

Porenzemente, Senkung und Hebung von Kalksteinen des Marbach-Ooliths, Oberer Muschelkalk

Von SILVIA HAßLWANTER, Stuttgart und THEO SIMON, Fichtenberg.

Mit 22 Abbildungen.

ZUSAMMENFASSUNG

Die Porenzemente im Marbach-Oolith des Oberen Muschelkalks im Steinbruch Brigachtal-Klengen (Schwarzwald-Baar-Kreis, Baden-Württemberg) wurden näher untersucht. Ziel der Untersuchungen war es, Erkenntnisse über Senkung und Hebung der Gesteine nach deren Ablagerung zu gewinnen und die Entstehung der Porenzemente mit Hilfe eines Senkungs-Hebungsdiagramms in eine logische Abfolge zu bringen. Die meisten der interpartikulären Porenräume, der Intrapartikelporen, moldischen Poren und Schirmporen der Kalksteine wurden im Laufe der Senkung und Hebung von kalzitischen, z. T. auch dolomitischen Zementen verschlossen. Während und nach der Zementation kam es zu Lösungsprozessen, so dass heute im Marbach-Oolith Porosität auftritt. Es kam außerdem zu einer komponentenselektiven Rekristallisation, die eine Deformation der Ooide zur Folge hatte.

Schlüsselworte: Porenzement, Senkung, Hebung, Oberer Muschelkalk, Marbach-Oolith, Südwestdeutschland.

ABSTRACT

Cementation of pores in the Marbach Oolite Member (Upper Muschelkalk, Trochitenkalk Formation) in a quarry at Brigachtal-Klengen (County Schwarzwald-Baar, Baden-Wuerttemberg, Germany) was investigated. The objective of the investigation was to understand the postdepositional subsidence and uplift of the sedimentary rocks and to examine the genetical succession of the pore cements by means of the subsidence-uplift diagram. Most of the interparticular pores, the intraparticle pores, the moldic pores and the shelter pores were closed during subsidence and uplift by calcitic and partly by dolomitic cements. Solution processes in the course of cementation and after cementation were responsible for the high porosity in the Marbach Oolite Member. Additionally, selective recrystallization of rock components resulted in deformation of oolites.

Keywords: Cementation of pores, subsidence, uplift, Upper Muschelkalk, Marbach Oolite Member, Southwest Germany.

EINFÜHRUNG

Der Obere Muschelkalk wird seit den 1960er Jahren hinsichtlich seiner sedimentologischen und diagenetischen Entwicklung intensiv untersucht (z. B. WURSTER 1964; BRÜDERLIN 1969; BACHMANN 1973; SCHRÖDER 1982; HAGDORN 1987; RÖHL 1990).



Abb. 1: Lage des Aufschlusses „Schotterwerk Riegger“ in Brigachtal-Klengen, Schwarzwald-Baar-Kreis (Quelle: Karte von Openstreetmap – © OpenStreet-Map contributors).

Die Zementstratigraphie im Trochitenkalk wird unter anderem von BRUCKSCHEN (1992) und BRUCKSCHEN & RICHTER (1994) beschrieben und mit der Diagenese des Korallenooliths im Oxford von Niedersachsen verglichen. ZEEH & GENG (2001) haben die Zementstratigraphie und die Entstehung von Dolomitsteinen in Südwestdeutschland untersucht. Bei AIGNER & SCHAUER (1997) steht dabei der Trigonodusdolomit (Rottweil-Formation) im Vordergrund. KOSTIC & AIGNER (2004) und BORKHATARIA (2005) befassten sich mit den porösen Eigenschaften von Kalksteinen des Oberen Muschelkalks. Vor allem im Schaumkalk von Rüdersdorf wurden in jüngerer Zeit Ooide des Unteren Muschelkalks genauer untersucht (z. B. FITZNER & KOWNATZKI 1995; FRIEDEL 1995; NOACK & SCHROEDER 2003).

Die rezent vorhandene Porosität im Marbach-Oolith war der Anlass für eine Diplomarbeit am Institut für Planetologie der Universität Stuttgart (SAILER 2008), aus der diese Veröffentlichung hervorgeht. Die Fragestellung lautete: Wodurch

kam die Porosität im Marbach-Oolith zustande und was geschah mit den Gesteinen während ihrer Senkung und Hebung? Um die Diageneseschritte innerhalb des Oberen Muschelkalks rekonstruieren zu können, wurde ein detailliertes stratigraphisches Profil ab den oberen Bereichen des Mittleren Muschelkalks (mm) und bis zu den Plattenkalken des Oberen Muschelkalks (mo) im Steinbruch Brigachtal-Klengen (Abb. 1) aufgenommen. Es wurden zahlreiche orientierte Proben zur Untersuchung entnommen. Um auch die lateralen Veränderungen der Diagenese besser verstehen zu können, wurden Proben aus dem Marbach-Oolith in der Wutachschlucht zwischen Wutachmühle und Boll sowie drei Proben aus einem von BRÜDERLIN (1970a; 1970b; 1971) beschriebenen Aufschluss bei Eberfingen entnommen. Zum Vergleich dienten Proben aus anderen oolithischen Gesteinen des Oberen Muschelkalks (Döggingen-Oolith, Wutachschlucht).

PROFILBESCHREIBUNG

Im Gebiet um Donaueschingen wird der Obere Muschelkalk von unten nach oben in die Trochitenkalk-Formation, die Meißner-Formation und die Rottweil-Formation (GEYER 2011) gegliedert. Die Trochitenkalk-Formation besteht aus einer Wechselfolge von oolithischen, meist bioklastischen und mikritischen Kalksteinen. Die oolithischen Gesteine schließen sich zum Marbach-Oolith zusammen.

Das Klengen-Profil (Abb. 2) besteht an der Basis aus ca. 3 m mächtigen dolomitischen Mudstones der Diemel-Formation des Mittleren Muschelkalks.

Darüber lagern die knapp 17 m mächtigen Sedimente der Unteren und Mittleren Trochitenschichten. Sie setzen sich aus einer Wechsellagerung von marinen Grainstones, Packstones, Wackestones, Mudstones sowie Floatstones zusammen. Die ersten Trochiten sind ab 2,14 m über der Basis zu finden und nehmen nach oben zu. Zum Hangenden sind zunehmend Bivalven, Scaphopoden, Ostrakoden und Gastropoden enthalten.

Darauf folgen die 3,6 m mächtigen Schichten des Marbach-Ooliths (Abb. 3), bestehend aus Grainstones mit vorwiegend Ooiden, Cortoiden, Bivalven und Echinodermen. Zum Top des Marbach-Ooliths hin nehmen die Porosität und der Anteil an Dolomit zu.

Überlagert wird der Marbach-Oolith von den ca. 10 m mächtigen Oberen Trochitenschichten, bestehend aus einer Wechselfolge von Rud-, Grain- und Packstones sowie Mudstones. Fast durchgehend sind Echinodermenreste vorhanden. Dolomit kommt in nahezu allen Schichten vor. Die meisten Schichten zeigen sekundäre Porositäten.

Das Klengen-Profil wird oben von den ca. 12 m mächtigen Plattenkalkschichten (Meißner-Formation) abgeschlossen. Dieses Schichtpaket setzt sich aus einer Wechsellagerung von Rudstones, Packstones und Mudstones zusammen. Dolomite sind nur in den Pack- und Rudstones zu finden. Offener Porenraum ist in den Packstones dieser Schichtfolge vorhanden. Den obersten Teil des Profils bilden Mudstones, die arm an Komponenten sind.

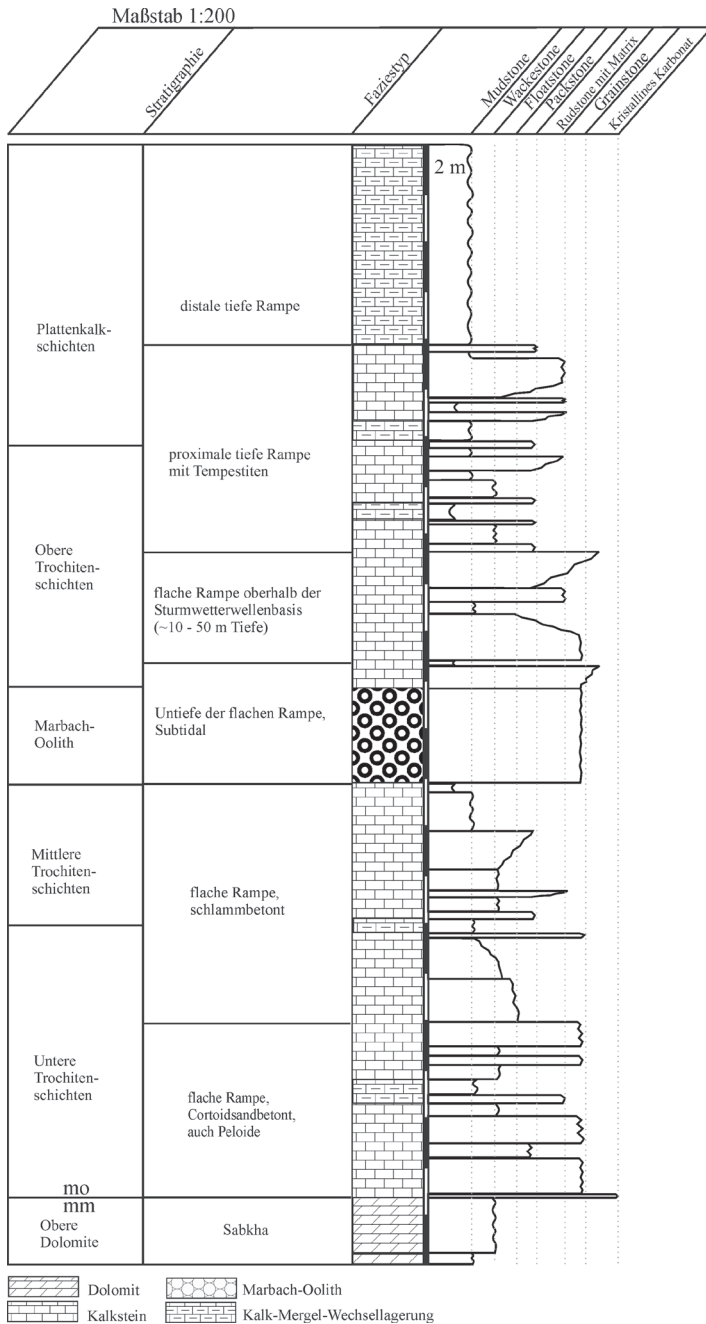


Abb. 2: Profil des Aufschlusses in Klengen. Gliederung nach BRÜDERLIN (1971). Nach SAILER (2008).

PROBENPRÄPARATION UND UNTERSUCHUNGSMETHODEN

Aus den meisten Bänken wurde eine orientierte Probe genommen (Abb. 3); es wurden Dünnschliffe daraus erstellt und diese anschließend analysiert. Die Proben wurden vor dem Aufkleben auf den Objektträger mit blau gefärbtem Kunstharz getränkt, um die vorhandene Porosität deutlich sichtbar zu machen. Nach dem Aufkleben wurden die Dünnschliffe vor dem Abdecken zur Hälfte in einer Dickson-Lösung (DICKSON 1965) getränkt, um so auch die Zemente im Dünnschliff besser unterscheiden zu können. Dies ermöglicht die direkte Differenzierung zwischen dolomitischen Zementen (sie bilden mit der Lösung keinen Komplex, bleiben also farblos), kalziumkarbonatischen Zementen (das in der Lösung enthaltene Alizarin Rot-S bildet mit dem Kalzium einen Komplex und wird deshalb rot eingefärbt) und Fe-Kalzit-/Fe-Dolomit-Zementen (das in der Lösung enthaltene Hexacyanoferrat-III bildet mit Fe^{2+} einen blauen Komplex).

Nach der Fertigstellung der 125 Großschliffe und 10 Kleinschliffe wurden die Dünnschliffe petrographisch aufgenommen und untersucht. Dies wurde mit Hilfe der Polarisations-, der Fluoreszenz-, der Kathodolumineszenz- sowie der Rasterelektronenmikroskopie durchgeführt.

Die Kathodolumineszenzmikroskopie (KL) macht sich das unterschiedliche Lumineszenzverhalten von Eisen und Mangan zunutze (HEMMING 1989; BRUCKSCHEN 1992): Das heißt, unter dem KL kann man das Redoxpotenzial (Eh) der Paläoporenwässer rekonstruieren. Wenn diese anoxisch waren, konnten sie Eisen und Mangan reduzieren. Durch die Reduktion wurden Eisen und Mangan zweiwertig und konnten in diesem Zustand in die Zemente eingebaut werden. War das Porenwasser oxidisch, wurden Eisen und Mangan nicht reduziert und konnten somit auch nicht in das Kalzitgitter eingebaut werden. Wird manganhaltiges Karbonat in der Kathode angeregt, emittiert es oranges bis gelbes Licht. Eisen hingegen dämpft die Lumineszenz und es wird ein dumpfes Orange emittiert. Die maximalen Kathodolumineszenz-Intensitäten von Kalzit spiegeln das Fe/Mn-Verhältnis wider (HEMMING 1989).

DIAGENESEERSCHEINUNGEN

Nadelige Zemente sind vor allem in den Zwickelporen des Marbach-Ooliths zu finden und sind dort isopach (gleichlang) und normal fibrös ausgebildet (Abb. 5 und 6). In anderen Dünnschliffen ist zu erkennen, dass sie ebenfalls im Zwickelporenraum um andere Komponenten herum gewachsen sind. Hier sind sie ebenso isopach, normal fibrös, aber auch radial fibrös ausgebildet.

Im Laufe der frühen Diagenese kommt es zur Lösung von ursprünglich aragonitischen Komponenten. Die Schalen der Bivalven, Gastropoden und Scaphopoden werden gelöst. Durch diesen Vorgang werden moldische Poren (Lösungsporen) gebildet. Diese gehören zum sekundären Porenraum (TUCKER & WRIGHT 1992: 316). Nadelige Zemente sind auch in Schirmporen und moldischen Poren (Abb. 6) gewachsen. Da die nadeligen Zemente im Zuge der Aragonitlösung nicht aufgelöst wurden und sie durch die Dickson-Lösung rot gefärbt werden, bestan-

den sie vermutlich primär aus Mg-Kalzit. Unter dem Kathodenstrahl zeigen die kurzadeligen Zemente eine schwache Lumineszenz.

Blockzemente sind in moldischen Poren (Abb. 7), Zwickelporen, Schirmporen und Klüften zu finden. Die Blockzemente sind den nadeligen Zementen aufgewachsen. Zwischen den deformierten Ooiden liegen sie teils zerbrochen vor (Abb. 8). Mit Dickson-Lösung werden die Blockzemente rot (eisenfreie Kalzitzone) bzw. violett (Eisenkalzite) gefärbt. Im KL erkennt man innerhalb dieser Zemente drei unterschiedliche Farben: Sie zeigen rote und orangene Lumineszenz sowie nichtlumineszierende Bereiche mit gelben Streifen (Abb. 5 und 21).

In Biomikriten des Trochitenkalks sind unter konvexen Bioklasten Schirmporen und – nach Aragonitlösung – moldische Poren entstanden. In diesen Bereichen sind den nadeligen Zementen häufig idiomorphe Dolomitekristalle als Zement aufgewachsen (Abb. 9). Diese Dolomite lassen sich zum größten Teil mit Dickson-Lösung nicht einfärben. Nur in wenigen Bereichen der Oberen Trochitenkalkschichten sind Dolomitekristalle vorhanden, die in ihren äußeren Wachstumszonen eine blaue Färbung annehmen (Abb. 10). Die Dolomitrhomboeder zeigen eine schwach rötliche Lumineszenz mit einer äußeren orangenen Zone (Abb. 11).

Andere Dolomite sind nicht als Zemente gewachsen, sondern als Verdrängungsdolomite. Diese sind vor allem in den Ooiden des Marbach-Ooliths und des Döggingen-Ooliths zu finden und verdrängen dort das Material, aus dem die Ooide ursprünglich bestanden (Abb. 12 und 13). Diese Dolomite lassen sich nicht anfärben und emittieren eine rötliche Lumineszenz. Man kann auch erkennen, dass in deformierten Ooiden des Marbach-Ooliths die Dolomite die ersten Zementsäume aufgebrochen haben und aus den Ooiden herausgeschoben wurden.

In einigen moldischen Poren des Oberen Muschelkalks sind barock gewachsene ehemalige Satteldolomite vorhanden (Abb. 14). Entlang ihrer Spaltbarkeit ist Goethit angereichert. Unter dem KL zeigen sie keine Lumineszenz, weisen aber einzelne dünne, gelbe Zonen auf (Abb. 15). Die Satteldolomite werden durch Dickson-Lösung rot gefärbt: Sie wurden dedolomitiert (GENG & ZEEH 1995). Dedolomitisierung bedeutet, dass die Satteldolomite gelöst und die so entstandenen moldischen Porenräume durch Blockkalzite verschlossen wurden (Abb. 15).

Eine Besonderheit im Marbach-Oolith ist die Rekristallisation der Ooide. Diese liegen zum größten Teil nicht in ihrer originalen Form (radial kalzitischer Aufbau; Abb. 16) vor, sondern weisen eine fein- bis grobkörnige Mosaikstruktur auf (RICHTER 1983). Diese Mosaikstrukturen werden durch Dickson-Lösung rot eingefärbt und zeigen eine nicht vorhandene Lumineszenz mit gelben Flecken (Abb. 17). Es handelt sich dabei um kalzitische Rekristallisate innerhalb der Ooide. Die groben Rekristallisationen besitzen Goethitränder. Dies spricht für eine Rekristallisation in einem oxischen Porenwasser. Je größer die Ooide sind, desto gröber ist die Rekristallisation (Abb. 4 und Abb. 18).

Eine untergeordnete Rolle spielt die Verkieselung. Diese ist komponentenselektiv und betrifft im Klengen-Profil besonders Brachiopoden und im Marbach-Oo-

lith Echinodermenreste. Bereichsweise wurden auch Nadelzemente von der Verkieselung eingeschlossen. Bei den Verkieselungen handelt es sich um Quarzin.

Auffallend sind die deformierten Ooide im Marbach-Oolith: Sie sind zum Teil stark deformiert und halbmondförmig. Diese Halbmondooide wurden zum ersten Mal von WHERRY (1916) beschrieben. Durch Kompaktion hängen Ooide in Ketten aneinander. Um diese herum sind die nadeligen Zemente erhalten, allerdings in den Bereichen der ehemaligen Porenhälse gebrochen. Ebenso liegen die Blockkalzite und Fe-Blockkalzite in den Zwickelporen der deformierten Ooide zerbrochen vor (CONLEY 1977). An den Drucklösungssäumen ist Goethit angereichert. Dies lässt vermuten, dass die Lösung erst während der Hebung der Kalke in einem oxischen Porenwasser stattgefunden hat.

In den Dünnschliffen ist außerdem zu erkennen, dass Styloolithen deformierte Ooide durchschlagen. Die Styloolithen sind demnach jünger als die Deformation. Vermutlich wurden die Ooide durch die selektive Rekristallisation instabil. Dies führte im weiteren Verlauf zu deren Deformation (Abb. 18). Die Verdrängungsdolomite innerhalb der Ooide haben nach der Deformation nicht mehr den gleichen Raum zur Verfügung. Da sie zum Zeitpunkt der Diagenese relativ zu den Ooiden stabiler waren, wurden sie bei der Deformation aus den Ooiden herausgedrückt.

Viele der diagenetischen Erscheinungen konnten sich nur aufgrund mehrmaliger Lösungsvorgänge bilden. Durch die Aragonitlösung und die Lösung des Satteldolomits bildeten sich moldische Poren. In einigen Bereichen des Oberen Muschelkalks und besonders im Marbach-Oolith sind rezent offene Poren vorhanden (Abb. 19). In den höheren Bereichen des Marbach-Ooliths liegen viele Ooide vollständig gelöst vor (Abb. 4). In diesen Poren sind bis heute keine Zemente gewachsen. Außerdem wurden Dolomite, nadelige und blockige Zemente gelöst. Die Porosität ist durch die Blaufärbung der Dünnschliffe leicht zu erkennen. Im Döggingen-Oolith wurden nur die karbonatischen Zemente gelöst, die Dolomite dagegen blieben erhalten (Abb. 20). Durch den spätdiagenetischen Einfluss von Süßwässern kam es zur Lösung der rekristallisierten Ooide, der nadeligen Zemente und der Blockzemente. Im Döggingen-Oolith wurden die durch Dolomit rekristallisierten Ooide nicht gelöst. Allerdings wurden alle anderen Zemente um die Ooide herum gelöst. Da in den rezent offenen Poren keine nadeligen Zemente gewachsen sind, muss es sich um eine späte Lösung handeln.

SENKUNG UND HEBUNG

Die Bildung der Porenzemente kann zeitlich eingeordnet werden, wenn man deren Bildungsbedingungen mit einem Senkungs-Hebungsdiagramm vergleicht (Abb. 22). Ein solches kann hier nach neueren Altersangaben (Deutsche stratigraphische Kommission 2012) genauer konstruiert werden als die von AIGNER (1985), BRUCKSCHEN (1992) sowie GENG & ZEEH (1995) vorgelegten Kurven.

Eine Dekompaktion (BRUNET & LE PICHON 1982) wurde nicht vorgenommen, da die Ergebnisse bei einer Berücksichtigung der Kompaktion nur unwesentlich beeinflusst würden. Die Angaben über die Mächtigkeiten der überlagernden

Schichten wurden aus GEYER (2011: 143 ff) und GEYER (2003) entnommen. Die Mächtigkeitenangaben sind auf das Gebiet um Klengen bezogen (Abb. 22).

In der Kreidezeit hat der Obere Muschelkalk die tiefste Versenkung mit nahezu 800 m erreicht. Bis zur Mitte der Kreidezeit war das Gebiet um Klengen in einer tektonischen Ruhephase. Nachfolgend begann der erste Vorschub der Alpen (ROSENBAUM & LISTER 2005). Dabei kam es zu einer ersten Hebung der Schichten im Untersuchungsgebiet. Im Oligozän erfolgte eine verstärkte Hebung, die bis zum Miozän anhielt. Danach folgte eine Ruhephase bis zum Ende des Miozäns. Bis ins Quartär hob sich das Gebiet wieder stärker (EBERLE 2007: 60).

ENTSTEHUNG DER PORENZEMENTE UND MINERALNEUBILDUNG BEI SENKUNG UND HEBUNG

Die Entstehung der Porenzemente und die Mineralneubildungen (Abb. 22) können der marinen Frühdiagenese, der Senkungsdiagenese, der frühen Hebungsdiagenese und der späten Süßwasserdiagenese zugeordnet werden.

Marine Frühdiagenese

Noch während der späten Muschelkalkzeit oder spätestens der frühen Keuperzeit entstanden frühdiagenetisch die ersten Nadelzemente und die isopachen, normal fibrösen Zemente. Diese wuchsen den Komponenten direkt auf, verfestigten das Gestein und stabilisierten das Gefüge. Die nadeligen Zemente entstanden im oxisch marinen Porenwasser. Die nadeligen wie auch die isopachen, normal fibrösen Zemente zeigen keine Lumineszenz unter dem KL. Folglich wurden bei ihrer Bildung Eisen und Mangan nicht durch anoxische Porenwässer reduziert und konnten somit auch nicht in das Kalzitgitter eingebaut werden.

Senkungsdiagenese

Im Laufe der frühen Senkungsdiagenese kam es zur Lösung der biogenen Aragonitkomponenten. Das Porenwasser zur Zeit der Aragonitlösung war stark an Kalziumkarbonat untersättigt, da der gelöste Aragonit wenig Kalziumkarbonat für die Zementation zur Verfügung stellte.

Vor der Lösung der aragonitischen Komponenten stabilisierten frühe Nadelzemente zusammen mit Mikrit die entstandenen moldischen Poren. In diesen wuchs nur ein geringer Volumenanteil nicht lumineszierender, nadeliger Zemente. Nach diesen, während der flachen Senkung relativ früh im oxischen Porenwasser entstandenen Zemente, bildeten sich langsam die skalenoeidrischen Blockkalzite. Unter dem Kathodenstrahl zeigen diese Bereiche keine bzw. eine sehr schwache Lumineszenz (Abb. 5). Diese Blockkalzite begannen ihr Wachstum spätdiagenetisch während der frühen Senkung im oxischen Porenwasser. Die Skalenoeider können dünne moldische Poren vollständig verschließen und gleichzeitig in derselben Pore auch randlich klein gewachsen sein (Abb. 21).

Die Dolomitzemente und Verdrängungsdolomite bildeten sich ungefähr zeitgleich mit den frühen Blockkalziten. Die Dolomite sind im oxischen bis anoxischen Porenwasser im Zuge der Senkungsdiagenese gewachsen. Allerdings

dauerte die Phase der Dolomitbildung länger an als die Bildung der eisenfreien Blockkalzite.

In den Kalksteinen ist außerdem in der Matrix feinverteilter Pyrit zu erkennen. Dieser kommt auch in den von Dolomitementen verschlossenen Poren der Plattenkalkschichten vor. Pyrit wird nur im reduzierenden Milieu der Porenwässer gebildet.

An die Nicht-Fe-Blockkalzite und Dolomite gliedern sich Satteldolomite und Fe-Blockkalzite an (Abb. 5). Satteldolomite entstehen erst ab einer Temperatur von mindestens 50 bis 60 °C (RADKEN & MATHIS 1980). Für die Oberflächentemperatur in Klengen wird ein Wert von 20 °C angenommen, der pro Kilometer Tiefe um 30 °C bis 40 °C ansteigt. Bei einer Senkung des Oberen Muschelkalks um ca. 800 m wird die Bildungstemperatur erst im Zuge der tiefsten Versenkung am Ende des Oberen Jura erreicht (Abb. 22).

Im KL ist zu erkennen, dass sich die Fe-Blockkalzite und die Satteldolomite ungefähr zeitgleich bildeten (Abb. 15). Die Fe-Blockkalzite und die Satteldolomite wurden in einem anoxischen Porenwasser gebildet. In moldischen Porenräumen stand immer noch offener Porenraum für das Wachsen von Zementen zur Verfügung.

Hebungsdiagenese

Im Zuge der frühen Hebung des Gesteinspakets kam es durch oxische Porenwässer zur Lösung der Satteldolomite. Der dadurch entstandene Porenraum wurde von späten Nicht-Fe-Blockkalziten verschlossen (Abb. 15). Restporenräume, die bisher nicht von nadeligen Zementen, Blockkalziten, Satteldolomiten oder Fe-Blockkalziten verschlossen waren, wurden nun im Zuge der frühen Hebung durch diesen eisenfreien Blockkalzit bis auf wenige kleine offene Porenräume verschlossen.

Die Rekrystallisate der Ooide sind gleichzusetzen mit den spätdiagenetischen Blockkalziten, da sie ebenfalls keine Lumineszenz zeigen, abgesehen von wenigen gelben Lumineszenzzonen.

Durch die Rekrystallisation wurden die Ooide instabil. Dies führte dazu, dass die Ooide durch die immer noch ca. 600 m mächtigen überlagernden Schichten diffusiv ineinander gedrückt wurden und so die deformierten Ooide entstanden. Die grobkörnigen Rekrystallisate sind mit Goethit vergesellschaftet. Goethit bildet sich nur durch oxische Porenwässer, die ausschließlich im Laufe der Hebung in das System gelangen konnten.

Die späten Blockkalzite bildeten sich während der frühen Hebungsdiagenese im oxischen Porenwasser. Ab Beginn des Miozäns sind die letzten Porenräume zum größten Teil verschlossen.

Späte Süßwasserdiagenese

Erst im späten Tertiär und im Quartär kam es zu starken Lösungsprozessen in den untersuchten Schichten. In den Dünnschliffen ist durch Blautränkung eine erhöhte Porosität leicht zu erkennen. In diesen blaugefärbten moldischen Po-

ren wurden keine Zemente gebildet (Abb. 19). Die Lösung betrifft vor allem die Schichten des Marbach-Ooliths sowie die untersten Lagen der Oberen Trochitenschichten. Hier wurden zumeist die Ooide, nadelige Zemente, blockige Zemente und Echinodermenreste gelöst. Auch im Döggingen-Oolith wurden die kalzitischen Zemente gelöst. Dieser Lösungsprozess ist auf den Zufluss von oxischen Süßwässern zurückzuführen.

Durch die immer noch vorhandene Auflast sind in den Kalken des Klengen-Profiles Styloolithen entstanden. Diese sind meist offen und durchbrechen unter anderem deformierte und gelöste Ooide. Manche der Styloolithen sind bereichsweise mit späten Nicht-Fe-Blockkalziten verfüllt. Nadelzemente sind in den Styloolithen nicht zu erkennen.

DISKUSSION

Ein Senkungs-Hebungsdiagramm ist für die Interpretation notwendig, um die beobachteten Diageneseschritte in eine zeitliche Abfolge bringen zu können: Es kam zu einer dreimaligen sekundären Porenbildung: Zum einen durch die Aragonitlösung (frühdiagenetisch), dann durch die Lösung der Satteldolomite (während der frühen Hebung des Muschelkalks) und sehr spät die Lösung der Ooide des Marbach-Ooliths sowie auch die Lösung der Kalzit-zemente im Döggingen-Oolith.

Bei der Aragonitlösung besteht noch Untersuchungsbedarf, da im gesamten Profil unterschiedliche Befunde der Aragonitlösung vorliegen. Es gibt moldische Poren mit durchgehenden nadeligen Zementen, moldische Poren mit fleckig verteilten nadeligen Zementen und moldische Poren ohne nadelige Zemente. Dies legt die Vermutung nahe, dass sich die Lösung des Aragonits kontinuierlich über einen langen Zeitraum hinzog und der Aragonit in manchen Poren auch in Teilen länger erhalten blieb, so dass sich an diesen Stellen innerhalb der Poren keine nadeligen Zemente bilden konnten.

Eine Besonderheit ist auch das zunehmende Volumen der Eisen-Blockkalzit- und Dolomit-zemente in Intrapartikelporen von Kalken in den Oberen Trochitenschichten und in den Plattenkalkschichten. Die Intrapartikelporen müssten normalerweise eine hohe Durchflussrate für Porenwässer haben. In den Unteren und Mittleren Trochitenschichten sowie im Marbach-Oolith sind nur geringe Mengen an Fe-Kalzit auszumachen. Diese sind zumeist nur als dünne Bänder in den Blockkalziten zu finden.

Eine weitere Besonderheit sind die deformierten Ooide (BRUCKSCHEN 1992; BACHMANN 1973; BRÜDERLIN 1970a). Die Ooide sind selten in originaler Struktur erhalten. Sie können nicht aragonitisch gewesen sein, da sie sonst nach Aragonitlösung moldischen Porenraum zur Verfügung gestellt hätten und die gleichen Zementationsmuster wie die moldischen Porenräume der ehemals aragonitischen Komponenten zeigen müssten. Die Ooide wurden rekristallisiert. Um die Ooide herum sind isopache, normal fibröse Zemente gewachsen, die nur an den Porenhälsen der deformierten Ooide zerbrochen vorliegen. Dolomit ist in den Ooiden gewachsen. Nur in den deformierten Ooiden wurden die Dolomite

aus den Ooiden herausgedrückt, so dass die nadeligen Zementsäume aufbrechen und in benachbarte Ooide hineingedrückt wurden. Dies alles sind Hinweise darauf, dass die Deformation im Fall des Marbach-Ooliths spät stattgefunden hat.

SCHLUSSFOLGERUNGEN MIT AUSBLICK

Da die Proben zur Untersuchung an einem zu Tage anstehenden Profil aufgenommen wurden, wäre ein Bohrkern von einem möglichst ähnlich aufgebauten Abschnitt des Oberen Muschelkalks von Interesse. Hier könnte man einen Vergleich zwischen versenktem und gehobenem Muschelkalk ziehen. Es wäre interessant, eventuell vorhandene fluide Einschlüsse des Satteldolomits zu untersuchen. Dadurch könnte die Entstehungstemperatur des Satteldolomits rekonstruiert und somit auch die Zeit der tiefsten Versenkung des Oberen Muschelkalks präzisiert werden. Auch die fluiden Einschlüsse der späten, nicht lumineszierenden Zemente können Aufschluss darüber geben, wann der Obere Muschelkalk wieder gehoben wurde.

DANK

Unser herzlicher Dank gilt Herrn DR. ALEXANDER FELS für stete Diskussionsbereitschaft, wertvolle Hinweise und die Einführung in die verschiedenen Methoden der Mikroskopie, sowie Herrn CHRISTOPH WIMMER-PFEIL für die Hilfe bei der Anfertigung der Dünnschliffe.

LITERATURVERZEICHNIS

- AIGNER, T. (1985): Storm Depositional Systems. – Lecture Notes in Earth Sciences, 3: 174 S.
- AIGNER, T. & M. SCHAUER (1997): Cycle Stacking Pattern, Diagenesis and Reservoir Geology of Peritidal Dolostones, Trigonodus-Dolomite, Upper Muschelkalk (Middle Triassic, SW-Germany). – Facies, 37: 99–114.
- BACHMANN, G. H. (1973): Die karbonatischen Bestandteile des Oberen Muschelkalks (Mittlere Trias) in Südwest-Deutschland und ihre Diagenese. – Arbeiten aus dem Institut für Geologie und Paläontologie an der Universität Stuttgart, 68: 1–99.
- BORKHATARIA, R., AIGNER, T., PÖPPELREITER, M. C. & J. C. P. PIPPING (2005): Characterisation of epeiric "layer - cake" carbonate reservoirs: upper Muschelkalk (Middle Triassic), the Netherlands. – Journal of Petroleum Geology, 28 (2): 15–42.
- BRUCKSCHEN, P. (1992): Zementstratigraphie im Trochitenkalk (Oberer Muschelkalk) des Nordwestdeutschen Berglandes. – Bochumer geologische und geotechnische Arbeiten, 38: 241 S.
- BRUCKSCHEN, P., NEUSER, R. D. & D. K. RICHTER (1992): Cement stratigraphy in Triassic and Jurassic limestones of the Weserbergland (northwestern Germany). – Sedimentary Geology, 81: 195–214.
- BRUCKSCHEN, P. & D. K. RICHTER (1994): Zementstratigraphische Grundmuster in marinen Karbonatablagerungen des Phanerozoikums – ein Abbild der normalen Beckenentwicklung. – Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, 1993 (7/8): 959–972.

- BRÜDERLIN, M. (1969): Beiträge zur Lithostratigraphie und Sedimentpetrographie des Oberen Muschelkalk im südwestlichen Baden-Württemberg Teil I: Lithostratigraphie. – Jahresberichte und Mitteilungen des oberrheinischen Geologischen Vereins, N. F. 51: 125–158.
- BRÜDERLIN, M. (1970a): Beiträge zur Lithostratigraphie und Sedimentpetrographie des Oberen Muschelkalk im südwestlichen Baden-Württemberg Teil II: Sedimentpetrographie. – Jahresberichte und Mitteilungen des oberrheinischen Geologischen Vereins, N. F. 52: 175–209.
- BRÜDERLIN, M. (1970b): Beiträge zur Lithostratigraphie und Sedimentpetrographie des Oberen Muschelkalk im südwestlichen Baden-Württemberg. – Jahresberichte und Mitteilungen des oberrheinischen Geologischen Vereins, N. F. 53: 195–199.
- BRÜDERLIN, M. (1971): Lithostratigraphische Profilsereien durch den Oberen Muschelkalk im südwestlichen Baden-Württemberg. – Jahresberichte und Mitteilungen des oberrheinischen geologischen Vereins, N. F. 53: 195–199.
- CONLEY, C. D. (1977): Origin of distorted Ooliths and Pisoliths. – *Journal of Petroleum Geology*, 47 (2): 554–564.
- BRUNET, M. F. & X. LE PICHON (1982): Subsidence of the Paris Basin. – *Journal of Geophysical Research*, 87 (B10): 8547–8560.
- Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.; Koordination und Gestaltung: MENNING, M. & A. HENDRICH) (2012): Stratigraphische Tabelle von Deutschland Kompakt 2012. – Potsdam (Geoforschungszentrum, GFZ).
- DICKSON, J. A. D. (1965): A modified staining technique for carbonates in thin section. – *Nature*, 205: 587.
- EBERLE, J., EITEL, B., BLÜMEL, W. D. & P. WITTMANN (2007): Deutschlands Süden vom Erdmittelalter zur Gegenwart. 188 S. – Berlin (Springer-Verlag).
- FITZNER, B. & R. KOWNATZKI (1995): Rüdersdorfer Schaumkalk als Baumaterial – Porositätseigenschaften und Verwitterungsverhalten der Werksteine des Belvedere auf dem Pfingstberg in Potsdam. – *Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen*, 168: 323–339.
- FRIEDEL, C. H. (1995): Partikelgenese und Diagenese des Schaumkalks von Rüdersdorf (Trias, Unterer Muschelkalk). – *Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen*, 168: 191–217.
- GENG, A. & S. ZEEH (1995): Diagenesis of Middle Triassic Muschelkalk carbonate rocks of the Rhine graben and adjacent areas (southwest Germany). – *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, 146: 372–385.
- GEYER, O. F., SCHOBER, T. & M. GEYER (2003): Die Hochrhein-Regionen zwischen Bodensee und Basel. – *Sammlung geologischer Führer*, 94: 1–526, Stuttgart (Borntreager).
- GEYER, M., NITSCH, E. & T. SIMON (2011): *Geologie von Baden-Württemberg*. – 5. Aufl. (GEYER, O. F. & M. P. GWINNER). 627 S. – Stuttgart (Schweizerbart).
- HAGDORN, H., HICKETHIER, H., HORN, M. & T. SIMON (1987): Profile durch den hessischen, unterfränkischen und baden-württembergischen Muschelkalk. – *Geologisches Jahrbuch von Hessen*, 115: 131–160.
- HEMMING, N. G., MEYERS, W. J. & J. C. GRAMS (1989): Cathodoluminescence in diagenetic

calcites: the roles of Fe and Mn as deduced from electron microprobe and spectroscopic measurements. – *Journal of Sedimentary Petrology*, **59**: 404–411.

KOSTIC, B. & T. AIGNER (2004): Sedimentary and poroperm anatomy of shoal-water carbonates (Muschelkalk, South-German Basin): an outcrop-analogue study of inter-well spacing scale. – *Facies*, **50**: 113–131.

NOACK, V. & H. SCHROEDER (2003): Porosity Development and Distribution in the Rüdersdorfer Schaumkalk (Middle Triassic) of the Gas Store Berlin, Germany. – *Facies*, **48**: 255–268.

RADKE, B.M. & R.L. MATHIS (1980): On the formation and occurrence of saddle dolomite. – *Journal of Sedimentary Petrology*, **50** (4): 1149–1168.

RICHTER, D.K. (1983): Calcareous Ooids: A synopsis. – In: **PERYT, T.** (Hrsg.): *Coated Grains*. 655 S. – Heidelberg (Springer).

ROSENBAUM, G. & G. LISTER (2005): The Western Alps from the Jurassic to Oligocene: spatio-temporal constraints and evolutionary reconstructions. – *Earth-Science Reviews*, **69**: 281–306.

SAILER, S. (2008): *Die Diagenese-geschichte des Marbach-Ooliths (Oberer Muschelkalk, Trias) bei Donaueschingen*. – Diplomarbeit am Institut für Planetologie (vormals Institut für Geologie und Paläontologie) der Universität Stuttgart. 74+28 S. (nicht veröffentlicht).

SCHRÖDER, B. (1982): Entwicklung des Sedimentbeckens und Stratigraphie der klassischen Germanischen Trias. – *International Journal of Earth Sciences*, **71**: 783–794.

TUCKER, M.E. & V.P. WRIGHT (1990): *Carbonate Sedimentology*. 482 S. – Oxford (Blackwell Scientific Publications).

WHERRY, E.T. (1916): A peculiar oolite from Bethlehem, Pennsylvania. – *Proceedings of the United States National Museum*, **49**: 153–156.

WURSTER, P. (1964): Krustenbewegungen, Meeresspiegelschwankungen und Klimaänderungen der deutschen Trias. – *Geologische Rundschau*, **54**: 224–240.

ZEEH, S. & A. GENG (2001): Entstehung und Diagenese von Dolomit in der Muschelkalk-Gruppe (Mitteltrias) SW-Deutschlands. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abh.*, **221** (3): 359–395.

Anschrift der Autoren:

SILVIA HAßLWANTER
Rechtensteinstraße 17
70469 Stuttgart
Email: hasslwanter@gmx.de

Prof. DR. THEO SIMON
Gehrendshalde 42
74427 Fichtenberg
Email: simon-fichtenberg@gmx.de

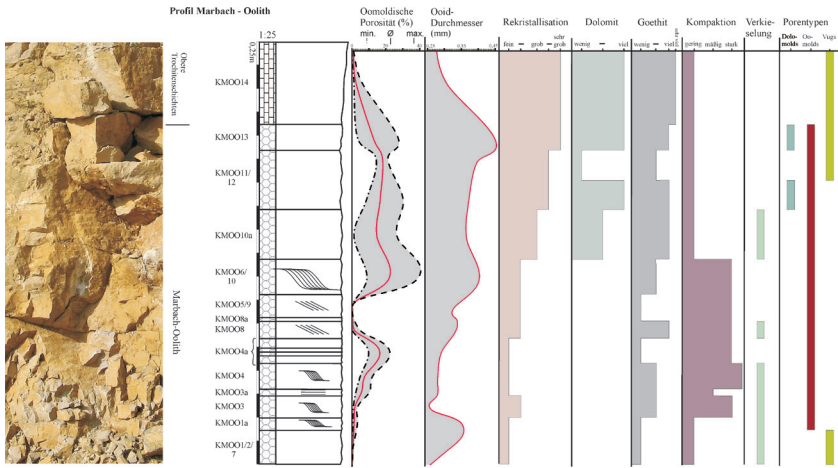


Abb. 3: Profil des Marbach-Ooliths in Klengen. (Zeichenerklärung s. Abb. 2). Schrägschichtungssymbole zeigen erhöhte Strömungsenergie an. Weiter sind dargestellt: Porosität, Durchmesser der Ooide, verschiedene Diageneseerscheinungen und die Nummern der untersuchten Proben. Vugs: Lösungsporen, die im wasserungesättigten Bereich entstanden sind.

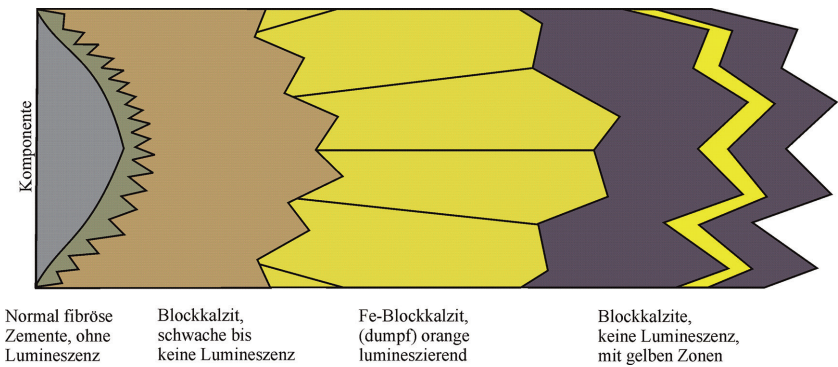
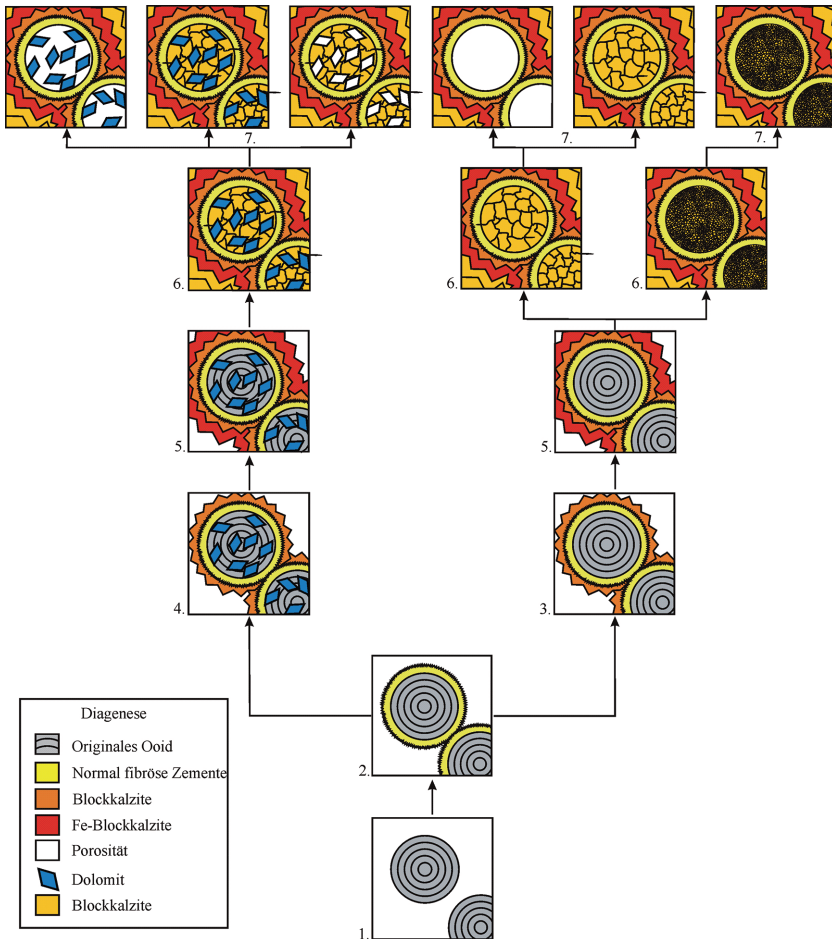


Abb. 5: Schematisches Kathodolumineszenz-Grundmuster der Gesteine des Oberen Muschelkalks.



- 1.) Originale konzentrische Ooide nach Ablagerung
- 2.) Bildung von normal fibrösen Zementen um die Ooide; marine Frühdiagenese
- 3.) Bildung von dumpf lumineszierenden Blockkalziten; flache Versenkungsdiagenese
- 4.) Bildung von Verdrängungsdolomiten; flache Versenkungsdiagenese
- 5.) Bildung von lumineszierenden Fe-Blockkalziten; tiefe Versenkungsdiagenese
- 6.) Nichtlumineszierende grob- und feinkörnige Rekrystallisation und Verschließen der noch offenen Porenräume mit Blockkalzit; frühe Hebungsdiagenese
- 7.) Endzustände der Ooide, Lösung von Kalzit und Dolomit, Befunde rezent im Marbach-Oolith; späte Hebungsdiagenese

Abb. 4: Diageneseerscheinungen in den Ooiden des Marbach-Ooliths.

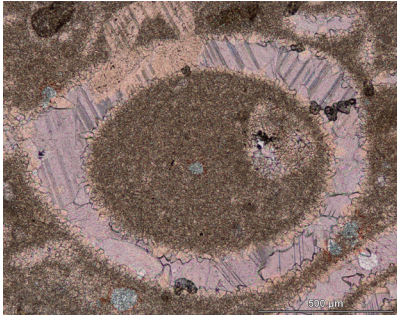


Abb. 6: Nadelige und blockige Zemente im moldischen Porenraum einer Scaphopodenröhre (Querschnitt).

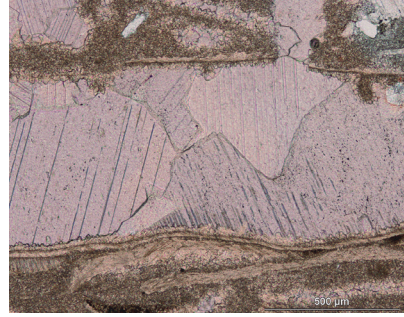


Abb. 7: Blockzemente im moldischen Porenraum einer Bivalve.

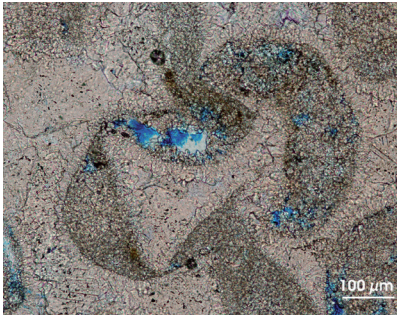


Abb. 8: Zerbrochene Zementfüllung im Zwickelporenraum deformierter Ooide. Blau: offener Porenraum.

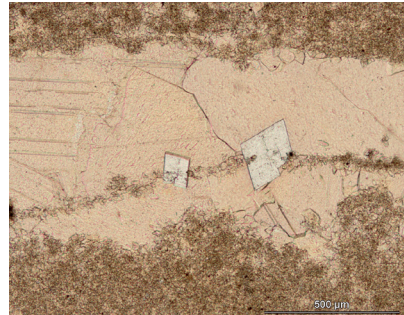


Abb. 9: Dolomite als Zement nach randständigen Nadel- und Blockzementen in Schirmpore gewachsen.

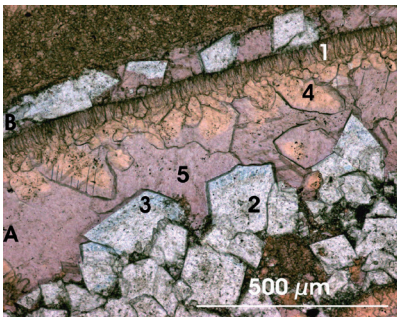


Abb. 10: Intrapartikuläre (A) und moldische Pore (B) eines Scaphopoden: 1: fibröser Kalzit, 2: Nicht-Fe-Dolomit, 3: Fe-Dolomit-Zonen, 4: skalenoeidrischer Nicht-Fe-Kalzit, 5: skalenoeidrischer Fe-Kalzit.

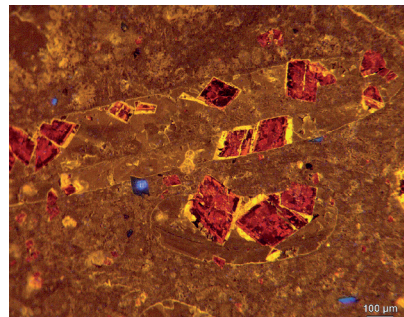


Abb. 11: Dolomitzemente, dumpf rötlich lumineszierend und mit randlicher, orangener Lumineszenz.

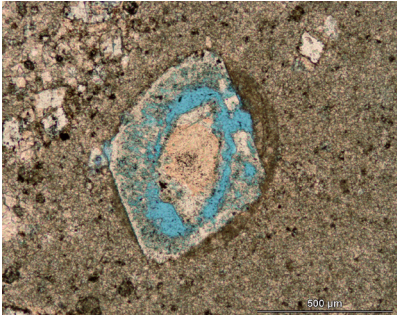


Abb.12: Syntaxialer Dolomit um einen Echinodermenrest als Kern eines Ooids, das der Dolomit weitgehend verdrängt. Blau: offener Porenraum.

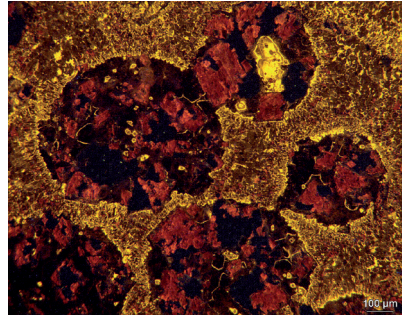


Abb.13: Verdrängungsdolomite rot lumineszierend innerhalb von Ooiden.

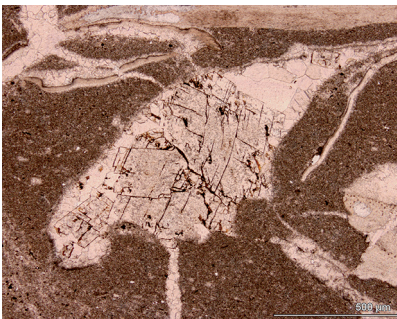


Abb.14: Ehemaliger Satteldolomit als Zement in moldischer Pore mit Goethit entlang der Spaltbarkeit.

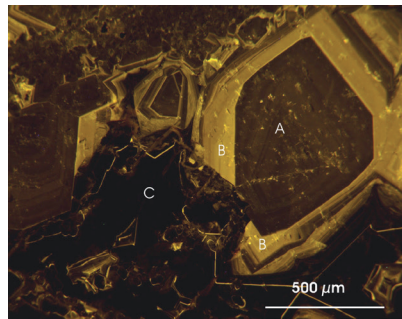


Abb.15: Skalenoedrischer Nicht-Fe-Blockkalzit (A), (ehem.) Satteldolomit ohne Lumineszenz (C), scharf abgegrenzt von dem orange lumineszierenden Fe-Blockkalzit (B).

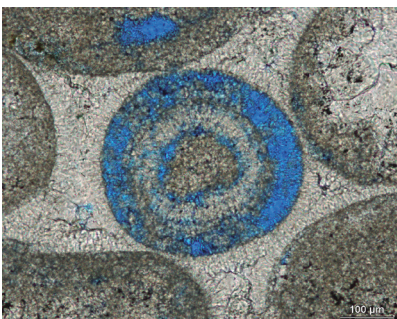


Abb.16: Radialstrahliges Ooid an der Basis des Marbach-Ooliths. Blau: offener Porenraum.

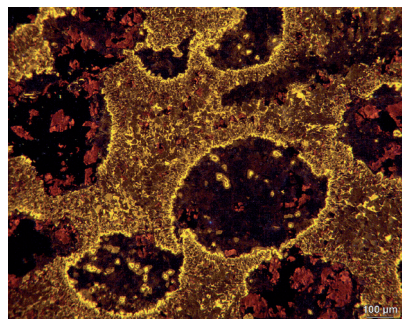


Abb.17: Nichtlumineszierende bis fleckig orange/gelb lumineszierende rekristallisierte Ooide.

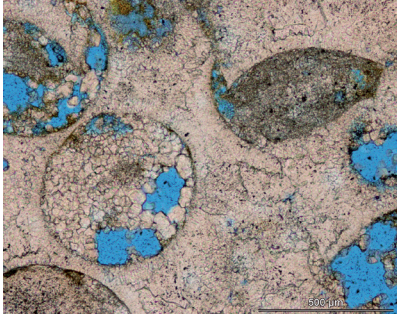


Abb. 18: Links: grobkörnig rekristallisiertes Ooid, undeformiert. Rechts oben: feinkörnig rekristallisiertes Ooid, deformiert. Blau: offener Porenraum.

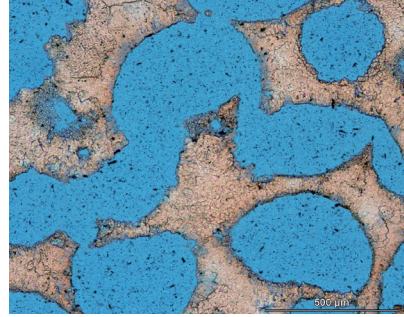


Abb. 19: „Ooid-Ketten“ innerhalb des Marbach-Ooliths. Die Ooide sind vollständig gelöst (blaue Bereiche). Gut zu erkennen sind die Auschwänzungen an den Ooiden, die nach der Lösung zu Permeabilität führen.

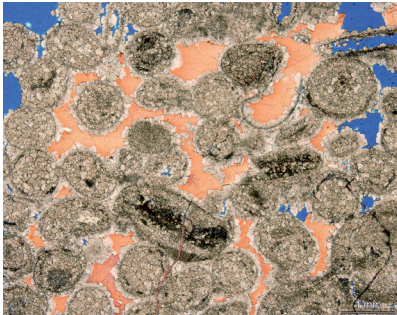


Abb. 20: Poikilotopischer Kalzitcement in den Zwickelporen und moldischen Poren des Döggingen-Ooliths. Die Ooide wurden vollständig dolomitisiert. Blau: offener Porenraum.

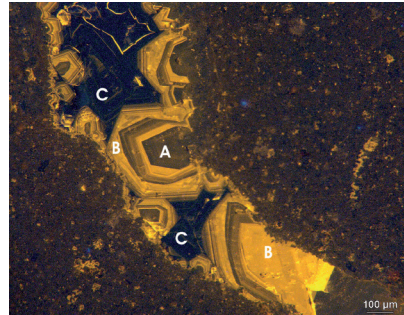


Abb. 21: Schwach lumineszierende skalenoedrische Blockkalzite (A), orange lumineszierende Fe-Kalzite (B), Kalzit ohne Lumineszenz (C).

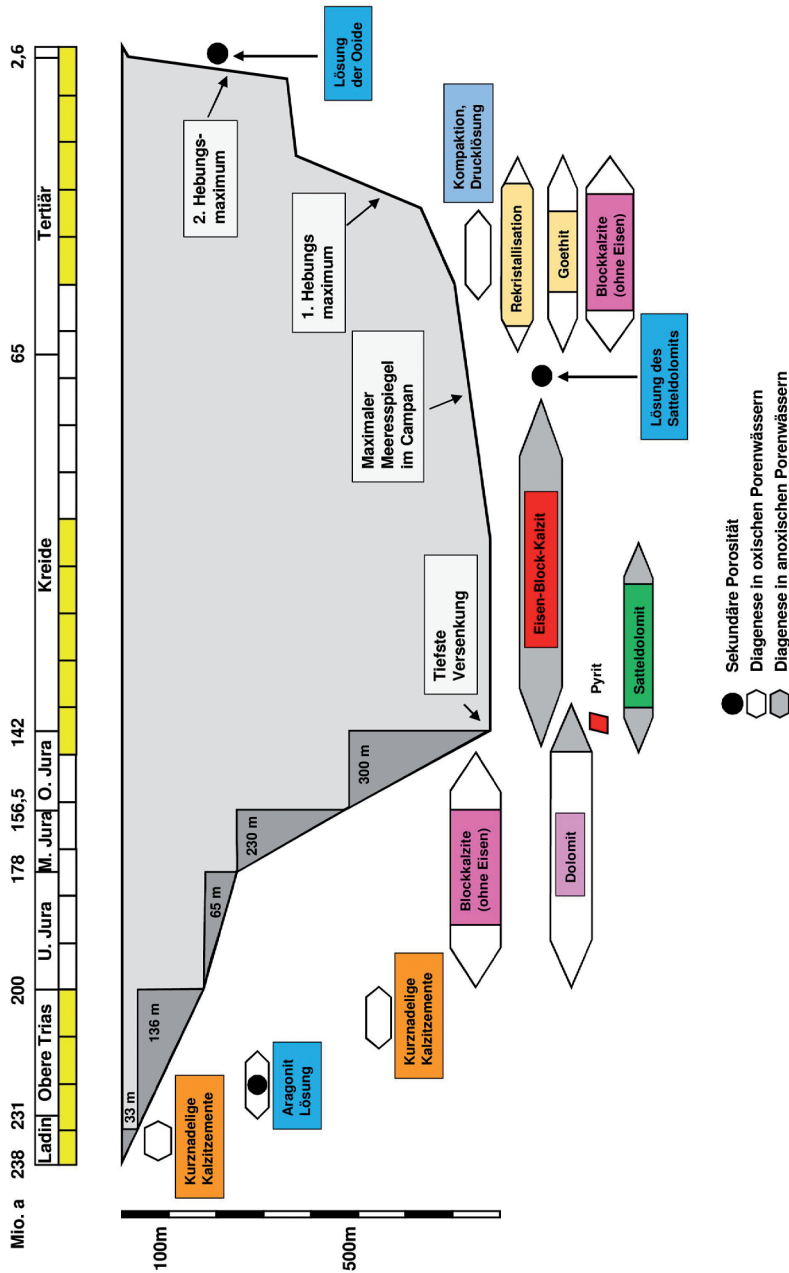


Abb. 22: Senkungs-Hebungs-Diagramm der Gesteine des Oberen Muschelkalks. Links: Senkung. Oben: Zeit. Die Pfeile zeigen den Zeitraum der Diageneseer-scheinung an. Nach SAILER (2008).