch		N		G

Tab. 1: Unterscheidung von Mixed Layer Tonmineralen. Schematische Darstellung der (0012) Reflektionen durch XRD nach verschiedenen Aufbereitungen nach LUAS, CAMEZ, & MILLOT, 1959). G = Behandlung mit Glykol, N = normal (unbehandelt). Ch = Erhitzen bei 4900° C; C = Chlorit; I = Illit; M = Montmorillonit; V = Vermikulit; M-V = Mixed Layers vom Montmorillonite und Vermikulit; etc. (CHEN 1977).

Kaolinit, Illit/Muscovit (Mica), Chlorit, Montmorillonit und Wechselagerungsphasen (Mixed-Layers) 100% der analysierbaren Tonminerale ausmachen. Sogenannten »weighting-factors«, wie von BISCAYE (1964) vorgeschlagen, wurden nicht berücksichtigt. Die tonmineralogischen Phasen wurden gemäß den Angaben von CHEN (1977) und der dort dokumentierten Auswertung durchgeführt (Tab. 1).

Obwohl die Berechnung der Peakflächen immer noch eine häufig angewandte Methode zur Quantifizierung von Tonmineralen darstellt (VISCOSI-SHIRLEY et al. 2010, TANKERSLEY & BALANTYNE 2010) ist sie gelegentlich aufgrund verschiedener Faktoren, welche die Intensität der Reflexe stark beeinflussen, ungenau.

So weisen KRUMM & BUGGISCH (1991) nach, dass die Orientierung die Intensität der Röntgen-Peaks stark beeinflusst, wobei hohe Orientierung auf dünnen Glasobjektträgern die Intensität der Basisreflexe von Tonmineralen stark erhöht. So kann z.B der Reflex eines schlecht kristallisierten Illits einen Bereich von mehr als 10 Å überdecken, während der Reflex eines gut kristallinen Illits bei 10 Å konzentriert ist (MEUNIER & VELDE 2004). Eine Mischung aus etwas unterschiedlicher Partikelgröße und nicht bevorzugter Orientierung der Mineralphasen beeinflusst die Intensität der Reflexe ebenfalls.

7. Ergebnisse

Ergebnisse liegen vor zur mikrofaziellen Entwicklung und zu den röntgendiffraktometrischen Untersuchungen der Tonmineralogie (Tonmineral-Stratigraphie). Sie werden in der abschließenden Diskussion für die Karbonatgesteine des Kimmeridge 2.1 und 2.2. im Untersuchungsgebiet zusammengeführt.

7.1. Die mikrofazielle Entwicklung

Im untersuchten Intervall treten abiogene und biogene Komponenten auf, wie sie in vielen anderen Arbeiten zur Mikrofazies oberjurassischer Karbonatgesteine beschrieben werden (KOCH et al. 1994, POMONI et al. 1989, SCHALLER & KOCH 1996).

Biogene Komponenten liegen meist als kleine Bruchstücke vor und selten als Schnitte durch vollständig erhaltene Exemplare (Bivalven, Gastropoden, Echinodermen). Dies unterstreicht den sedimentären bioklastischen Charakter der gesamten Abfolge (Abb. 8).

Lithoklasten (Intraklasten) treten im unteren Teil des Profils (Proben 10-15) nur untergeordnet auf. Im oberen Teil des Profils (Proben 16-25) sind sie dagegen durchwegs häufig.

Vor allem auf Grund der unterschiedlichen Anteile von Filamenten, Filament-Onkoiden (umkrustete Filamente), Onkoiden und Tubiphyten (FLÜGEL 1981) kann die untersuchte Folge von ca. 18 m Mächtigkeit in fünf sedimentologische/mikrofazielle Einheiten unterteilt werden (Abb. 8). Pelloide und Terebellan zeigen durchwegs wechselnde geringe bis deutliche Anteile, lassen aber keine definierten Häufigkeiten erkennen, durch welche die Untergliederung weiter untermauert werden könnte.

Ferner auffallend und aufgrund der Sedimentation zu erwarten ist, dass hohe Karbonatgehalte (96-98%) überwiegend mit dem Auftreten von Packstones korrelieren. Dies deutet auf eine höhere Wasserenergie im Wechsel mit Ruhephasen hin, wie sich auch an den offenen Gefügen der Packstones und dem primär hohen Gehalt an Interpartikelporen ablesen lässt. Bindstones mit dichten mikrobiellen Gefügen weisen ebenfalls meist höhere Karbonatgehalte auf, was mit ihrer Sediment-stabilisierenden Wirkung auch unter höherer Wasserenergie zusammenhängen dürfte.

Mudstones und Wackestone, die reich an mikritischer Matrix sind, weisen meist nur Karbonatgehalte von 92-96% auf. Dies korreliert mit einem höheren Anteil an Nichtkarbonaten (besonders Tonminerale), die in Suspension angeliefert wurden und sich unter der geringen Wasserenergie zusammen mit Mikrit ($< 4 \mu\text{m}$) ablageren konnten (hydraulische Äquivalentkorngröße).

Unter Berücksichtigung dieser Parameter kann das Profil in einzelne sedimentologische Bereiche untergliedert werden, die sowohl durch bestimmte Karbonatgehalte als auch besonders durch häufiges Vorkommen wichtiger Komponenten charakterisiert sind.

Die Einheit I, die faziell definiert werden kann, umfasst die Bänke 10-13 und zeichnet sich durch das häufige Vorkommen von Filamenten und Filament-Onkoiden sowie durch ein geringes bis mäßiges Vorkommen von Lithoklasten aus. Die Einheit I kann in einen unteren Teil IA (Bänke 10 und 11) und einen oberen Teil IB (Bänke 12, 13 und 14) weiter untergliedert werden.

In **Bank 10** (90 cm) tritt an der Basis ein Packstone mit gut gerundeten, aufgearbeiteten Tuderoiden auf. Ferner wechseln sich gering mächtige mikrobielle Lagen mit Grainstones aus Lithoklasten und Peloiden ab. In der »geblühten Bank« **11** sind Tubiphyten nahezu gesteinsbildend. Im unteren Teil der Bank 11 mit sehr hohem Karbonatgehalt treten mikritische Anteile nur untergeordnet auf.

Die 3-Platten-Bank (**Bank 12**, 130 cm) im unteren Teil der Einheit I besteht an der Basis aus bioklastischen Mud- bis Wackestones (9 cm), in die ein nur wenige Zentimeter mächtiger Lithoklast-Packstone eingeschaltet ist. Im mittleren Teil (58 cm) und im oberen Teil (23 cm) treten vermehrt

Alter	Bank-Nr. Schicht- Dicke (cm)	Bezeichnungen im Steinbruch	Gesamt- karbonat- gehalt (%)				Litho- klasten	Onkoide	Peloide	Filamente- F. umkrustet	Terebella	Tubiphyten	Mikrofazies - Kurzbeschrei- bung	Sedimentologische, mikrofaziale Einheiten
			93	94	95	96								
Kimmeridge 2.1 (Malm Delta 1)	25 = 75	Obere Mergelplatte	25-o 25-u 24.5										Mikrob. Bindstone Lithokl. f. Wackest. Bioklast. M-W	V - Bank 25 (GK = 95-96 %): + Litho., + Filamente, Tubiphyten
	24 = 80		24-o 24-M 24-u										Bioklast. W-F Onkolith. Mjkr. Bind. Lithokl. f. Wackest.	IV - Bänke 21o, 22, 23 24 (GK = 95 – 97 %): ++ Lithoklasten, ++ Onkoide, ++ Filamente ++ Filament-Onkoide + Tubiphyten
	23 = 98	30 cm unbrauchbar	23-D 23-o 23-M 23-u										Lithokl. Filam. Floatst Bioklast. W-F Lithoklast-Packstone	
	22 = 100	2 (3) Platten	22-o 22-M 22-u										Lithokl. f. Floatst. Lithokl. f. Wackest. Lithokl. f. Wackest.	
	21 = 90		21-D 21-o 21-M 21-u										Lithokl. f. Wackest. Bioklast.-Serpulid-W Lithoklast-Packstone	III – Bänke 18, 19, 20, 21 u. (GK = 94-98 %): ++ Lithoklasten, + Onkoide, ++ Filamente, + Tubiphyten
	20 = 85	Deckel unbrauchbar	20-D 20-M 20-u										Lithokl. f. Wackest. Lithokl. f. Wackest. Lithokl. f. Wackest.	
	19 = 40	Untere Mergelplatte = Grüne Platte	19-o 19-u										Bioklast. f. Wackest. Bioklast. f. Wackest.	II – Bänke 15, 16, 17 (GK = 95 – 98 %): ++ Lithoklasten, (+) Onkoide, + Filamente, ++ Tubiphyten
	18 = 65	Ausgewaschene Schicht, Travertin	18-o 18-u										Mikrob. Bindstone Lithokl. f. Wackest.	
	17 = 90	1. Gebänderte Schicht Goldbank	17-o 17-M 17-u										Lithokl. f. Wackest. Mikrob. Schwamm-B Lithoklast-Packstone	II-B (GK = 95 – 98 %): ++ Lithokl. + Filam. ++ Tubiphyten
	16 = 80	Doppelte Schicht, Travertin	16-o 16-u										Lithokl. Tubiph. W Lithoklast-Tubiph. P	II-A (GK = 96 %): + Lithokl., + Filam., + Tubiphyten
	15 = 120	160er Schicht, (14+15) Travertin	15-M										Mikrob. Bindstone	I - Bänke 10 – 14 (GK = 96 – 98 %): + bis ++ Lithoklasten, + bis ++ Lithoklasten; + bis ++ Onkoide, + bis ++ Tubiphyten
	14 = 40		14-M 14-u										Mikrob. Bindstone Lithokl. f. Wackest.	
	13 = 130	1. 130er Schicht, Travertin	13-o 13-M 13-u										Lithokl. f. Wackest. Mikrob. Bindstone Lithokl. f. Wackest.	I-B: Bänke 12, 13, 14 (GK = 96 – 98 %): + Tubiphyten
	12 = 50	3-Platten-Bank	12-o 12-M 12-u										Lithokl. Filament. W. Lithokl. f. Wackest. Bioklast. Wackest.	I-A: Bänke 10 + 11 (GK = 97 – 98 %): ++ Tubiphyten
	11 = 130	Geblümte Bank, 2. 130er Schicht, rahmweiß, Travertin	11-o 11-M 11-u										Bioklast. Wackest. Mikrob. Bindstone Mikrob. Bindstone	
	10 = 90	2. Gebänderte Schicht, Travertin	10-o 12-M 10-u										Lithokl. f. Floatst. Onkolith. Bindstone Lithoklast-Packstone	

Abb. 8: Charakteristika des untersuchten Intervalls von Schicht 10 bis Schicht 25. Neben der stratigraphischen Unterteilung, den Banknummern und den Bankmächtigkeiten (in cm) sind auch Bezeichnungen der Bänke des Standardprofils im Steinbruch nach BEYER & GRIMM (1997) angegeben. Neben den Gesamtkarbonatgehalten sind auch die halbquantitativen Untersuchungsergebnisse (ermittelt nach Schätzbildern FLÜGEL 2004) für die wichtigsten abiogenen und biogenen Komponenten aufgetragen (Lithoklasten/Intraklasten, Onkoide, Peloiden, einzelne Filamente, umkrustete Filamente = Filament-Onkoide, Terebellan, Tubiphyten) und die mikrofazialen Kurzbezeichnungen der Kalksteine aufgetragen.

Lithoklasten und Tubiphyten auf. Lokal sind triaxone Schwammnadeln nesterartig konzentriert.

In der hangenden **Bank 13 (130 cm)** setzt sich diese Fazies in den unteren 60 cm fort. Erst darüber erfolgt der allmähliche Wechsel zu mikrobiellen Bindstones, die Dedolomit und rhomboedrische Dolomit-Lösungs-

poren aufweisen. Dieser Faziestyp wird von Lithoklast-Wackestones überlagert.

Die **Einheit II** umfasst die Bänke 15 bis 17 und kann in einen unteren Teil (Banke 15) und einen oberen Teil (Bänke 16 und 17) mit vielen Filamenten und Tubiphyten weiter untergliedert werden.

In der liegenden **Bank 14** (40 cm) treten Lithoklast-führende Wackestones und Floatstones auf, die zunehmend offene Dedolomit-Rhomboeder sowie kleine lösungserweiterte Kavernen aufweisen. Diese fazielle Entwicklung setzt sich in der **Bank 15** (120 cm) mit mikrobiellen Krusten und Tubiphyten fort. Vereinzelt treten Polychaeten auf.

In der **Bank 16** (80 cm) im unteren Teil der Einheit IIB nimmt der Anteil an offenen Porenräumen wieder ab. An der Basis tritt eine geringmächtige Lage aus Packstones mit Tubiphyten auf, die von Lithoklast-führenden Wackestones überlagert wird.

Bank 17 (90 cm) zeigt einen engständigen Wechsel von einem basalen Packstone, der von mikrobiellen Bindstones mit Tubiphyten überlagert wird, die dann im oberen Teil in Lithoklast-Wackestones übergehen. Dieser Faziestyp setzt sich in den unteren Teil der **Bank 18** (65 cm), die schon zur Einheit III gestellt wird, fort und entwickelt sich im oberen Teil der Bank 18 in mikrobielle Bindstones mit großen Tubiphyten sowie Tuberoïden und Schwammbruchstücken. Dies entspricht den Beobachtungen von POMONI et al (1989) in der Bohrung Altensteig-1, die dort kleine »Tubiphyten-Riffe« beschreiben.

Die hangende **Einheit III** (Bänke 18 bis 20) ist vor allem durch das häufige Vorkommen von Filamenten und das Fehlen von Filament-Onkoiden charakterisiert.

Bank 19 (40 cm) stellt die **Untere Mergelplatte** (UMP) dar, die von zwei charakteristischen, als Hohlkehlen herausgewitterte Mergelhorizonten (10 cm und 14 cm) eingerahmt wird. Sie besteht aus mehreren geringmächtigen Lagen von Packstones aus gerundeten Lithoklasten und Tuberoïden im Wechsel mit bioklastischen Wackestones.

Bank 20 (85 cm) weist eine ähnliche fazielle Ausbildung bei etwas größerem Anteil an Lithoklasten auf, die sich in den unteren Teil der hangenden **Bank 21** fortsetzen, die noch zur Einheit III gezählt wird.

Die hangende **Einheit IV** ist durch das häufige Auftreten von Filamenten und Filament-Onkoiden gekennzeichnet und umfasst die Bänke 21 (oberer Teil), 22, 23 und 24. Die Einheit IV beginnt mit dem oberen Teil der **Bank 21** (90 cm), der einen hohen Anteil an Filamenten und Filament-Onkoiden sowie einige Tubiphyten aufweist. Auch die Zahl der Lithoklasten sowie von rundlichen, mikritischen Onkoiden nimmt zu. Tuberoïde können hier bis zu 2 cm große Aggregate bilden.

Der durch eine Nebenfuge abgetrennte Deckel der Bank 21 weist einen höheren Anteil an Dedolomit und Dolomit-Lösungsporen auf.

Die hangende **Bank 22** (100 cm) wird ebenfalls ähnlich wie Bank 21 durch zwei Nebenfugen in drei Einzelplatten unterteilt. An der Basis (30 cm) treten Lithoklast-Wackestones auf, die durch mikrobielle Bindstones (38 cm) und diese wiederum von Floatstones (39 cm) mit großen Lithoklasten überlagert werden.

Bank 23 (98 cm) besteht aus Lithoklast-Packstones mit gut gerundeten Tuberoïden und Lithoklasten, die am Top in Lithoklast-Floatstones mit eingeregeltten Filamenten übergehen.

Dieser Mikrofaziestyp setzt sich in **Bank 24** (80 cm) fort. Dort sind vereinzelt kurze mikrobielle Krusten eingestreut.

Der hangende Mergelhorizont (ca. 30 cm Mächtigkeit) weist 92% Gesamtkarbonatgehalt auf und kann als mergeliger Kalk bezeichnet werden. Er besteht überwiegend aus Mudstones in denen clusterartig Pyrit/Hämatit angereichert ist.

Die hangende **Einheit V** ist im untersuchten Profilschnitt nur durch die **Bank 25** (75 cm; Obere Mergelplatte (OMP) vertreten. Hier werden Lithoklast-führende Wackestones von mikrobiellen Bindstones mit Onkoiden überlagert, in denen mikrobielle Krusten domförmig ausgebildet sind.

7.1.1. Schlussfolgerungen zur faziellen/sedimentologischen Entwicklung

Fast alle untersuchten Bänke, die in der Steinbrechersprache als Schichten angesprochen werden (Nr. 10 bis 25), die durch Mergelfugen (Hauptfugen) voneinander getrennt sind, lassen erkennen, dass sie nicht homogen aufgebaut sind, wie man auf den ersten Blick annehmen könnte. Bereits die makroskopische Analyse mittels Lupe (10-fache Vergrößerung) zeigt, dass sie aus verschiedenen Faziestypen bestehen, die in der Mikrofaziesanalyse deutlich werden (Abb. 8). Die Bänke weisen oft eine dreifache Unterteilung durch zwei Nebenfugen auf, die manchmal kaum zu erkennen sind.

Oft sind diese Nebenfugen stärker ausgeprägt, was dazu führt, dass so genannte »Deckel« in der Steinbruch-Praxis definiert werden, die für die Natursteinverwendung ungünstigere Gesteinseigenschaften als der liegende Teil einer Bank aufweisen und die dann meist als »nicht brauchbar« angegeben werden. Auch eine qualitativ bemerkbare, schichtparallele Dreifachteilung kann sich durch Nebenfugen ergeben. Platten, die aus diesen Bänken senkrecht zur Schichtung (»gegen das Lager«) gesägt werden, könnten dann an diesen Nebenfugen aufspalten. Diese Bänke werden daher fast ausschließlich »im Lager« also parallel der Schichtung gesägt, woraus sich drei Sägeplatten unterschiedlicher Qualität aus einer Bank ergeben können. Für die Natursteinindustrie stellen diese Fazies-

grenzen schichtparallele Trennflächen dar. Daher ist die Mächtigkeit der einzelnen Faziesbereiche, die durch Schichten und interne Nebenfügen definiert werden, von großer Bedeutung für die Steinindustrie.

Dies alles spiegelt unterschiedliche fazielle Charakteristika sogar innerhalb derselben Bank wider, die nur durch primäre wechselnde Sedimentationsprozesse unter wechselnder Wasserenergie erklärt werden können. Diese primärfaziellen Änderungen werden durch die Gesteinsbezeichnungen gemäß der Dunham-Klassifikation für Karbonatgesteine (DUNHAM 1962) sehr gut wiedergegeben.

Es wird deutlich, dass Mudstones mit Wackestones oder mit Packstones engständig abwechseln können. Dabei treten in deutlich erkennbaren Einschaltung Lagen von mikrobiellen Bindstones auf, die aber auch als lateral im Dezimeter-Bereich auskeilende Elemente vorkommen können. Dies deutet auf zweierlei Funktion der mikrobiellen Bindstones (»stromatolithischen Matten«) hin, die sich auch in deren unterschiedlicher Morphologie widerspiegelt. Kleine, domförmige Gebilde zeigen ein Wachstum von lokalen positiven »Stromatolith-Strukturen« an. Dünne, parallele »stromatolithische Matten« weisen auf eine Oberflächen-stabilisierende Funktion von vorher unter erhöhter Wasserenergie abgelagerten Partikel-reichen Sedimenten (Packstones, Grainstones) hin. Ferner treten vereinzelt zusammenhängende Ansammlungen von Tubiphyten auf, die kleine Wachstumshohlräume aufweisen und wie von POMONI et al. (1989) definiert, als kleine »Tubiphyten-Riffe« bezeichnet werden können. Kleine »Serpel-Riffchen« haben den Meeresboden lokal auch punktuell besiedelt.

Daher lassen die Bänke intern die Sedimentation von unmittelbar benachbarten Faziestypen erkennen, die gemäß der »Waltherschen Regel« dann auch jeweils übereinander abgelagert wurden und sich lateral verzahnen.

Betrachtet man die definierten sedimentologischen Einheiten I bis V, spiegelt sich ein Wechsel der Sedimentationsbedingungen wider, der sich z. B. schon in den unterschiedlichen Reinheitsgraden der Bänke (Gesamtkarbonatgehalt) zeigt.

Innerhalb der **Einheit-I** treten in der Schicht 10 und in der unteren Hälfte der Schicht 11 sowie in der Mitte der Schicht 13 besonders reine Kalksteine mit 98% Karbonatgehalt auf. Sie zeigen ausschließlich unter höherer Wasserenergie abgelagerte Lithoklast-Packstones, onkolithische Bindstones und mikrobielle Bindstones. Sie sind durch die Häufigkeit von Filamenten und Filament-Onkoide sowie in den Schichten 10 und 11 durch hohe Gehalte an Tubiphyten gekennzeichnet. Lithoklasten, Peloiden und Terebellen treten zu rasch wechselnden unterschiedlichen Anteilen auf. Dies belegt, dass Aufarbeitung (Lithoklasten) eines mikritischen oder pelletoiden Sediments im plastischen Zustand lokal unterschiedlich

stattfand. Höher energetische Ereignisse führten zum Einschwemmen von dünnen Filamenten (larvale oder juvenile Elemente planktonischer Bivalven nach FLÜGEL 2004) aus entfernten, tieferen südlichen Faziesbereichen. Sie wurden während Ruhephasen anschließend ebenso wie Lithoklasten mikrobiell umkrustet, was zur Bildung von Onkoiden führte. Dabei weisen mikritische Onkoide oft vollständig kugelige Formen und Filament-Onkoide aufgrund Ihrer länglichen Kerne längliche Formen auf. Onkoide wurden lokal auch von kleinen sessilen Foraminiferen besiedelt.

Die anderen untersuchten Proben der Einheit-I weisen geringere Karbonatgehalte auf (95-96-97%) und bestehen aus Lithoklast-Floatstones, Lithoklast-Wackestones und Lithoklast-Filament-Wackestones sowie lokal aus bioklastischen Wackestone mit höheren Anteilen an mikritischer Matrix und wurden unter geringerer Wasserenergie abgelagert.

In der **Einheit-II** werden ähnliche Sedimentationsbedingungen mit nur lokal sich ändernder Ausbildung dokumentiert. So treten hochreine Kalke (98%) nur im unteren Teil der Schicht 16 und an der Basis der Schicht 17 auf (Lithoklast-Tubiphyten-Packstone). Sie weisen auch einen hohen Anteil an Lithoklasten und Tubiphyten auf. Ansonsten überwiegen Wackestones, mit Karbonatgehalten von 95-96%. Lokal werden Schwammbruchstücke gefunden.

Die **Einheiten- III und IV** charakterisieren im Wesentlichen die Schichtfolge zwischen der Unteren (UMP) und Oberen (OMP) Mergelplatte, die durch zunehmende Einschwemmung von Tontrübe innerhalb dieses Zeitraums schließlich auch zur Ausbildung mächtigeren Mergelagen im Bereich der Unteren und Oberen Mergelplatte geführt haben. Änderungen der klimatologischen Bedingungen führten zu verstärkter Anlieferung von Nichtkarbonaten (speziell Tonmineralen), was gemäß den Ergebnissen der Tonmineralanalyse wahrscheinlich auf unterschiedliche Verwitterung der Gesteine im Liefergebiet zurückgeführt werden kann.

In der **Einheit-III** weist nur der mikrobielle Bindstone im oberen Teil der Bank 18 einen sehr hohen Karbonatgehalt auf (98%). In dieser Einheit-III sind überwiegend Matrix-reiche Wackestones mit Karbonatgehalten von 94-96% zu finden. Sie zeigen mäßige Anteile von Lithoklasten und Filamenten und weisen so auf einen recht homogenen Ablagerungsraum über einen längeren Zeitraum hin, der nur durch zunehmende Einschwemmungen von Tontrübe (Nichtkarbonate) überlagert wurde. Dies macht sich sowohl in geringeren Karbonatgehalten als auch in der Bildung von Haupt- und Nebenfugen bemerkbar.

Einheit-IV repräsentiert den oberen Teil der Schichtfolge zwischen der Unteren und der Oberen Mergelplatte (Abb. 8). Auch die Karbonatgesteine der Einheit-IV zeigen überwiegend mäßige bis hohe Karbonatgehalte

(94-97%). Hohe Karbonatgehalte von 98% werden nur an der Basis der Einheit, in der Schicht 22 und in der Mitte der Schicht 23 angetroffen. Der »Deckel« der Schicht 23 weist sogar einen Karbonatgehalt von nur 92% auf. Matrixreiche Wackestones überwiegen. Die wichtigsten Komponenten sind Lithoklasten, Onkoide, Filamente und Filament-Onkoide. Pelloide und Tubiphyten treten zu geringen Anteilen auf; Terebellen wurden nicht gefunden.

Die **Einheit-V** markiert den Beginn der hangenden Schichtfolge mit der Bank 25, der Oberen Mergelplatte. Die Basis der Bank ist durch eine Mergeleinschaltung (mit nur 92% Gesamtkarbonatgehalt (Bioklastischer Wackestone) charakterisiert. Der obere Teil setzt sich mit mikrobellen Bindstones und Lithoklast-Wackestones mit einem Karbonatgehalt von 96% ins Hangende fort. Als wichtige Komponenten treten hier nur Lithoklasten lokal Onkoide und einige Filamente auf.

7.2. Tonmineralstratigraphie

Die Auswertung der tonmineralogischen Untersuchungen gemäß den im Kapitel 6.4 beschriebenen Methoden lassen einen vertikalen Wechsel verschiedener Tonmineral-Assoziationen in der untersuchten Schichtfolge erkennen (Abb. 9).

Neben dem häufigen Vorkommen von Mixed-Layers, können im Profil vier Zonen erkannt werden, die spezielle Tonmineral-Vergesellschaftung aufweisen.

Das Profil beginnt mit einer basalen Mica-Chlorit-Zone, die durch Bank 11 und 12 vertreten ist. Darüber setzt eine markante Kaolinit-Mica-Chlorit-Zone ein, die an der Unteren Mergelplatte (Bank 19) endet und bereits auch Montmorillonit aufweist.

Mit der Unteren Mergelplatte beginnt eine Mica-Mixed-Layer-Zone, in der auch wenig Chlorit und Montmorillonit vorkommen und die bis zur Bank 22 reicht.

Die Grenze im Bereich der Bänke 22 und 23 zur hangenden Mica-Montmorillonit-Zone kann nicht genau festgelegt werden. Die Mica-Montmorillonit-Zone reicht bis zur Oberen Mergelplatte und kann in ihrem oberen Teil auch sehr wenig Chlorit aufweisen.

Für das untersuchte Intervall ergibt sich daher von der Unteren Mergelplatte bis zur Oberen Mergelplatte die Entwicklung von einer »Kaolinit-Zone« zu einer »Montmorillonit-Zone«, was wahrscheinlich auf Klima-Änderungen und damit verbundene Änderung der Verwitterung im Abtragungsgebiet zurückzuführen ist.

In der Literatur zu tonmineralogischen Untersuchungen im Oberjura der Frankenalb und der Schwäbischen Alb findet man Daten, die den hier beschriebenen Zusammenhang sehr wahrscheinlich machen.

	Kaolinit	Mica	Mixed-Layers	Chlorit	Montmorillonit	Tonmineral-Zonen
25-o						Mica-Montmorillonit-Zone
25-u						
24-o						
24-M						
24-u						
23-o						
23-M.2						
23-u						
22-M						Mica-Mixed-Layer-Montmorillonit-Zone
21-o						
21-M						
21-u						
20-u						
19-0						
19-u						
18-o						Kaolinit-Mica-Chlorit-Montmorillonit-Zone
17/18-Mergelfuge						
17-M						
17-u						
13/14-Mergelfuge						
12-o1						Mica-Chlorit-Zone
11/12-Mergelfuge						

Abb. 9: Die Tonmineral-Assoziationen im untersuchten Profil im Bereich der Unteren und Oberen Mergelplatte. Die 2-Theta-Werte sind im Hinblick auf die Auswertung gemäß CHEN (1977) angezeigt.

So beschreibt BAUSCH (1980) in seiner grundlegenden Arbeit über die »Tonmineralprovinzen in Malmkalken« Aufschlüsse und Bohrungen von Spanien über den nördlichen Epikontinentaltbereich der Tethys in Süd-deutschland bis in die Dobrudscha in Rumänien zahlreiche Aufschlüsse, die oft nur kurze Teile des stratigraphischen Intervalls (Oxford, Kimmeridge, Tithon) umfassen.

Für den hier interessanten Bereich der Frankenalb präsentiert er bemerkenswerte Ergebnisse aus vier Bohrungen und Aufschlüssen (Bohrung Unterklausen-3, Mattig-2, Südliche Frankenalb, Bohrung Scherstetten), die in schematischen Profilen und drei Karten dokumentiert werden.

BAUSCH (1980) zeigt für das Oxford eine Illit-(Mica-)Vormacht, für das Kimmeridge eine Kaolinit-Vormacht und für das Tithon einen abnehmenden Kaolinit-Anteil unter gleichzeitiger Zunahme des Anteils an Mixed-Layer-Phasen an der gesamten tonmineralogischen Zusammensetzung. Er dokumentiert die Kaolinit-Vormacht im Unteren Kimmeridge in drei Übersichtsdarstellungen (Oxford, Unter Kimmeridge, Tithon).

Betrachtet man die einzelnen Profildarstellungen (Bohrung Mattig-2; Profil Südalb; Bohrung Scherstetten), in denen die Positionen der analysierten Proben leider nur grob angegeben sind, kann der Wechsel von hohen Kaolinit-Gehalten zu geringen Kaolinit-Gehalten generell auf das Mittlere Kimmeridge eingegrenzt werden.

In der Bohrung Mattig-2 kann diese Grenze aufgrund der Darstellung (BAUSCH 1980) nur grob im Mittleren Kimmeridge lokalisiert werden. Für die Südliche Frankenalb kann die Grenze ebenfalls nur in der Mitte des Malm-Delta undeutlich festgelegt werden.

In der Bohrung Scherstetten ist es möglich, diese Grenze aufgrund einer höheren Probendichte an dieser stratigraphischen Position genauer festzulegen.

In neueren tonmineralogischen Untersuchungen präsentiert BAUSCH (1996) für den Malm Delta folgende Analysenergebnisse für die Tonfraktion:

Malm Delta 4:	Illit, Kaolinit
Malm Delta 2+3:	Illit
Malm Delta 1:	Illit, Kaolinit, Chlorit.
Malm Gamma:	Illit-Wechselagerungsminerale, Chlorit, Kaolinit
Malm Beta:	Illit-Wechselagerungsminerale, Kaolinit.

Daraus kann entnommen werden, dass nach BAUSCH (1996) die eine Grenze im Vorkommen von Kaolinit zu Schichten ohne Kaolinit an der Grenze Malm Delta 1/Delta 2 gezogen werden kann, was die Ergebnisse von BAUSCH (1980) bestätigt und der von ZEISS (1977) definierten Position entspricht.

SCHWEIZER (1996), der vergleichbare tonmineralogische Untersuchungen an über 1000 Proben der Schwäbischen Alb durchgeführt hat, gibt eine markante Grenz für das Obere Kimmeridge an. Er beschreibt, dass der Kaolinit-Gehalt durchwegs gering ist und stark wechseln kann. Aber im Oberen Kimmeridge stellt Kaolinit das dominante Tonmineral (40-50%) der Tonfraktion. Er beschreibt eine Grenze von wenig Kaolinit zu viel Kaolinit als Kimmeridge 2/Kimmeridge 3 (Malm Delta 2/Delta 3). Diese Angabe deckt sich aber nicht mit der in einer Graphik präsentierten Grenze für das Kimmeridge 1/Kimmeridge 2 (Malm Delta 1/Delta 2),

was aber wiederum die von BAUSCH (1980, 1996) angezeigten Grenzen ebenfalls bestätigt.

Bei aller methodisch bedingten Ungenauigkeit der mit verschiedenen Geräten, von verschiedene Autoren zu unterschiedlichen Zeiten angewandten röntgenographischen Methoden kann festgestellt werden, dass das Mittlere Kimmeridge (Malm Delta 1-3) eine Zeit erhöhten Eintrags von Kaolinit für den Bereich der Schwäbischen Alb darstellt.

SCHWEIZER (1996) kommt aufgrund der sehr hohen Probenzahl zu dem Schluss, dass es keine Anzeichen für diagenetische Umwandlungen von Illit und Illit-Smectit-Wechselagerungs-Mineralen gibt und dass diese Phasen primär-detritischer Herkunft sind. Sie wurden in das Oberjurassische Epikontinental-Meer eingebracht und stammen von den umgebenden Festländern (London Brabant Massiv, Rheinisches Massiv, Böhmisches Massiv).

Auch der hohe Gehalt an Kaolinit in den Kalken des Oberen Kimmeridge ist eindeutig detritischer Herkunft. Sein Eintrag als Suspension kann auf Schwankungen des Meeresspiegels, Änderungen des hydrodynamischen Systems oder Wechsel der Gesteins-Zusammensetzung im Herkunftsgebiet zurückgehen.

Für das hier untersuchte kleine Areal in der Nähe der östlich gelegenen Böhmisches Massivs kann davon ausgegangen werden, daß sich der Eintrag der verschiedenen Tonminerale innerhalb eines Abstandes von weniger als 100 km vom Liefergebiet nicht durch unterschiedliche Segregation im Wasser des offenen Meeres lateral geändert hat.

Daten von der Amazonas-Mündung zum Eintrag der aus der tropischen Verwitterung in den Atlantik eingebrachten Suspension zeigen, dass deutliche Änderungen der Tonmineral-Zusammensetzung erst ab 200 km Entfernung von der Mündung zu bemerken sind (HELING 1988). Der Eintrag kann bis auf eine Entfernung von ca. 2000 km nachgewiesen werden und verändert sich dabei von einer Mündungs-nahen Kaolinit-Glimmer-Montmorillonit- in eine Montmorillonit-Kaolinit-Glimmer-Vergesellschaftung. Dabei haben unterschiedliche Korngrößen des Eintrags und Änderungen der Salinität des Wasserkörpers mit zunehmendem Abstand von der Mündung (Süßwasser -> Meerwasser) wohl wesentliche Einflüsse.

Daher weisen die in vorliegendem Beitrag diskutierten Änderungen der Tonmineralvergesellschaftung im Bereich der Unteren und Oberen Mergelplatte ausschließlich auf klimatische Veränderungen hin, mit denen sich auch die Verwitterungsparameter im Liefergebiet (Böhmisches Massiv) geändert haben.

Von der Kaolinit-Zone zur Montmorillonit-Zone spiegelt sich die Entwicklung von einem tropisch humiden zu einem tropisch semi-ariden Klima wider.

Die in den untersuchten Schichten gefundenen Tonminerale werden nach HELING (1988) unter ganz spezifischen Bedingungen bei der Verwitterung ihrer Ausgangsgesteine gebildet.

Für die Bildung von Kaolinit und Montmorillonit sind allgemein tropische Bedingungen besonders günstig.

Die Bildung von Kaolinit zeigt, dass im Herkunftsgebiet (Verwitterungsgebiet) die Niederschläge die Verdunstung überstiegen und so Kationen wie Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ und K^+ aus den Verwitterungslösungen entfernt werden können. Der notwendige geringe pH-Wert der Lösungen kann durch organische Säuren oder gelöstes CO_2 aus der Luft (Regen) erzeugt werden.

Die große Menge des Illits wird durch Herauslösen eines Teils des Kaliumgehaltes aus Muscovit gebildet. Dies kann als Hinweis auf die vorwiegende Herkunft von Glimmer aus granitoiden Gesteinen gesehen werden (Böhmisches Massiv).

Montmorillonit wird im Gegensatz zu Kaolinit aus Nichtphyllosilikaten oder vulkanischem Glas bei der Verwitterung gebildet, wenn die Verdunstungsrate die Niederschläge übersteigt, was im terrestrischen Milieu bei nicht oder nur wenig bewegtem Wasser möglich ist. Dadurch werden die Kationen Mg^{2+} , Ca^{2+} , Fe^{2+} und Na^+ bei alkalischem pH nicht aus der Verwitterungslösung entfernt.

Chlorit ist unter Verwitterungsbedingungen so stabil, dass die Masse an Chlorit meist unverändert ins Sediment gelangt. Chlorit kann daher als Indikator für die Gesteinszusammensetzung im Abtragungsgebiet genutzt werden.

All diese Bedingungen können durch Klima-Veränderungen und damit wechselnden Verwitterungsbedingungen kristallinen Gesteinen des Böhmisches Massivs gegeben sein.

Daraus ergibt sich, dass die Zeitspanne zwischen Unterer und Oberer Mergelplatte bei konstantem Herkunftsgebiet des Verwitterungsmaterials durch einen kontinuierlichen Wechsel von Niederschlags-reichen (humid) zu Niederschlags-armen Bedingungen (semi-arid) unter allgemein tropischem Klima erkennen lässt.

8. Schlussfolgerungen

Das untersuchte Intervall (18 m Mächtigkeit) von der Unteren bis zur Oberen Mergelplatte besteht aus 16 Bänken (Schichten). Diese sind durch deutliche »Hauptfugen« voneinander getrennt. Ferner weisen mehreren Bänken interne »Nebenfugen« auf, die meist nur schwach ausgebildet sind. Die Gesamtkarbonatgehalte der einzelnen Bänke betragen 94-98%.

Die mikrofaziellen Untersuchungen zeigen, dass die Bänke intern abwechselnd mehrere, sich überlagernde Mikrofazies-Typen aufweisen.

Packstones und mikrobielle Bindstones weisen hohe (96-98%) und Mudstones und Matrix-reiche Wackestones geringere Gesamtkarbonatgehalte (92-96%) auf. Eingeschaltete Mergel zeigen in Abhängigkeit ihres Anteils an Nichtkarbonaten jeweils entsprechend geringe Karbonatgehalte.

Die Mikrofazies-Analysen machen deutlich, dass es sich bei den Karbonatbänken des untersuchten Intervalls innerhalb der Treuchtlingen Formation fast ausschließlich um Partikelkalke handelt. Die verschiedenen Fazies-Typen von Zentimeter- bis Dezimeter-Mächtigkeit innerhalb der einzelnen Bänke spiegeln einen stetigen Wechsel der Wasserenergie von gering bis mäßig im Ablagerungsraum wider.

Filamente, die als Elemente planktonischer Bivalven interpretiert werden, wurden zu Zeiten erhöhter Wasserenergie aus entfernten, südlichen Meeresbereichen eingeschwemmt. Mikrobielle Lagen deuten auf eine Fixierung von vorher abgelagerten Sedimenten. Ferner führte mikrobielle Aktivität auch zur Bildung von rundlichen Onkoiden mit mikritischen Kernen und zur Bildung von länglichen Filament-Onkoiden, bei denen die länglichen, dünnen Filamente umkrustet worden sind. Kleine domförmige mikrobielle »Stromatolithen«, Zusammenwachen von Tubiphyten und Serpuliden in kleinen Clustern sind als kleine riffogene Strukturen zu sehen, die lokal am Meeresbodens wachsen konnten, der nur ein geringes Relief von Zentimeter bis Dezimeter Höhe aufgewiesen hat.

Röntgenographisch, tonmineralogische Untersuchungen zeigen vier Zonen unterschiedlicher Zusammensetzung der Tonmineral-Vergesellschaftung.

Nach einer basalen Mica-Chlorit-Zone (Bänke 11 und 12) folgt eine Kaolinit-Illit-Montmorillonit-Zone mit nur geringem Chlorit-Anteil (Bänke 13-18). Diese befindet sich unmittelbar im Liegenden der Unteren Mergelplatte, an der sie endet.

Der Profilbereich zwischen der Unteren und Oberen Mergelplatte weist zwei sich überlagernde Zonen auf. Eine untere Zone wird als Mica-Mixed-Layer-Zone (Bänke 19-21) mit nur Spuren von Chlorit definiert. Sie wird im oberen Teil des Intervalls von einer Mica-Montmorillonit-Zone überlagert (Bänke 22-25).

Diese Entwicklung von einer basalen Mica-Chlorit über eine Kaolinit-Zone bis zur Mica-Montmorillonit-Zone im oberen Teil deutet auf eine konstante Veränderung von einem tropisch humiden zu einem semi-ariden Klima in der Zeitspanne Untere Mergelplatte bis Obere Mergelplatte hin.

Dabei zeigen der untere Teil (Bank 10 bis Bank 13) sowie der obere Teil (Bank 21-Mitte bis Bank 25) des untersuchten Profils ein verstärktes Vorkommen von Onkoiden und Filament-Onkoiden. Der mittlere Teil des Profils (Bank 14 bis Bank 21-unten) weist kaum Onkoide und Filament-Onkoide auf.

Dies könnte auf einen Zusammenhang zwischen der temporären mikrobiellen Besiedlung des Meeresbodens und spezifischen klimatologischen Bedingungen hinweisen.

9. Dank

Einem nicht genannten Gutachter danken wir für Korrekturen und Hinweise zur Tonmineral-Analytik.

10. Literatur

- BANTZ, H. –U. (1970): Die Fossilgehalte des Treuchtlinger Marmors (Mittleres Unter-Kimmeridge des Südlichen Frankenalb. – Erlanger Geol. Abh., 82, 1-86, Erlangen.
- BAUSCH, W. M. (1980): Tonmineralprovinzen in Malmkalken. – Erlanger Forschungen, Naturwiss. u. Medizin, B 8, 78 S., Erlangen.
- BAUSCH, W. M. (1996): Noncarbonates as controlling factor in reef growth and as a tool in reef stratigraphy (Examples from the Upper Jurassic of Southern Germany. – In: Reitner, J., Neuweiler, F & Gunkel, F: (eds.): Global and regional controls on biogenic sedimentation. I. Reef Evolution. Research Reports. – Göttinger Arb. Geo. Paläontol., Sb2, 203-205, Göttingen.
- BEYER, J. & GRIMM, W. –D. (1997): Der Jura-Marmor als Naturwerkstein und Denkmalgestein – Teil III: Petrographische und technisch-physikalische Eigenschaften der abbauwürdigen Bänke. – Naturstein, 3/97, 71-75, Ebner, Ulm.
- BISCAYE, P.E. (1964): Mineralogy and sedimentation of the deep-sea sediment fine fraction in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. – Yale Univ., Dept. Geol., Geochem. Tech. Rept., 8, 1-86.
- BLANK, C. (1998): Zur Faziesabhängigkeit von Porosität und Permeabilität unter Berücksichtigung der Diagenese in Malmkarbonaten des »Burgsteins« - Südliche Frakenalb/Dollnstein. – Unveröffentl. Diplomarbeit und Kartierung, 100 S., Erlangen.
- CHEN, P. Y. (1977): Tables of key lines in X-ray powder diffraction patterns of minerals in clays and associated rocks. Department of Natural Resources, Geological Survey Occasional paper, 21, 55 pp., Bloomington, Indiana, USA.
- CHOQUETTE, P. W. & PRAY, L. C. (1970): Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. – AAPG Bull., 54, 207-250, Tulsa.
- DUNHAM, R. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. – In: Ham, W. E. (ed.): Classification of carbonate rocks. – AAPG Mem. 1, 108-121, Tulsa.
- FLÜGEL, E. (1981): »Tubiphyten« aus dem fränkischen Malm. – Geologische Blätter NO-Bayern, 31, 126-142, Erlangen.
- FLÜGEL, E. (2004): Microfacies of carbonate rocks - Analysis, Interpretation and application. – 976 pp., Springer.
- FOLK, R. L. (1959): Practical petrographic classification of limestones. – Amer. Assoc. Petro. Geol. Bull., 43, 1-38, Tulsa.
- FOUCAULT, A. & MÉLIÈRES, F. (2000). Paleoclimate cyclicity during sapropel times in central Mediterranean Pliocene: contribution of the mineralogical signal. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 158: 311-323.
- FREYBERG, B. v. (1966): Der Faziesverband im unteren Malm Frankens – Ergebnisse der Stromatometrie. – Erlanger Geol. Abh., 62, 112 S., Erlangen.
- FREYBERG, B. v. (1967): Die Anwendbarkeit der Stromatometrie. – Forschungen und Fortschritte 41/2, 36-40, Berlin; Akademie Verlag.
- GRIFFIN, J.J., WINDOM, H. & GOLDENBERG, F.D. (1968): The distribution of clay minerals in the World Ocean. – Deep-Sea Res., 15, 422-459.
- GRIMM, W. –D. (2018): Bildatlas wichtiger Denkmalgesteine der Bundesrepublik Deutschland; Teil II Bildband: 536 Seiten; Ebner Verlag Ulm.

- GÜMBEL, C. W., v. (1891): Geognostische Beschreibung des Königreiches Bayern. 4. Abteilung. Geognostische Beschreibung der Fränkischen Alb (Frankenjura) mit dem anstoßenden Keupergebiet. – 736 S., Kassel.
- GWINNER, M. P. (1976): Origin of the Upper Jurassic of the Swabian Alb. – *Contrib. Sedimentol.*, 5, Stuttgart.
- HELING, D. (1988): Ton- und Siltsteine: In Füchtbauer, J. (Hrsg.): *Sedimente und Sedimentgesteine-Sedimentpetrologie Teil II*; 185-231; Schweizerbart, Stuttgart.
- KEUPP, H., KOCH, R. & LEINFELDER, R. (1990): Steuerungsprozesse der Entwicklung von Oberjura-Spongolithen Süddeutschlands: Kenntnisstand, Probleme und Perspektiven. – *Facies*, 23, 141-174; Erlangen.
- KEUPP, H., KOCH, R., SCHWEIGERT, G. & VIOHL, G. (2007): Geological history of the Southern Franconian Alb – the area of the Solnhofen Lithographic Limestone. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 245/1, 3-21, Stuttgart.
- KNOBLAUCH, U. (2004): Fazies und Diagenese des Treuchtlinger Marmors (Oberjura, Malm Kimmeridge 1 und 2; Südliche Frankenalb). – 103 S., Unveröffentl. Diplomarbeit, Universität Erlangen.
- KOCH, R. (1997): Daten zur Fazies und Diagenese von Massenkalken und ihre Extrapolation nach Süden bis unter die Nördlichen Kalkalpen. – *Geologische Blätter NO-Bayern*, 47, 117-150, Erlangen
- KOCH, R. (2000): Die neue Interpretation der Massenkalk des Süddeutschen Malm und ihr Einfluß auf die Qualität von Kalksteinen für technische Anwendungen. – *Archaeopteryx*, 18, 43-65
- KOCH, R., SENOWBARI-DARYAN, B. & STRAUSS, H. (1994): The Late Jurassic »Massenkalk Fazies« of Southern Germany: Calcareous sand piles rather than organic reefs. – *Facies*, 31, 179-208; Erlangen.
- KOCH, R. & RITTER-HÖLL, A. (2022): Jurassic limestones: Solnhofen Limestone (Solnhofener Plattenkalk) and Treuchtlingen Limestone (Treuchtlinger Kalkstein). – In: A. Ehling, F. Häfner & H. Siedel (eds), *Natural Stone and World Heritage: UNESCO Sites in Germany*, 110-119, CRC Press, Boca Raton, London, New York.
- KOCH, R. & ROTHE, P. (1979): X-ray mineralogy studies - Leg 43. – In: *Rep. DSDP, XLIII*, 1019-1041; Washington.
- KOTT, R. (1989): Fazies und Geochemie des Treuchtlinger Marmors (Unter- und Mittel-Kimmeridge, Südliche Frankenalb). – *Berliner Geowiss. Abh.*, A, 111, 115 S.
- KRUMM, S. & BUGGISCH, W. (1991): Sample preparation effects on illite crystallinity measured: Grain-size gradation and particle orientation. – *Metamorphic Geology*, 9, 671-677.
- MEUNIER, A. & VELDE, B. (2004): *Illite. Origins, evolution and metamorphism*. – Springer, Berlin, 286 pp.
- MEYER, R. K. F. (1977): Stratigraphie und Fazies des Frankendolomits und der Massenkalk (Malm)- 3. Teil: Südliche Frankenalb. – *Erlanger Geol. Abh.*, 104, 40 S., Erlangen.
- MEYER, R. K. F. & SCHMIDT-KALER, H. (1984): *Erdgeschichte sichtbar gemacht. Ein geologischer Führer durch die Altmühlalb*. – 260 S., GLA, München.
- MEYER, R. K. F. & SCHMIDT-KALER, H. (1990a): Paläogeografie und Schwammriffentwicklung des süddeutschen Malm-ein Überblick. – *Facies*, 23, Erlangen.
- MEYER, R. K. F. & SCHMIDT-KALER, H. (1990b): *Wanderungen in der Erdgeschichte (I) - Treuchtlingen, Solnhofe, Mörnshiem, Dollnstein*. – 80 S., Pfeil, München
- MEYER, R. K. F. & SCHMIDT-KALER, H. (1991): *Durch das Urdonautal nach Eichstätt- Wanderungen in der Erdgeschichte (II)*. – 112 S., Pfeil, München
-

- MÜLLER, G. & GASTNER, M. (1991 1971): The »Karbonat-Bombe«, a simple device for the determination of carbonate content in sediments, soils and other materials. – N. Jb. Miner. Mh., Jg. 1971, 19, Stuttgart.
- NIEHUR, B. & PÜRNER, T. (2014): PLattenkalk und Frankendolomit - Lithostratigraphie der Weißjura-Gruppe der Frankenalb (außeralpiner Oberjura, Bayern). – SDGG, H. 83, 5-71.
- OWLIAIE, H. R., ABTAHI, A. & HECK, R. J. (2006): Pedogenesis and clay mineralogical investigation of soils formed from gypsiferous and calcareous materials on a transect southwestern Iran. – Geoderma, 134, 62-81; doi:10.1016/j.geoderma.2005.08.015
- PAWELLECK, TH. & AIGNER, T. (2002): Fazies, Petrophysik und Rohstoffeigenschaften von Karbonatgesteinen des Schwäbischen Oberjura - ein Atlas. – Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., 84, 257-321, Stuttgart.
- PAWELLECK, TH. & AIGNER, T. (2004): Dynamik stratigraphy as a tool in economic mineral exploration: ultra-pure limestones (Upper Jurassic, SW Germany). – Marine and Petroleum Geology, 21, 499-516, Elsevier.
- PAI, C. W., WANG, M. K. & CHIU, C. Y. (2007): Clay mineralogical characterization of a toposequence of perhumid subalpine forest soils in eastern Taiwan. – Geoderma, 128, 177-184, Elsevier.
- PETSCHICK, R., KUHN, G. & GINGELE, F. (1996): Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic: sources, transport, and relation to oceanography. – Marine Geol., 130, 203-229.
- POMONI-PAPAIANOANNOU, F., FLÜGEL, E. & KOCH, R. (1989): Depositional Environments and Diagenesis of Upper Jurassic Subsurface Sponge- and Tubiphytes Reef Limestones: Altensteig 1 well, Western Molasse Basin, Southern Germany. – Facies, 21, 263-284; Erlangen.
- SCHALLER, J. & KOCH, R. (1996): Der Massenkalk des Schaufelsen im Oberen Donautal. Peloid-Lithoklast-Ooid Krustenkalk oder Schwammriff-Komplex - (Malm delta 4 und Malm epsilon). – Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N.F., 78, 309-358; Stuttgart.
- QUENSTEDT, F. A. (1858): Der Jura – Textband. – 842 S., Laupp & Siebeck; Tübingen.
- SCHMIDT-KALER, H. & ZEISS, A. (1973): Die Juragliederung in Süddeutschland. – Geologica Bavarica, 67, 155-161, München.
- SCHWEIGERT, G. (2007): Ammonite biostratigraphy as a tool for dating Upper Jurassic lithographic limestones from South Germany - first results and open questions. – N. Jb. Geol. Paläontol. Abh., 245, 117-125, Stuttgart.
- SCHWEIZER, V. (1996): Mineralogy of insoluble residues of Upper Jurassic limestones. – In: Reitner, J., Neuweiler, F & Gunkel, F. (eds.): Global and regional controls on biogenic sedimentation. I. Reef Evolution. Research Reports. – Göttinger Arb. Geo. Paläontol., Sb2, 269-22, Göttingen.
- STREIM, W. (1961): Stratigraphie, Fazies und Lagerungsverhältnisse des Malms bei Dietfurt und Hemau (Südliche Frankenalb). – Erlanger Geologische Abhandlungen, 38, Erlangen.
- TANKERSLEY, K. B. & BALANTYNE, M. R. (2010): X-ray powder diffraction analysis of Late Holocene reservoir sediments. – Journal of Archaeological Sciences, 37, 133-138.
- THIRY, M. (2000): Paleoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits: an outlook from the continental origin. – Earth-Science Rev., 49, 201-221
- THIRY, M. & DUPUIS, CH. (2009): Use of clay minerals for paleoclimatic reconstructions: Limits of the method with special reference to the Paleocene-Lower-Eocene interval. – published online: 06 Aug 2009; <https://doi.org/10.1080/11035890001221166>
- VISCOSI-SHIRLEY, C., MAMMONE, K., PISIAS, N. & DYMOND, J. (2003): Clay mineralogy and multi element chemistry of surface sediments on the Siberian-Arctic Shelf. Implications for sediment provenance
-

- ce and grain size sorting. – Continental Shelf Res., 213, 1175-1200; [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(03\)00091-8](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(03)00091-8).
- VOLK, H., KOCH, R. & FRANZ, M. (2001): Fazieskartierung in »Massenkalken« des Weißjura delta 1 bis zeta 1 (ki2.1 bis ki4). Ein Beispiel aus dem Oberen Donautal (Westliche Schwäbische Alb. – Geologische Blätter NO-Bayern, 51, 247-332, Erlangen.
- WALTHER, J. (1893/94): Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Beobachtungen über die Bildung der Gesteine und ihrer organischen Einschlüsse. I. Theil: Bionomie des Meeres, II. Theil: Die Lebensweise der Meeresthiere, III. Theil: Lithogenese der Gegenwart. – 1055 S.; Jena (Gustav Fischer).
- ZEISS, A. (1964): Zur Malm Gamma/Delta-Grenze in Franken. – Geologische Blätter NO-Bayern, 14, 104-115, Erlangen.
- ZEISS, A. (1977): Jurassic Stratigraphy of Franconia. – Suttgarter Beitr. Naturk., Ser. B, 31, 32. Pp, Stuttgart.

Tafel 1

A - Probe 10-u: Lithoklast-Packstone-Grainstone. Lithoklasten unterschiedlicher Zusammensetzung und Herkunft bilden einen Packstone mit primär freien Interpartikelporen, die nun mit granularem Calcit gefüllt sind.

B - Probe 10-M: Mikrobieller, onkolitischer Bindstone. In der mikrobiell stabilisierten Matrix treten hier Filament-Lithoklasten auf, die von mikritischen Krusten umgeben sind (Onkoide).

C - Probe 10-o: Lithoklast-Floatstone. Gastropode mit Lösung der primären Schale und Verfüllung der Partikel-Lösungspore mit granularem Calcit. Im Inneren des Gastropoden-Gehäuses siedeln endolithische Foraminiferen (*Bullopora* sp. ?).

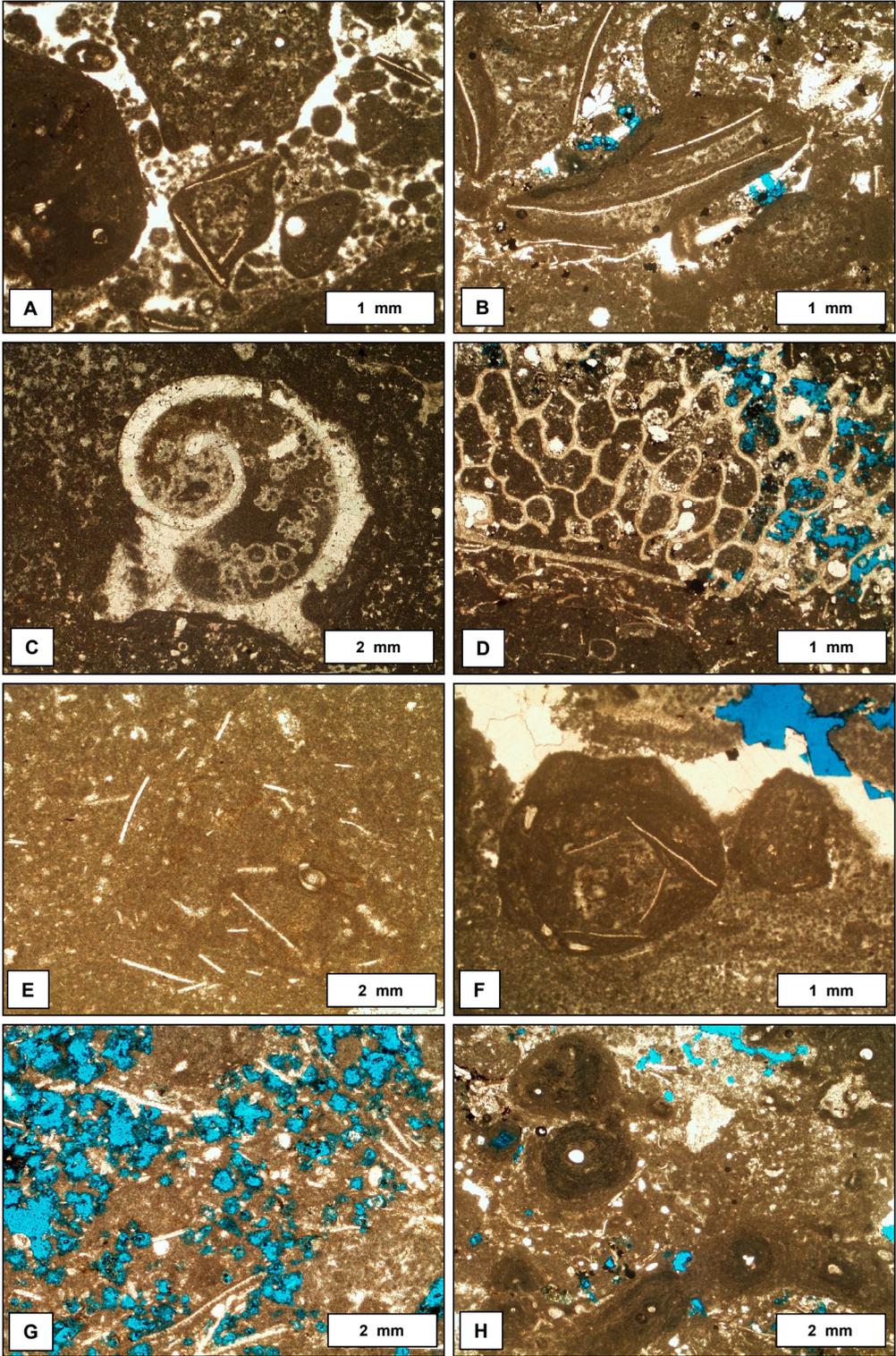
D - Probe 12-u: Bioklastischer Wackestone mit feinem Fossilbruch und u. a. Bryozoe mit kleinen Zoarien.

E - Probe 14-u: Bioklastischer Filament-Wackestone. Feinste biogene Bruchstücke und dünne Filamente schwimmen in mikritischer Matrix.

F - Probe 13-M: Mikrobieller, onkolitischer Bindstone. Lithoklasten aus Filament-Wackestone wurden von mikrobiellen Lagen mit sessilen Foraminiferen (kleine helle Kammern) umgeben (Onkoide).

G - Probe 14-u: Lithoklast-Filament-Wackestone-Packstone. Aus dem Wackestone wurden größere Partien der mikritischen Matrix durch rezente Verwitterungseinflüsse (Regenwasser, CO₂-Gehalt) gelöst, wodurch ein partiell hochporöser Kalkstein entstanden ist.

H - 17-u: Lithoklast-Tubiphyten Packstone. Eine Tubiphyten-Kolonie bildet ein kleines, lokales Tubiphyten-Riff dessen Wachstumshohlräume mit peloidem Mikrit gefüllt wurden. Lokal wurden Bereiche des Kalksteins durch Verwitterung gelöst.



Tafel 2

A - Probe 17-u: Lithoklast-Grainstones mit mikritischen, bioklastischen Lithoklasten und freien Interpartikeleporen (blau eingefärbt), in denen lokal Calcit-Blockzemente auftreten.

B - Probe 17-M: Mikrobieller, onkolitischer Bindstone. Schwamm-Bruchstück mit gelöstem und durch Calcit wieder verfüllten mäandrierendem Schwammgerüst in einer mikrobiell stabilisierten Matrix.

C - Probe 17-o: Lithoklast-Wacke-Packstone. Echinodermen-Bruchstück in mikritischer Matrix mit kleinen Lösungsporen (blau).

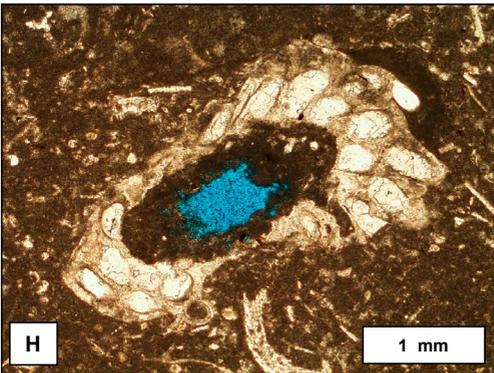
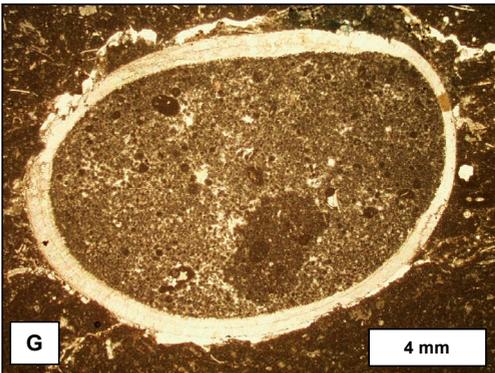
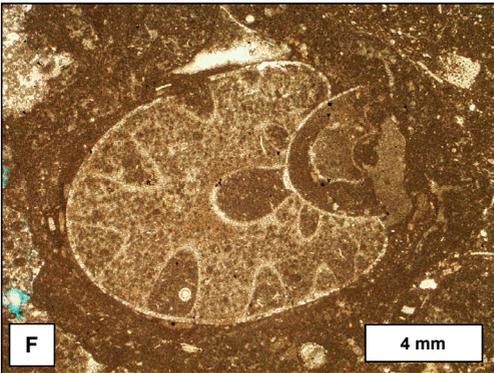
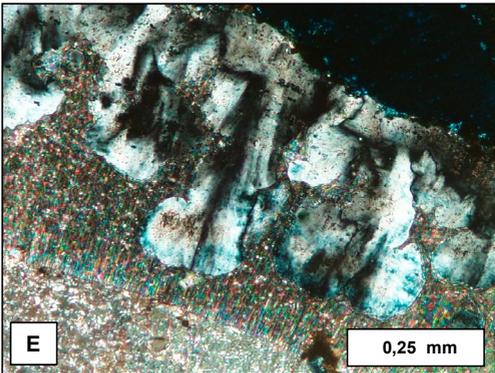
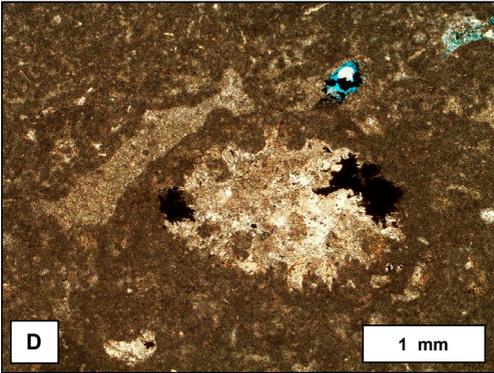
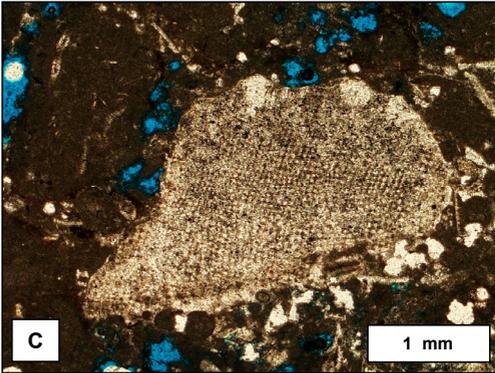
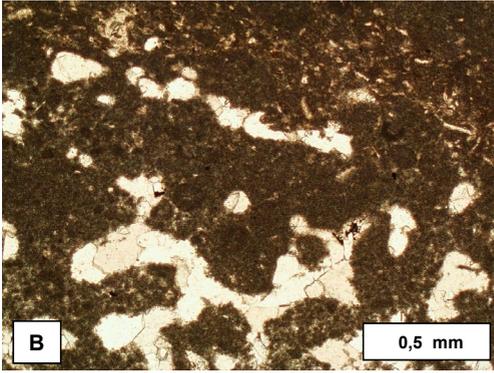
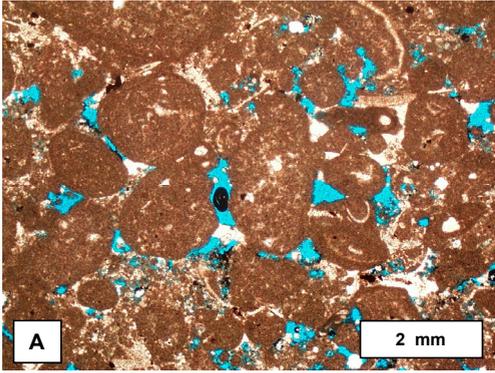
D - Probe 19-o: Bioklastischer Wackestone. Neben kleinen Echinodermen-Bruchstücken (links) treten auch rekristallisierte Bruchstücke von *Neuropora bronni* (Mitte) auf.

E - Probe 21-u: Lithoklast-Wackestone. In einem Belemniten-Rostrum wurden Bereiche teilweise unter Zerstörung der primären Struktur durch SiO_2 ersetzt.

F - Probe 21-M: Bioklastischer Wackestone. Querschnitt durch den Umgang eines Ammoniten in feinbioklastischer mikritischer Matrix. Der primäre Aragonit wurde durch feingranularen Calcit ersetzt.

G - Probe 21-M: Bioklastischer Wackestone. Querschnitt durch eine Muschelschale in pelmikritischer Matrix. Das feinpeloide, interne Sediment weist aufgrund fehlender Kompaktion das primäre, wesentlich offenere Gefüge auf.

H - 21-o: Lithoklast-Wackstone. Querschnitt durch ein primäre calcitische kugelige Bryozoen-Kolonie, deren Zoarien mit granularem Calcit gefüllt sind.



Tafel 3

A - Probe 21-o: Lithoklast-Wackestone. Schnitt durch ein Holothurien-Bruchstück mit feinen Skleriten in peloider Matrix mit einzelnen Calcisphären.

B - Probe 21-D: Lithoklast-Wackestone-Packstone. Textulariide Foraminifere und kleine, hell erscheinende Echinodermenbruchstücke sowie Filamente und Calcisphären in pelmikritischer Matrix.

C - Probe 21-D: Serpulid-Framestone in Lithoklast-Wackestone. Serpuliden mit gut erhaltener Wandstruktur (primär Mg-Calcit ?) bilden ein kleines Serpuliden-Riff, dessen Wachstumshohlräume mit Mikrit gefüllt sind.

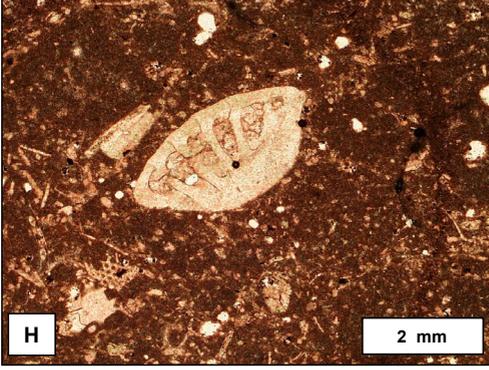
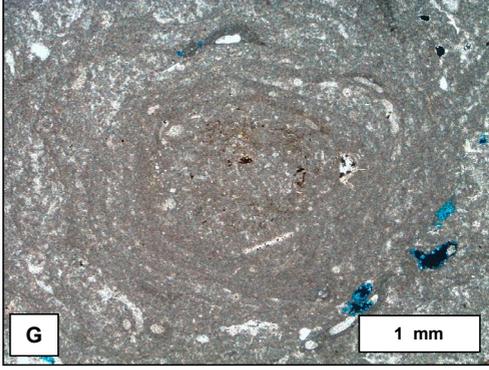
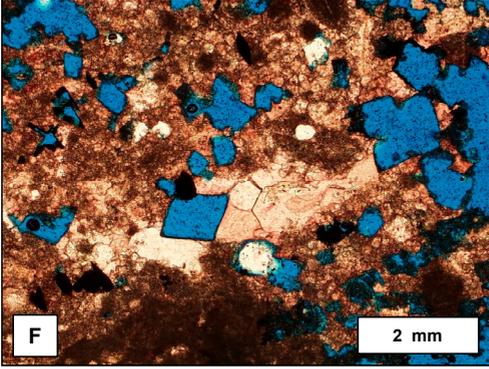
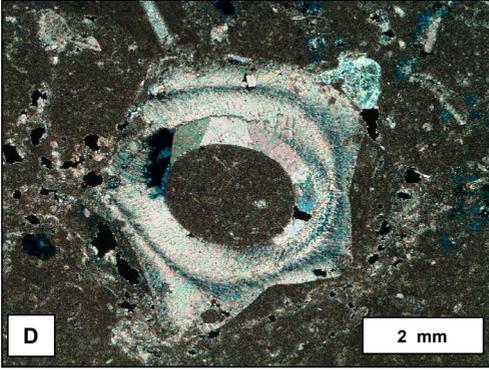
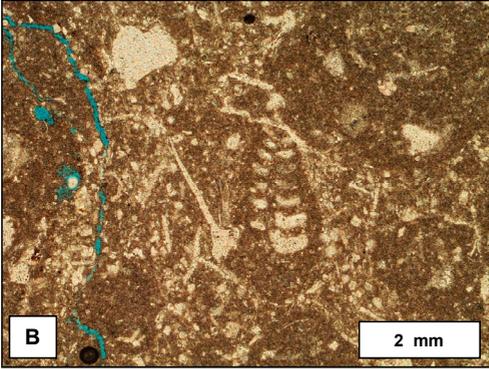
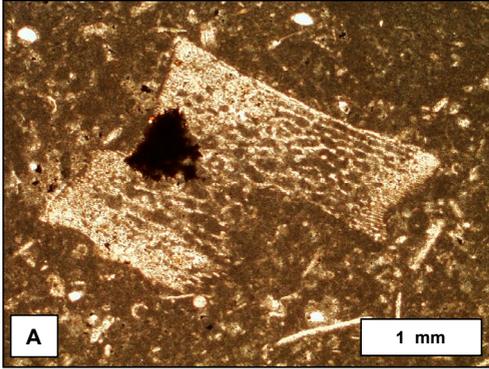
D - Probe 22-o: Lithoklast führender Floatstone. In der feinpeloiden Matrix schwimmen neben kleinen biogenen Resten auch größere Bruchstücke von Serpuliden mit fünf-kieligem Querschnitt und gut erhaltener Wandstruktur.

E - Probe 22-D: Lithoklast-Filament-Wackestone. Dünne Filamente schwimmen in einer feinpeloiden Matrix.

F - Probe 23-o: Partiiell dolomitierter Lithoklast-Peloid-Wacke- bis Packstone. Ehemalige, oft idiomorphe Dolomitrhomboeder sind relativ früh gesprossen. Sie wurden durch subrezente Verwitterungsprozesse herausgelöst und sind nun als Dolomit-Lösungsporen («Dedolomit»; blau eingefärbt) aufgrund der Rhomboeder-Morphologie des Lösungshohlraumes noch zu erkennen.

G - Probe 24-M: Mikrobieller-onkolitischer Boundstone. Um einen mikrobiellen Lithoklasten haben sich viele Lagen gebildet, die auch von kleinen sessilen Foraminiferen mit länglichen Kammern besiedelt wurden.

H - 25-u: Lithoklast-Wackestone. Vereinzelt sind benthonische Foraminiferen (u. a. *Lenticulina* sp.) in einer feinpeloidalen, bioklastischen Matrix zu finden. Sie zeigen gute Schalenerhaltung. Die Kammern sind mit grobgranularem Calcit gefüllt.



11. Anhang

11.1. Tonmineral-Analytik

