©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

| Verh. Geol. B.-A. | Jahrgang 1970 | H. 4 | S. 594—617 | Wien, Dezember 1970 |
|---|---|---|---|---|

# Ultrastrukturen von Ooiden und Oolithen: Zur Genese und Diagenese quartärer Flachwasserkarbonate des Mittelmeeres

Von Frank Fabricius und Hermann Klingele *), München

Mit 1 Abbildung und 4 Tafeln

## Inhalt

Zusammenfassung . . . . . 594
Summary . . . . . 595
I. Einleitung: Die Bedeutung der mediterranen Ooid/Oolithvorkommen . . . . . 596
II. Die mediterranen Ooidsande und Oolithe . . . . . 597
A. Vorkommen und Untersuchungsmaterial . . . . . 597
B. Strukturuntersuchungen an Ooiden und Oolithen . . . . . 598
C. Diagenetische Strukturen . . . . . 602
D. Diskussion der Ergebnisse . . . . . 604
Literatur . . . . . 616

## Zusammenfassung

Rasterelektronenmikroskopische Ultrastruktur-Untersuchungen von mediterranen Ooiden und Oolithen und Vergleiche mit Ooiden von Suez, den Bahamas, dem Großen Salzsee in Utah und „Pisolithen" von Karlsbad (ČSSR) ergaben drei unterschiedliche Strukturtypen der Aragonit-Primärteilchen; die Unterschiede werden als bildungsbedingt angesehen: 1. „Stäbchen-schalige Ooide" (Typ Suez und Bahamas; marine Ooide); 2. „Radial-kristalline Ooide" (Typ Großer Salzsee, Utah); 3. „Körnig- und nadel-schalige Ooide" = „Pisolithe" (Typ Karlsbad). Typ 3 ist sicher, Typ 2 wahrscheinlich anorganisch gebildet; bei Typ 1 ist eine Bildung unter organischem Einfluß nicht auszuschließen und sogar wahrscheinlich.

Bei der Diagenese der Ooide und Oolithe werden unterschieden: *Submarin:* Veränderungen im Ooidfeinbau; *subaerisch:* Aragonitlösung im Ooid, ± monokristalline Kalzitisierung einzelner Aragonitschalen, Intergranular- (=Extern-) und Intragranular- (=Intern-)Zementation durch Kalzit (? und Dolomit) und Dolomitisation.

Die Ooide des Mittelmeerraumes (Spätpleistozän und Frühholozän, nicht rezent!) sind Bildungen eines warmen marinen Milieus und eignen sich daher als Klimaindikatoren.

*) Anschriften: Dr. F. Fabricius, Institut für Geologie, Abt. Meeresgeologie und Sedimentforschung, Technische Universität, D-8 München, Arcistraße 21. Dr.-Ing. H. Klingele, Labor für Raster-Elektronen-Mikroskopie, D-8 München 22, Adelgundenstraße 8.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at


## Summary

The ultrastructure of Quaternary (e. g. Late Pleistocene and Early Holocene) oöids and oölites of the Mediterranean area (Tunisia, Libya, Greece, Strait of Otranto) was investigated by a Scanning Electron Microscope (SEM), and compared with SEM-observations of oöids and oölites from the Suez Canal, the Egyptian coast of the Red Sea, Bahamas, Great Salt Lake, Utah, and "pisoliths" of Carlovy Vary (Karlsbad), ČSSR (see also table 1).

### 1. The ultrastructure of the aragonitic oöid shells

Three different types of ultrastructures, typical for the environment of oöid formation were described:

a) The rod-shaped particles form the oöid shells of the marine environment. The orientation of these more or less cylindrical rods with rounded ends (dimensions: 0.1—0.3 µ thick and generally 0.5 µ up to 2.5 µ long) is either randomly or horizontally or normally oriented to the surface of the grain. No continuation between two superposed layers could be observed. Obviously the formation of the coating was stopped before the next one developed. The biogenic formation of the oöid coating (which cannot be excluded at all) is discussed.

These rod-shaped coatings are typical for all investigated marine oöids from the Recent, Quaternary, and probably also from older ages.

b) In the "pisoliths" of the Carlsbad thermal wells (ČSSR) a needle-shaped structure of somewhat larger dimensions as the rod-shaped ones but much more irregular in shape with pointed ends was found besides an abundance of small aragonitic grains. The precipitation of the needle- and grain-shaped aragonite is physico-chemical; the needles can be reworked from aragonitic precipitations of the walls of the wells.

c) The oöids from the Salt Lake, Utah, show a distinct radial-crystalline structure, crossing the oöid layers. They are aragonitic from the surface down to the first layer surrounding the nucleus. — This type and its hypersaline environment can be compared with the "Rogenstein"-Formation of the Triassic Buntsandstein of North Germany.

### 2. Diagenetic structures

The oöids of the marine environment often show a "welding" of the rod-shaped particles, especially in the neighbourhood of organic bore-holes and corrosion edges of the oöids. Probably, this is identical with the micritization which can be observed in thin sections. An enlargement of the aragonite rods or a formation of crystal-shaped particles is rare.

Very frequent are dissolution phenomena of parts of or the entire aragonitic coating and/or an aragonitic nucleus. Probably a large part of this $CaCO_3$ is precipitated again in form of calcitic cement lithifying the oöids and thus forming the oölite (rock).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Concerning the place of precipitation of calcitic cement we can distinguish an external cement in the intergranular space from an internal intragranular cement.

Another frequent diagenetic feature is a replacement of rod-shaped aragonite layers by calcitic monocrystals. This must have happened without a preexisting dissolution cavity.

The final stage of dissolution of the primary aragonite is manifested as a rock composed of sparry calcitic cement only, including some undissolvable nuclei, as quartz etc. This is called Residual (Oö-)Sparite.

The sample of the Red Sea is the same residual type but completely dolomitized. It forms a further stage of diagenesis (perhaps dolomitized by the spray of sea water).

The oöids of the Mediterranean area are identical with others of the marine environment. They must have been formed under climatical conditions similar to or identical with other marine oöids, hence in a warm sea. These elevated temperatures occured during the Interglacial and Postglacial times. No Recent formation of oöids is known from the Mediterranean Sea since the Early Holocene age of the so-called "Recent" Djerba oöids (LUCAS, 1955) was determined by C-14 (FABRICIUS, BERDAU & MÜNNICH, 1970).

## I. Einleitung: Die Bedeutung der mediterranen Ooid/Oolithvorkommen

### 1. Die karbonatischen Normalfazies im Quartär

Der Karbonatgehalt der heutigen Mittelmeersedimente stammt einerseits vom Festland — allochthones Karbonat, hauptsächlich Kalzit und Dolomit —; andererseits bildet sich eine überwiegende Menge autochthon, zum kleineren Teil anorganisch (im Litoral und Supralitoral als Hochmagnesiumkalzit, seltener als Aragonitzement; ALEXANDERSON, 1969), zum überwiegenden Teil jedoch biogen. Bei letzterer Bildung bedingt in erster Linie die Wassertiefe die Zusammensetzung der kalkliefernden Fauna und Flora:

Kalkgerüstbildende Rotalgen bauen simsartige „Trottoirs" (SEIBOLD, 1964 : 389) im Gezeitenbereich; kalkabscheidende Grünalgen siedeln auf nichtmobilen Meeresböden im Flachwasserbereich. Ihre zerfallenen Teile bilden zusammen mit Skeletteilen der zahlreichen benthischen Kalkschalentiere grobe Schillansammlungen auf dem flachen Schelf im Wirkungsbereich der Brandung und Strömung. Fixosessile Organismenkolonien bauen bankartige Untiefen auf mit hohem Karbonatgehalt — fazielle Vorläufer von Riffbildungen (echte hermatype Korallen fehlen im Mittelmeer) (STEFANON, 1969; OELTZSCHNER & SIGL, 1970). Vom tieferen Schelfbereich an bringen vornehmlich Foraminiferen, in der Tiefsee besonders die planktonischen, den Kalkgehalt auf. Pteropoden und Kokkolithen können ebenfalls eine wichtige Rolle bei der Kalkbildung übernehmen (FABRICIUS, v. RAD, HESSE & OTT, 1970). Somit entstanden und entstehen im Mittelmeerbereich mergelige Sedimente als die Normalausbildung.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

### 2. Die quartären Karbonat-Sonderfazies

Durch zeitlich begrenzte Umweltsänderungen entstanden im Pleistozän und Frühholozän einige karbonatreiche Sedimente als faziell interessante Ausnahmen. Wir kennen sie aus Sedimentkernen, „ertrunkenen" Reliktsedimenten des Schelfbereiches und gehobenen marinen Terrassen der Küstenstriche. Entsprechend den tektonischen oder eustatischen Veränderungen liegen die dazugehörigen relativen Wasserstände um etwa 100 m tiefer oder auch bis über 200 m höher als heute.

Im Litoral erstreckten sich die Lithothamniumkrusten und -knollen zum Teil auch auf weniger verfestigte Meeresböden (Braune & Fabricius, 1970). Im Flachwasser bildeten sich Ooide, die auch zu mächtigen supralitoralen Oolithdünen zusammengeweht wurden; diese Sedimente können über 90% Ooidkomponenten enthalten. — In einigen Tiefseebecken des Mittelmeeres schichteten sich dünne aber reine Kokkolithenschlamme (Fabricius, v. Rad, Hesse & Ott, 1970) warvenartig auf. Sie dokumentieren vermutlich ein von heute unterschiedliches Strömungssystem mit mehr oder weniger stagnierenden Verhältnissen.

Da im Gebiet des Mittelmeeres echte Riffbildungen und weitflächige Aragonitfällung während des Quartärs fehlen, sind die Ooid- und Oolithvorkommen dieses Raumes die einzigen Karbonatsedimente, die eine unter Vorbehalt vergleichbare fazielle Annäherung an die bekannten tropischen Karbonatgebiete z. B. der Großen Bahamabank, darstellen.

## II. Die mediterranen Ooidsande und Oolithe

### A. Vorkommen und Untersuchungsmaterial

Die wichtigsten und größten Oolithvorkommen liegen an der nordafrikanischen Küste, vornehmlich entlang der Kleinen Syrte, wo sie nach Lucas (1955) zwischen Mahdia (Tunesien) und Tripolis (Libyen) nicht selten in den quartären Küstenfelsen auftreten. G. Lucas hat auf die Ooidvorkommen in heutigen Meeressanden vor der Insel Djerba (S-Tunesien) und vor Alexandria (VAR) aufmerksam gemacht (s. Übersichtskarte, Abb. 1). Er deutete sie als rezente und autochthone Bildungen, vergleichbar mit der heutigen Ooidbildung auf der Großen Bahama Bank. Neue C-14-Untersuchungen dieser anscheinend „rezenten" Ooide vor Djerba ergaben jedoch ein frühholozänes Alter (Fabricius, Berdau & Münnich, 1970).

Weitere quartäre Oolithvorkommen sind von der Landenge von Korinth bekannt (v. Freyberg, 1952; Schröder, 1970).

Ooide als wahrscheinlich quartäre Reliktkomponenten wurden auf dem italienischen Schelf vor Otranto gefunden (Fabricius, v. Rad, Ott & Hesse, 1970).

Es läßt sich mit einiger Sicherheit vermuten, daß im SE-mediterranen Raum noch weitere Ooid- und Oolithvorkommen auf dem Schelf und im Küstenquartär auftreten (s. z. B. Gavish & Friedman, 1969). Die räumlich nächsten quartären (und rezenten) Ooidvorkommen liegen jenseits der Suez-Landschwelle und am Roten Meer. Auch von hier wurden Vergleichsproben untersucht, ebenso wie

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

**Tabelle 1. Liste der untersuchten Ooid- und Oolithproben.**
**Table 1. List of the Investigated Oöid and Oölite Samples.**

| Laufende Nr. Proben-Nr. | *Fundort*/Locality | *Sediment* |
|---|---|---|
| **Mittelmeer-Raum** | | |
| 1. KS 30 | NE der Insel *Djerba*, südliches Tunesien. Wassertiefe 13 m (33° 58′ N, 10° 56′ E) | *Ooide* im heutigen küstennahen Meersand, stark korrodiert und angebohrt; Aragonit. |
| 2. KS 19 | Küstenfels nördlich *Zarziz*, südliches Tunesien; ca. + 7 m über NN | *Oolith* mit aragonitischen Ooiden; z. T. kreuzgeschichtet, schwach verfestigt, sehr porös |
| 3. Li | Küstensteinbrüche westlich *Tripolis*, Libyen, zwischen Gargaresch und Az Zawiyah | *Gargaresh-Oolith*, z. T. fossile Dünenbildung, sehr porös, schwach verfestigt Ooide teilweise herausgelöst |
| 4. Ko 1 Ko 2 | Isthmus von *Korinth*, Griechenland; größter Steinbruch, Höhe 94,1 m über NN | *Oolith*, kalzitisch zementiert, Ooide z. T. noch Aragonit, verfestigt, sehr porös |
| 5. OT 3 OT 5 | Straße von *Otranto*, östlich von Otranto, Italien; Wassertiefe: — 106 m — 826 m [2]) | *Ooide*, im heutigen und umgelagerten [3]) Schelfsediment |
| **Vergleichsmaterial nichtmediterranen Ursprungs.** | | |
| 6. Su | Kanal von *Suez* [4]), Ägypten (VAR) | *Ooid*-Sand, Aragonit, nicht angebohrt, beginnende Kalzit-Zementation |
| 7. Hu | *Hurghada* (Hotel) nördlich Safaga, VAR, Küstenfels am Roten Meer, ca. 10 m über NN | Ehemaliger Oolith, jetzt *Residual-Oodolospatit*, stark verfestigt, sehr porös, reiner Dolomit! |
| 8. 3/231 | *Joulters Cay*, nördlich Andros, Große Bahama Bank | *Ooid*-Sand, Aragonit, Ooide meist durch Organismen angebohrt |
| 9. GS | *Großer Salzsee*, Utah, Promontory Point, bei tiefem Wasserstand | Ooid-Sand, Oberfläche und Schalen der Ooide = Aragonit, Kern z. T. Kalzit |
| 10. K | Karlovy Vary (Karlsbad) [5]) ČSSR | „*Pisolith*" (Erbsenstein) in sog. Sprudelstein, Aragonit |

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

| *Stratigraphie*/ „straight forward"-C-14-Alter (Jahre BP) | *Sammler*/Sammlung Collected by | *Anmerkung*/Remarks DS = Dünnschliff-Unters. REM = Raster-Elektronen-Mikroskop-Unters. | *Illustration* Tafel/Fig. Nr. plate/fig. no. |
|---|---|---|---|
| Früh-Holozän 8020 ± 100 [1]) | F. FABRICIUS | [1]) FABRICIUS, BERDAU & MÜNNICH, 1970 DS, REM | 2/6, 9 |
| Früh-Holozän 7060 ± 60 [1]) | F. FABRICIUS | [1]) FABRICIUS, BERDAU & MÜNNICH, 1970 DS, REM | 2/7<br>3/13<br>4/21 |
| Quartär (wahrscheinlich Spätpleistozän bis Frühpleistozän) | F. FABRICIUS | DS | |
| Spätpleistozän | B. v. FREYBERG | DS, REM | 3/14—17 |
| Quartär | R. HESSE und U. v. RAD | [2]) Das Sediment von Kern OT 5 liegt heute in — 826 m Wassertiefe durch Hangrutschung (FABRICIUS, v. RAD, HESSE & OTT, 1970 — DS, REM | |
| Rezent (bis subrezent) | Joh. WALTHER [3]) (aus Sammlung DELHAES, Nr. 25) | [3]) Nach Etikett. — (vergl. auch J. WALTHER, 1888: 481—484 und geol. Karte). — DS, REM | 1/2, 3<br>3/12 |
| Quartär | W. ZACHER | Der „Oolith" verzahnt sich lateral mit frossilem Riffschutt. REM | 4/18—20 |
| Rezent | H. FÜCHTBAUER, | DS, REM | 2/8, 10, 11 |
| Rezent | F. FABRICIUS | DS, REM | 4/22, 23 |
| Rezent | NN [4]) | [4]) Vermittelt durch TH. PÖTSCH DS, REM<br>[5]) Vgl. J. WALTHER, 1928: 38 | 1/4, 5 |

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

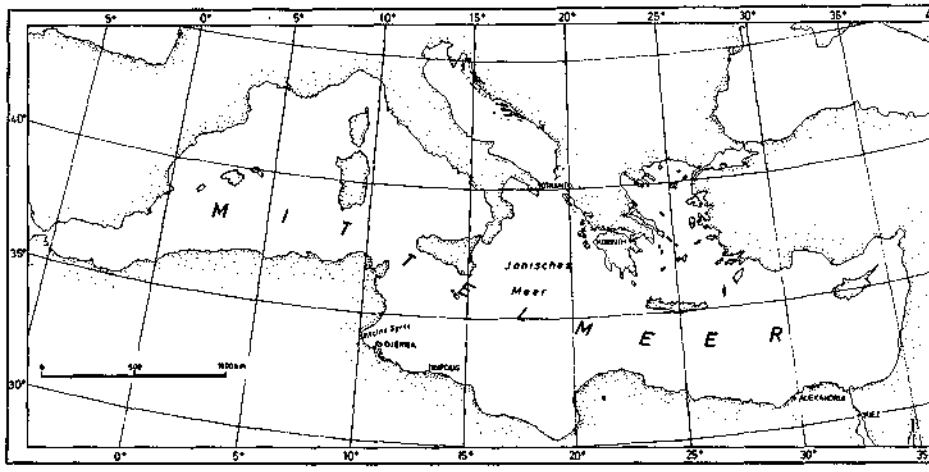



Fig. 1. Übersichtskarte des Mittelmeeres und Fundpunkte der untersuchten mediterranen Ooide und Oolithe des Quartärs.
Index map of the Mediterranean Sea and location of the investigated Quaternary oöids and oölites.

von der Großen Bahama Bank, dem großen Salzsee in Utah und sogenannte Sprudelperlen („Pisolithe") von Karlsbad (s. Tabelle 1).

## B. Strukturuntersuchungen an Ooiden und Oolithen

Die Meinungsunterschiede über eine biochemische oder eine anorganisch-chemische Entstehung der Ooide bestehen noch heute (KERKMANN, 1966). Für letztere Auffassung sprechen viele Experimente. Nach BATHURST(1968) versprechen besonders weitere Untersuchungen auf dem Gebiet der Chemie und Physik von Festkörperoberflächen Erfolg.

Die Sediment-Geologie muß jedoch vorab die Frage stellen, inwieweit die teilweise völlig verschieden gebildeten rezenten „Ooide" unter sich strukturell vergleichbar und ob die Untersuchungsergebnisse von der einen genetischen Gruppe auf die Genese der anderen Gruppe übertragbar sind, um letztlich Schlüsse auf das fossile Bildungsmilieu ziehen zu können.

Unter der deskriptiven Bezeichnung „Ooid" werden im Rezenten aber sowohl echte marine Bildungen (mit einer oder mehreren Schalen), wie auch die der hypersalinen festländischen Seen oder die „Höhlenperlen" und die „Sprudelsteine" verstanden. Für den fossilen Bereich kommen noch Bezeichnungen wie „Pisolith", „Sphaerit" etc. hinzu. Auch die Schwierigkeit bei der morphologischen Trennung zwischen Ooid und Onkoid verursacht Unklarheit. Vermeidbar ist dagegen die Bezeichnung „Pseudooid", zumal wenn sie für einschalige Ooide mißbraucht wird (GAVISH & FRIEDMANN, 1969 : 985). (Zur Nomenklatur siehe auch E. FLÜGEL & KIRCHMAYER, 1962; KERKMANN, 1966.)

Für die Sedimentologie bleibt daher die Strukturuntersuchung am „Ooid" unterschiedlicher Herkunft einer der wichtigsten methodischen Ansatzpunkte.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Es geht dabei um Form und Anordnung der einzelnen Bausteine einer Ooidschale. Bei der submikroskopischen Kleinheit dieser Objekte bietet sich das Raster-Elektronenmikroskop (REM) als ideale visuelle Untersuchungsmethode an. Erst sie ermöglicht es, sowohl eine Ultrastruktur der Ooidschale im Bereich von 0,1 μ wie auch den Überblick über das Korngefüge eines Oolithes im cm-Bereich zu erkennen. Und dies nicht nur zweidimensional wie beim Licht- und Elektronenmikroskop, sondern räumlich. Außerdem ist die Präparation der Beobachtungsobjekte für das REM einfach (s. unten).

## 1. Präparation

Die Untersuchungsobjekte (Tab. 1) (neben Dünnschliffpräparaten für die Durchlicht-Polarisationsmikroskopie) waren für die Untersuchung mit dem Raster-Elektronenmikroskop:

Unbehandelte und/oder angebrochene Ooide, unbehandelte und angeätzte Bruchstücke von Oolithen und Sprudelsinter und in Plastik eingebettete, angeschliffene und geäzte Körnerpräparate von Ooiden. Nach Montage mit Leitsilber erfolgte eine allseitige Bedampfung mit Kohlenstoff und Gold. Wegen der hohen Porosität und geringen Leitfähigkeit der Oolithe mußten einige Proben zweimal mit Gold bedampft werden.

## 2. Der Schalenaufbau von Ooiden

### a) Stäbchenstruktur

Sowohl Oberflächenbetrachtung (Taf. 3, Fig. 13) wie auch Einblicke in den Schalenaufbau an Bohralgenlöchern (Taf. 2, Fig. 8 und 9), Korrosionsspuren (Taf. 2, Fig. 6), Bruchflächen (Taf. 2, Fig. 8) und angeätzten Anschliffen (Taf. 1, Fig. 2 und 3) zeigen immer wieder bei über 2000facher Vergrößerung eine Zusammensetzung der Ooidschalen aus kleinen Stäbchen. Dabei ist die Anordnung dieser rundstengeligen Bauelemente entweder räumlich ungeordnet (Taf. 2, Fig. 8 und 9) oder flächig verstreut (Taf. 2, Fig. 6) oder ± senkrecht zur Schalenoberfläche (Taf. 2, Fig. 7). Die Größendimension dieser (in den untersuchten Proben nachweislich aragonitischen) Stäbchen liegt bei 0,1—0,3 μ Dicke und einer durchschnittlichen Länge von etwa 0,5 μ, — mit Minimalwerten unwesentlich größer als der Durchmesser und Maximalwerten bei 1,7—2,4 μ, selten größer. Die verhältnismäßig geringe Formvariation läßt sich am besten aus den Abbildungen ersehen; sie reicht von einer glatten Oberfläche, gerader Erstreckung und einfachen abgerundeten Enden bis zu knolliger Oberfläche, gekreuztem oder gegabeltem Verlauf und kugeligen Enden.

Einlagerungen von etwa gleichgroßen, plattigen Karbonatteilchen scheinen primär selten aufzutreten; sind sie häufiger, so handelt es sich wahrscheinlich um Rekristallisationserscheinungen (Taf. 2, Fig. 10, 11; vgl. auch S. 602, 614).

### b) Nadelstruktur

Die untersuchten Karlsbader „Erbsensteine", „Pisolithe" oder „Sprudelperlen" unterscheiden sich von den marinen Ooiden durch die unregelmäßigere Form der primären Aragonitteilchen.

Der deutliche Schalenbau dieser „Pisolithe" läßt dickere und durch die Anätzung stärker hervortretende und feinere Schalen erkennen (Taf. 1, Fig. 4). Während die feineren Lagen aus körnigen Aragonitteilchen zusammen-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

gesetzt sind, treten auf den gröberen Lagen deutlich nadelförmige Aragonitkristalle auf. Ihre Enden sind meist nadelig spitz oder gespalten, die Dicke variiert zwischen 0,1 und 0,6 µ und die Länge kann bis 5 µ betragen (Taf. 1, Fig. 5). Es hat den Anschein als könnten diese langstengeligen Kristalle aus einem Aufarbeitungsprozeß von Sprudelsinter stammen, der aus ähnlich geformten Kristallaggregaten zusammengesetzt sein kann. — Die Erscheinungsform der marinen „Aragonitstäbchen" ist dagegen wesentlich einheitlicher.

Wenn es sich auch sowohl bei den Aragonit-„Stäbchen" wie auch bei den Aragonit-„Nadeln" stets um diskrete Kristalle handelt, so sind doch die „Nadeln" dem im folgenden beschriebenen „radial-kristallinen" Ooidaufbau wesentlich verwandter als die „Stäbchen" mariner Ooide.

c) Radial-kristalliner Schalenaufbau

Die prismatischen bis plattigen vom Rand bis zum Kern stets radiär angeordneten Aragonitkristalle kreuzen senkrecht die konzentrische Ooidstruktur. Die randlichen Kristalle sind deutlich kleiner (Taf. 4, Fig. 22) als die mehr zentraler gelegenen. Daraus läßt sich auf eine relativ frühe Umkristallisation schließen. Irgendwelche Hinweise auf die oben beschriebene stengelige Struktur konnte nicht gefunden werden [1]). Ebenso wurden keine Bohrspuren beobachtet. Es handelt sich offensichtlich bei der kristallinen Radialstruktur um einen primären und genetischen Unterschied gegenüber den Ooiden mit Stengelstruktur.

## C. Diagenetische Strukturen

Entsprechend dem Grad der Diagenese lassen sich im Ooid verschiedene strukturelle Veränderungen des Primärgefüges und im Inter- und Intragranularraum eine Zementation beobachten.

### 1. Veränderungen der primären Schalenstruktur

Die gelegentlich an Einzelooiden und gut erhaltenen Ooiden in Ooolithen zu beobachtende „Verschmelzung" (oder „Verschweißung") der Stengelstruktur (Taf. 2, Fig. 10) ist wahrscheinlich die erste Stufe der Diagenese. Hierbei ist ein Verschwimmen der Konturen der einzelnen Stäbchen zu beobachten; gelegentlich tritt auch eine sichtbare Kornvergröberung auf (Taf. 3, Fig. 17).

Eine im Bereich von Bohrgängen gefundene, ungeordnete plattig-kristalline Struktur (Taf. 2, Fig. 11) erscheint ebenfalls als eine Veränderung des Primärgefüges.

Nach Vergleichen mit den dazugehörigen Dünnschliffen erscheint es möglich, daß diese Verschmelzungsstruktur (und vielleicht auch die plattig-kristalline Struktur?) unter dem Lichtmikroskop als „Mikritisierung" bezeichnet werden würden (vgl. PURDY, 1968 : 186).

---

[1]) Diese Beobachtungen stehen im Widerspruch zu den Angaben bei FÜCHTBAUER & MÜLLER (1970 : 330), wonach $n_x$ in diesen Ooidschalen tangential orientiert sei. — Weitere REM-Untersuchungen sollen dies klären.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

In schon stark zementierten Oolithen — jedoch bisher nicht in Einzelooiden — wurden grob- bis einkristalline Kalzitlagen beobachtet, die sich meist genau an den vorgegebenen Schalenbau halten (Taf. 3, Fig. 14) oder diesen auch durchwachsen (Taf. 3, Fig. 17). Entsprechende Strukturen lassen sich auch im Dünnschliff erkennen.

Auffällig sind im REM-Bild die leicht erhabenen Reliktstrukturen von Primärstengeln auf der Kalzitbruchfläche (Taf. 3, Fig. 15). Dies spricht dafür, daß es sich bei dieser Kalzitbildung nicht um eine intragranulare Hohlraumausfüllung sondern um eine Verdrängungs- oder Resorbtions-Überstruktur handelt.

## 2. Veränderung der Ooidstruktur

Die primäre Ooidstruktur (— primär gebildete [Kalk-]Schalen umgeben ± konzentrisch einen Kern unterschiedlicher Herkunft —) kann durch eine radialstrahlige Umkristallisation der Schale(n) undeutlich oder ganz ausgelöscht werden. Grundsätzlich mag dies bei allen Ooiden möglich sein, wurde von uns jedoch nur bei den Ooiden des großen Salzsees beobachtet. Alle anderen untersuchten Ooide mit stengeligem Schalenaufbau zeigen dieses Phänomen (noch) nicht.

Dagegen wurden im Dünnschliff und unter dem REM an den Oolithen mit Ooiden vom stengeligen Schalentyp vielfach Lösungserscheinungen von Teilen der Schale(n) (Taf. 4, Fig. 21) oder des gesamten Schalenmaterials (Taf. 4, Fig. 19) und/oder des karbonatischen (wahrscheinlich ehemals aragonitischen) Kernes (Taf. 4, Fig. 18) beobachtet.

In solchen Hohlräumen bildeten sich nicht selten kleine Kalzit-Rhomboeder.

## 3. Zementation

Eine erste Zementation tritt am Berührungspunkt von zwei Ooiden auf (Taf. 3, Fig. 12). Hier lagern sich auf der unebenen, mit Stäbchen-Aragonit gespickten oder übersäten Oberfläche Kalzitkristalle — anscheinend ohne eine Orientierungsbeziehung zur Unterlage — an (Taf. 3, Fig. 13). Im fortgeschrittenen Stadium umkleidet der Externzement die gesamte Oberfläche und engt den Intergranularraum mehr oder weniger stark ein (Taf. 3, Fig. 16). Außerdem tritt, wie schon erwähnt, eine Zementation in korninternen Hohlräumen (Taf. 3, Fig. 21) auf; dementsprechend ist dann von Internzement (Intragranularzement) zu sprechen. Schreitet die Lösung der Primärschalen (und des Karbonatkernes) abwechselnd mit der Bildung von Internzement fort, so können Reliktformen ehemaliger Ooidschalenoberflächen oder ein unregelmäßiges Haufwerk von Einzelkristallen entstehen (Taf. 4, Fig. 18), die ehemals Schalen und Karbonatkerne bestückt hatten und nach deren Lösung auf den Boden des Ooidabgusses gefallen waren.

Der Endzustand dieser Veränderung durch Aragonitauflösung ist ein geschlossenes Gerüst aus Extern- und Internzement, in dem nur noch die nichtkarbonatischen Ooidkerne den ehemaligen Oolith dokumentieren (Taf. 4, Fig. 19). Dieses hochporöse Karbonatgestein (mit einem variablen Residualgehalt entsprechend der ursprünglichen Menge an nichtkarbonatischen Ooidkernen) aus ± reinem spatitischem Kalk-(und/oder Dolomit-)Zement („sparry calcite [and/or

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

dolomite cement"]) ist ein in der FOLK'schen Karbonatklassifikation nicht vorgesehener Typ: „... sparry calcite normally does not make a rock in its own right." (FOLK, 1962 : 67.) Da dieses Gestein jedoch innerhalb der quartären Küstensedimente des Mittelmeerraumes Bedeutung besitzt, bezeichnen wir es hier als „Residual-Spatit" (hier: speziell: Residual-Oospatit) (engl.: residual oösparite). Hierbei wird „Spatit" im Sinne von SANDER (1936) gebraucht (dementsprechend auch „Sparite" [FOLK, 1962 : 66]) und umfaßt somit das primär gefällte wie auch das durch Rekristallisation entstandene Karbonat.

### 4. Dolomitisierung

Der Residual-Spatit von Hurghada (Tab. 1, Nr. 7) besteht nach der röntgenographischen Untersuchung aus reinem Dolomit (neben etwas Quarz ehemaliger Ooidkerne); Kalzit oder Aragonit sind nicht nachweisbar. Die vorwiegende Kristallform sind Rhomboeder (Taf. 4, Fig. 18—20).

Das Vorkommen von Hurghada befindet sich unweit des Meeres. Unter den ariden Verhältnissen des Roten Meeres könnte verdunstendes Gischtwasser für diese Dolomitisierung verantwortlich sein. Eine solche, wenn auch nur partielle Gischtwasserdolomitisierung ist von den Kanarischen Inseln bekannt (G. MÜLLER & TIETZ, 1966). — Das hier beschriebene Gestein wäre somit als (?sekundärer) „Residual-Oodolospatit" zu bezeichnen.

## D. Diskussion der Ergebnisse

### 1. Mineralogie der Ooidschalen

Durch röntgenographische Untersuchungen und Anfärbung mit FEIGELscher Lösung konnte Aragonit in den Ooidschalen von Djerba, Zarzis, Suez, Bahamas, vom Salzsee in Utah und den „Pisolithen" und Sprudelsteinen von Karlsbad nachgewiesen werden. Die Proben vom Isthmus von Korinth enthalten mehr oder weniger Aragonit (Probe Ko 2 ca. 5—10%, Ko 1 ca. 1—5%) neben häufigem Kalzit. Die Probe von Hurghada besteht aus reinem Dolomit (neben etwas Quarz).

Somit konnte in allen Proben, in denen die Stäbchen- und die Nadelform der Primärteilchen zu sehen ist, Aragonit nachgewiesen werden. Nur die Ooide des Großen Salzsees bilden eine Ausnahme: Hier tritt der Aragonit in der radial-kristallinen Struktur auf, und zwar von der Kornoberfläche an, wie die Röntgenbeugung an den unzerstörten Ooidoberflächen zeigte.

### 2. Zur Bildung aragonitischer Ooidschalen im Meer

Alle REM-Aufnahmen zeigen einen sehr einheitlichen Aufbau der marinen Ooide in Form schalenartiger Anordnung von Aragonitstäbchen. BATHURST (1968) nimmt an, daß die Orientierung der Primärteilchen (parallel, ungeregelt oder senkrecht zur Kornoberfläche) von der Lagerungsdichte der Kristallisationskeime abhängt. Damit ist jedoch noch nicht erklärt, warum die einzelnen Ooidschalen sich deutlich voneinander absetzen und nicht ± gleichmäßig weiterwachsen. Dies

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

ist besonders dann auffällig, wenn eine ungeregelte Anordnung der Stäbchen von einer senkrecht zur Schalenfläche geregelten Struktur (und umgekehrt) überlagert wird.

Jede Schalenbildung scheint eher ein vollkommen in sich abgeschlossener Vorgang zu sein, der auf jedem nicht zu großen Sedimentkorn beginnen kann, gleichgültig ob schon eine Ooidschale vorliegt oder nur ein „Kern". Die Voraussetzung hierfür ist natürlich, daß die entsprechenden (immer noch nicht ganz verstandenen) Umweltsbedingungen gegeben sind. Das Ende der Bildung einer Ooidschale erfolgt wahrscheinlich für das ganze Korn einheitlich.

Schalenbildung und unterschiedliche Schalenstruktur scheinen demnach mehr von außenbürtigen Kräften als von einer Variation des Kristallisationsverhaltens der Schalenoberfläche abzuhängen. Eine Orientierung der nachfolgenden Ooidschicht an der Struktur der liegenden Aragonitlage konnte nirgends beobachtet werden. In diesem Zusammenhang erscheint die Anmerkung BATHURSTS (1968 : 6) von Bedeutung, daß möglicherweise eine das Korn einhüllende organische Schleimschicht für die Bildung der Ooidschale eine Rolle spielt — sei sie nun aktiv oder passiv. Besonders bei den sogenannten Stillwasserooiden (BATHURST, 1967) könnte die Schleimhülle der Reaktionsort sein für eine biochemische Aragonitfällung von bestimmter regelmäßiger Anordnung und Dicke.

Daß eine solche stäbchenförmige Karbonatbildung in einem organischen Medium möglich ist, zeigen die REM-Beobachtungen von Dr. Ch. HEMLEBEN, Tübingen (mündliche Mitteilung, Mai 1970), an Miliolidengehäusen: Zwischen der dichten Innen- und Außenwand einer solchen Foraminiferenschale ist eine ziemlich ungeregelte stäbchenförmige Struktur eingelagert, die in Form und Größe unseren Ooidstäbchen völlig entspricht.

Die auffällige Gleichförmigkeit der Stäbchenstruktur mariner Ooide verschiedenster Herkunft spricht für die Möglichkeit ihrer Entstehung unter organischem Einfluß. Demgegenüber entspricht der unregelmäßige körnige und nadelige Aufbau der Karlsbader „Pisolithe" ganz der Vorstellung einer (hier zutreffenden) anorganischen Fällung des Karbonates.

### 3. Die Ooide des Großen Salzsees und des triadischen „Rogensteins"

Ein noch auffälligerer Unterschied besteht zwischen den marinen Ooiden und denen des Großen Salzsees. Die Struktur letzterer, in ihrer primären Anlage und diagenetischen Überprägung, ist völlig verschieden, obwohl es sich ebenfalls um Aragonit handelt; wahrscheinlich ist der Unterschied durch das auch biologisch, aber hauptsächlich geochemisch völlig verschiedene Milieu bedingt.

Ein Vergleich der Ooide des Großen Salzsees in Utah mit den ebenfalls vorwiegend radiär-kristallinen „Rogenstein"-Ooiden des germanischen Buntsandsteins liegt nahe. Im fossilen wie im rezenten Vorkommen wird die Radialstruktur als primär angenommen. Auffällig ähnlich sind auch die bionomischen Verhältnisse beider Ooidvorkommen: Neben einer allgemeinen Faunenarmut (oder im Rezenten Fauneneinseitigkeit) treten an beiden Orten und zu beiden Zeiten gesteinsbildende Blaugrünalgenstrukturen (im Fossilen „Stromatolithe") dominant auf. Aus dieser bionomischen Verwandtschaft kann auf eine Verwandt-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

## TAFEL 1

Raster-Elektronenmikroskop-Aufnahmen der Ooidschalenstruktur aus aragonitischen „Stäbchen" bzw. „Nadeln" (weitere Fundortangaben s. Tabelle 1)

Fig. 2. Rezentes Ooid; Suez: Aragonitische Ooidschalen umschließen einen Quarzkern. — Längster Korndurchmesser ca. 31 µ; Lage von Fig. 3: Zwei Striche im rechten oberen Quadrant. (Plastikeinguß, angeschliffen und angeätzt.)

Fig. 3. Ausschnitt von Fig. 2. Aufbau der (nach rechts einfallenden) Ooidschalen: Unregelmäßig angeordnete Aragonitstäbchen als Bausteine der Ooidschalen; nur die helle Schale (rechtes Drittel) zeigt eine ± senkrechte Anordnung. (Rechter Bildrand: körnige Struktur der Plastikeinbettungsmasse.) — Bildbreite ca. 45 µ, Balken = 1,5 µ.

Fig. 4. „Pisolith" aus rezentem sog. Sprudelstein; Karlovy Vary, ČSSR: Angebrochenes aragonitisches Korn, leicht angeätzt. — Ausschnitt Fig. 5: Mitte des Bildes. Vergrößerung angegeben.

Fig. 5. Ausschnitt von Fig. 4. Unterfläche einer Kugelschale: Flächig eingeregelte, lange und spitzendige „Nadeln". Die weniger markanten Schalen (rechts und links) zeigen körnig geformte Primärteilchen.

## PLATE 1

Scanning Electron Micrographs of the Structure of the Oöid Shell (Aragonitic "Rods" and "Needles") (locations: see also table 1)

Fig. 2. Recent oöid; Suez: Aragonitic oöid shells surrounding a quartz nucleus. — Largest diameter about 31µ. The location of fig. 3 in the upper right quadrant of the oöid is indicated by the two lines. — Resin impregnated sample, polished and etched.

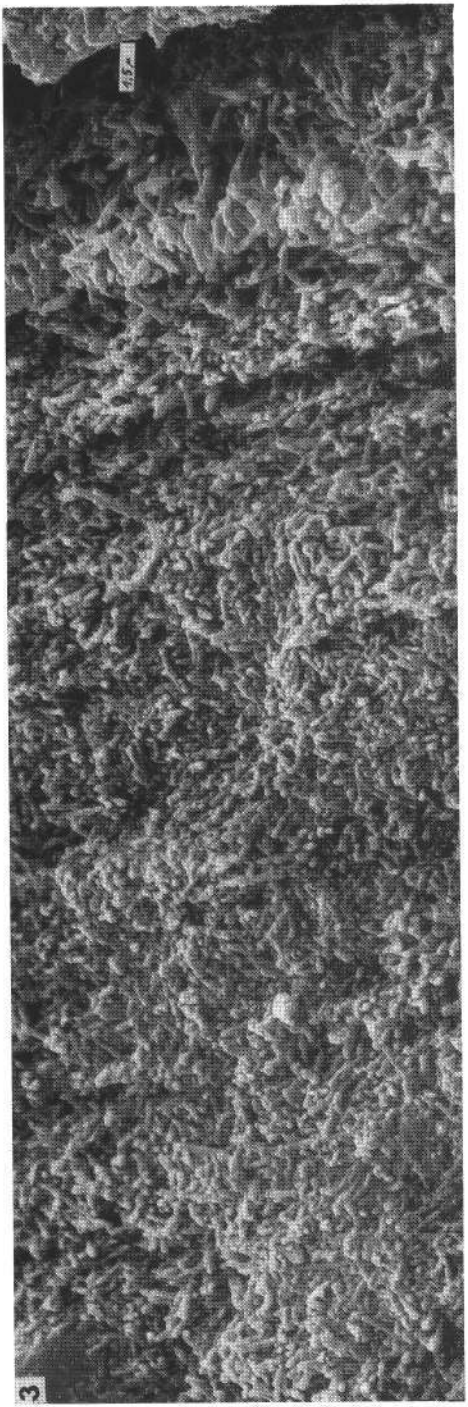
Fig. 3. Detail of fig. 2. The oöid shells dip to the right. Each coating is composed of rod-shaped aragonitic particles. They are mainly arranged at random, or (in the outermost layer) perpendicular to the grain surface. (At the extreme right margin: The light grain-textured zone is the polyester resin.) Length of the lower margin: about 45 µ, the bar indicates 1,5 µ.

Fig. 4. Recent "Pisolith" ("spring pearl") from the thermal springs of Karlovy Vary, ČSSR: Aragonitic grain, broken and slightly etched. — Location of fig. 5 in the center.

Fig. 5. Detail of fig. 4. Lower surface of a pronounced shell with planar arrangement of the needle-shaped particles. They are more pointed and longer than the rod-shaped forms of the marine environment. The less projecting layers (at the left and the right) are composed of particles which are less prolate and more equant in shape.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at





©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

## TAFEL 2

REM-Aufnahmen der Anordnung und Umbildung von Aragonitstäbchen

Fig. 6. Kontakt von erster Ooidschale mit Quarzkern, durch Korrosion freigelegt. Das Quarzkorn zeigt die typischen dreieckigen Ätzmarken. Die ± flach liegenden aragonitischen Stäbchen zeigen eine beginnende Verschmelzung (? Mikritisierung). — Frühholozäne Ooide in rezentem Meersand vor Djerba (Tunesien).

Fig. 7. Senkrechte Anordnung der Aragonitstäbchen (mittlere Schale). Die Dicke der Ooidschale (=1,5—2 μ) wird hierbei von der Länge der Stäbchen bestimmt. — Bruchfläche eines frühholozänen Ooliths. Zarzis, Tunesien.

Fig. 8 und 9. Ungeregelte Anordnung von Aragonitstäbchen.

Fig. 8. Stäbchen von unterschiedlicher Länge im Bereiche eines Organismen-Bohrganges (organische Auskleidung sichtbar). Prismatische Teilchen sind selten (rechts und links oben). — Angebrochenes Ooid, rezent; Joulters Cay, Bahamas.

Fig. 9. Wirre Stäbchenstruktur im Bereich eines (durch Korrosion erweiterten) Organismen-Bohrloches. — Frühholozänes Ooid, Djerba, Tunesien.

Fig. 10 und 11. Umkristallisationsstrukturen von Aragonitstäbchen (in rezenten, angebrochenen Ooiden; Joulters Cay, Bahamas).

Fig. 10. Rechte Bildhälfte: Weitgehende Verschmelzung der nur noch undeutlich erkennbaren Primärstäbchen erzeugt eine dichtere Struktur (Mikritisierung?). Linke Hälfte: Meist noch separate Stäbchen in ungeregelter Anordnung.

Fig. 11. Prismatisch bis plättchenförmige, untereinander teilweise verwachsene (? Aragonit-)-Teilchen im Bereiche eines Organismenbohrganges. Die Umgebung (außerhalb des Bildes) zeigt noch Stäbchenstruktur.

## PLATE 2

SE-Micrographs of the Structure of Aragonitic Rod-Shaped Particles

Fig. 6. Quartz nucleus and first aragonitic coating of a corroded oöid grain. The quartz shows typical triangular marks. The rod-shaped particles with a ± horizontal arrangement show the beginning of a homogenization, "welding" (cf. fig. 10). — Early Holocene oöid from Recent marine sand off Djerba, Tunisia.

Fig. 7. Perpendicular structure of the aragonitic rods of an oölitic shell. The thickness of this oöid coating (1,5—2 μ) depends on the average length of the particles. — Fractured surface of an Early Holocene oölite; Zarzis, Tunisia.

Fig. 8—9. Randomly oriented aragonitic rods.

Fig. 8. Rod-shaped particles of various sizes and a few bladed ones (right and upper left) in the neighbourhood of a bore hole of an organism. The hole is coated by an organic film. — Broken surface of a Recent oöid; Joulters Cay, Bahamas.

Fig. 9. Random structure of an oölitic shell, partly visible in a bore hole (enlarged by corrosion). — Early Holocene oöid (cf. fig. 6); Djerba, Tunisia.

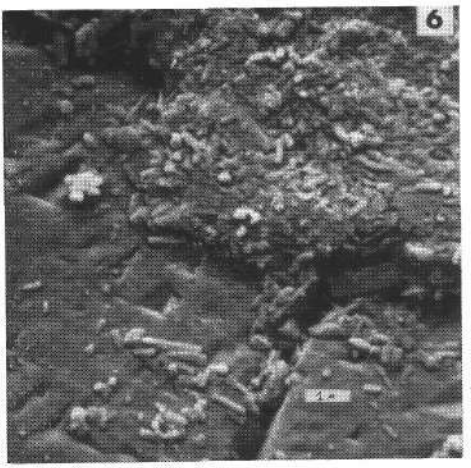
Fig. 10—11. Recrystallization of rod-shaped aragonitic particles in Recent oöids; Joulters Cay, Bahamas.

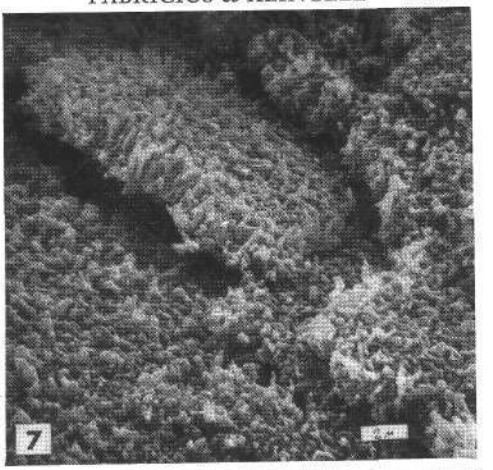
Fig. 10. Foreground: a more or less dense texture was produced by the "welding" of discrete rod-shaped particles (still visible in the background). This diagenetic texture is perhaps identical with the "micritization" of the oöid coatings.

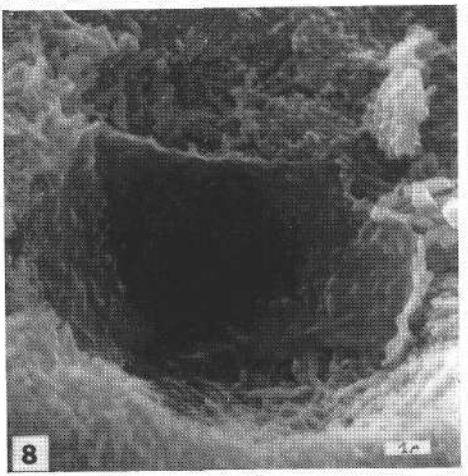
Fig. 11. Bladed to prolate texture of (? aragonitic) particles, partly grown together, in the walls of a bore hole of an organism. The particles of the further surrounding (not illustrated) show still the rod-shaped texture.

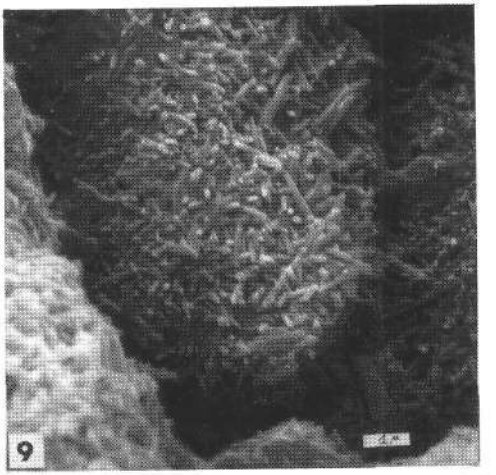
©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

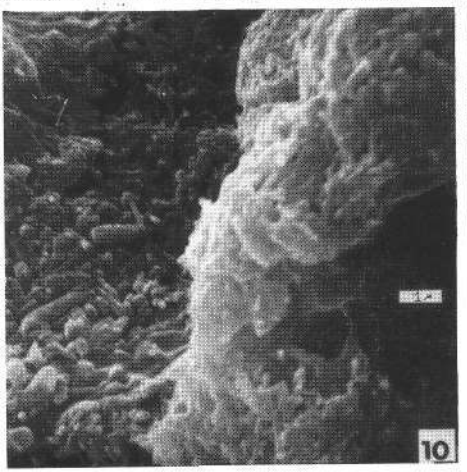


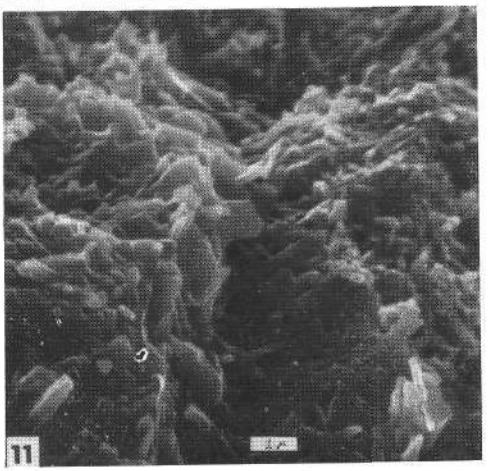


©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

## TAFEL 3

REM-Aufnahmen von diagenetischen Zementations- und Umkristallisations-Strukturen

Fig. 12. Kalzitischer Zementationsring an (süb-)rezentem Ooid an ehemaligem Kontaktpunkt zu einem anderen Korn. — Suez. Länge des Ooids ca. 0,4 mm.

Fig. 13. Auflagerung von Kalzitkristallen auf der Ooidoberfläche aus aragonitischen Stäbchen. — Frühholozäner Oolith, Zarzis, Tunesien.

Fig. 14—17. Drusiger Externzement und Kalzit/Aragonit-Wechsellagen an spätpleistozänem Oolith (Probe Ko 2), Isthmus von Korinth, Griechenland.

Fig. 14. Angebrochenes Ooid mit sekundären Kalzit-Wechsellagen. Der Aragonit wurde röntgenographisch neben viel Kalzit nachgewiesen. — Übersicht zu Fig. 15.

Fig. 15. Ausschnitt aus Fig. 14. Der Kalzit-Einkristall ersetzt einen Teil einer (oder eine ganze) Ooidschale. Er liegt zwischen diagenetisch nicht veränderten Lagen aus Aragonit-Stengeln. Die auf der Spaltfläche erhaben sichtbaren Strukturen stammen von ehemaligen Stäbchen. Es hat somit vor der Kalzitbildung keine Hohlraumbildung stattgefunden.

Fig. 16. Auf und zwischen den Ooiden Intergranular- (oder Extern-) Zement und in den Ooiden Kalzit/Aragonit-Wechsellagen (entspr. Fig. 14 und 15).

Fig. 17. Blöcke von Externzement liegen in der obersten Ooidschale verankert und umschließen noch wohlerhaltene Primärstengel. Die teilweise plattige Verschmelzung der Stäbchen (rechts unten) kann diagenetisch bedingt sein (entsprechend Fig. 10).

## PLATE 3

SE-Micrographs of Cementation and Recrystallization Structures in Ooïds and Oölites

Fig. 12. A ring of calcitic cement at the point of contact of two grains. — (Sub)Recent ooïd, Suez canal; length of the grain about 0,4 mm.

Fig. 13. Spary calcitic crystals, grown on the uneven surface of an ooïd (aragonitic rods). — Early Holocene oölite, Zarzis, Tunisia.

Fig. 14—17. External cement of drusy calcite surrounding ooïds of an alternating calcitic/aragonitic shell structure; Late Pleistocene oölite (sample Ko 2), Isthmus of Corinth, Greece.

Fig. 14. Ooïd layers with aragonitic primary shells alternating with secondary calcitic shells. The aragonite, besides much calcite, can be proved by x-ray analysis. — Area of fig. 15 is marked in the center.

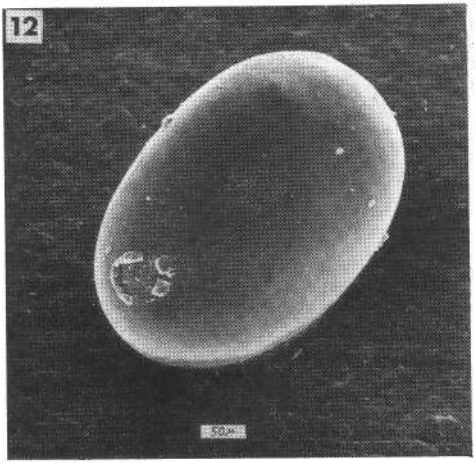
Fig. 15. Detail of fig. 14. The calcitic monocrystal replaces an (? upper) part or an entire ooïd shell. The calcite is surrounded by unaltered rod-shaped aragonite. Marks of former aragonitic particles protrude from the cleavage face, thus proving a replacement of a shell and not a cavitiy filling by calcitic cement.

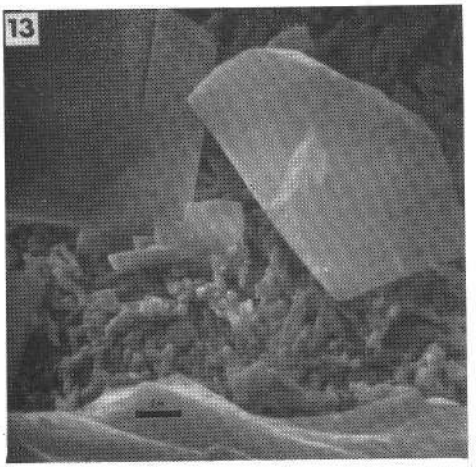
Fig. 16. The ooïds are covered externally by drusy cement (calcite), and in the grain some of the aragonite shells are replaced by large calcite crystals, comparable to fig. 14 and 15.

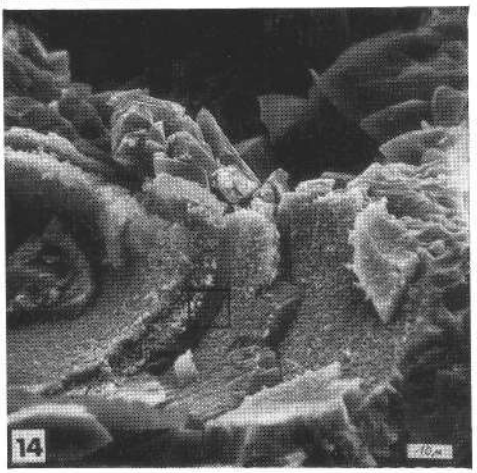
Fig. 17. Blocks of drusy external cement are grown on and into the upper aragonite shell, thus the calcite surrounds more or less altered primary rod-shaped particles. The lower aragonitic layer shows some "welding" textures, probably a diagenetic feature comparable to fig. 10.

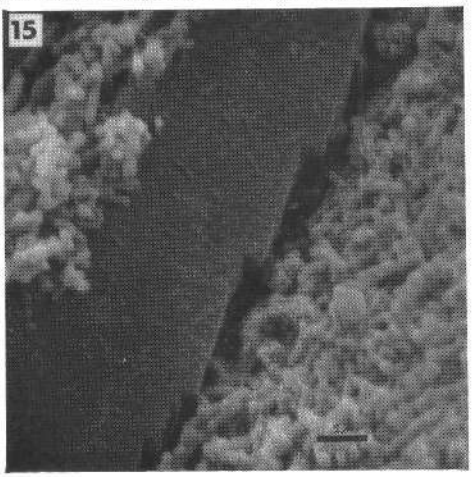
©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

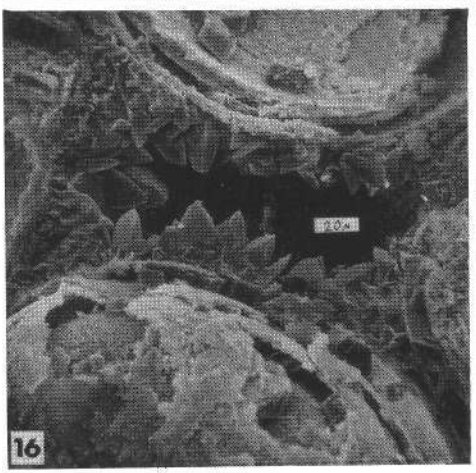


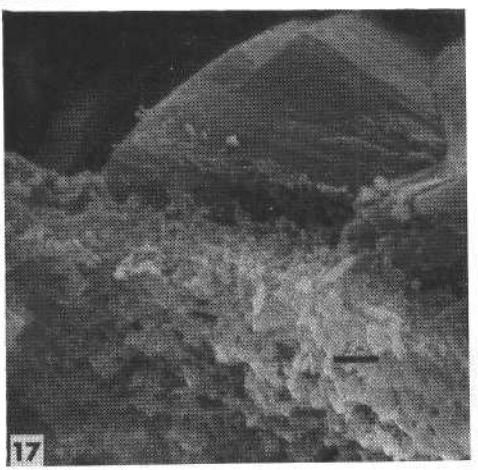


©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

## TAFEL 4

REM-Aufnahmen von Zementations- und Dolomitisations-Strukturen in Oolithen; — radial-kristalliner Aufbau von Ooiden

Fig. 18—20. Residual-Oodolospatit: Ehemaliger Kalkoolith von dem durch Auslaugung des Aragonites der (vielleicht sekundär dolomitisierte) Extern- und Internzement neben nichtkarbonatischen Ooidkernen übrig geblieben ist. — Quartär, Hurghada am Roten Meer, VAR.

Fig. 18. Großstruktur der Bruchfläche: Die mittlere Hohlform enthält noch einen Teil einer durch Internzement abgeformten sphärischen Oberfläche einer ehemaligen Ooidschale oder des Kernes. — Vergrößerung: Untere Bildkante etwa 1 mm.

Fig. 19. Die Struktur des residualen Zementskelettes mit Quarz-Ooidkern. — Balken etwa 60 µ.

Fig. 20. Oberfläche eines ehemaligen Quarz-Ooidkernes: Die aufgewachsenen Dolomitrhomboeder stellen eine häufige Form des Internzementes dar. Die Kristalle über dem Maßbalken (=20 µ) zeigen teilweise eine faserige Aufwachsung unbekannter Art und Entstehung.

Fig. 21. Beginnende Internzementation in Form einzelner Kalzitsprossungen zwischen den aragonitischen Ooidschalen (? nach vorausgegangener Aragonitlösung). Im Intergranularraum kalzitischer Externzement. — Frühholozän; Zarzis, Tunesien. Balken ca. 50 µ.

Fig. 22—23. Angebrochenes Ooid mit radial-kristalliner Aragonit-Struktur; Großer Salzsee, Utah.

Fig. 22. Verhältnismäßig kleinkristalline, radialplattige Aragonit-Struktur des Ooidrandes (links) mit Übergang in die diagenetisch vergröberte radialkristalline Prismenstruktur (rechts). — Balken=1 µ.

Fig. 23. Deutlich konzentrische Schichtung eines radial-kristallinen Ooides. Gegen den Kern zu links unten) tritt eine deutliche Vergröberung der Kristallprismen auf. — Maßbalken etwa 10 µ.

## PLATE 4

SE-Micrographs of Diagenetic Structures of an Oölite (Cementation and Dolomitization) and of Radially-Arranged Crystalline Textures of Oöids

Fig. 18—20. Residual cement dolosparite: A former oölite of which, after dissolution of all aragonitic parts, the probably primary calcitic cement was changed completely into dolomite. The only remnants of the original oöids are quartz nuclei. — Quaternary; Hurghada, north of Safaga, United Arabic Republic, Red Sea coast.

Fig. 18. General view upon the (fractured) former oölite: At the bottom of the central hemisphere lies a spherical mold of a former surface of an oölitic shell or an aragonitic nucleus. — Enlargement: Lower margin about 1 mm.

Fig. 19. Structure of the residual external and internal cement with an including quartz nucleus. — Bar: about 60 µ.

Fig. 20. Surface of a former quartz nucleus: The small dolomitic rhombohedra are a form of intra-grain cement. The crystals above the bar (=20 µ) show a sort of tiny "whiskers" of unknown composition and origin.

Fig. 21. Budding of an intragranular calcitic cement between the aragonitic oöid layers, probably after a proceeding intragranular solution of aragonite. Between the oöids a calcitic intergranular cement was precipitated. — Early Holocene; Zarzis, Tunisia. Enlargement: Bar about 50 µ.

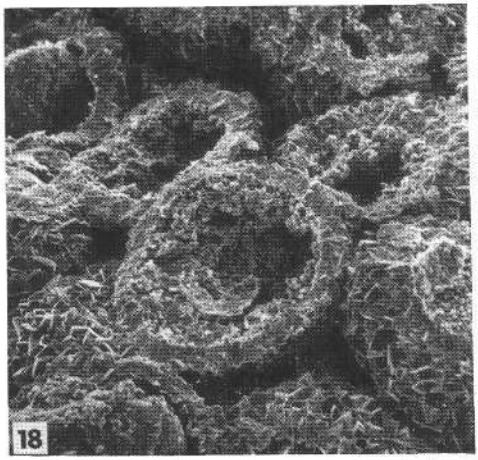
Fig. 22—23. Fractured oöid with radial crystalline texture; Great Salt Lake, Utah.

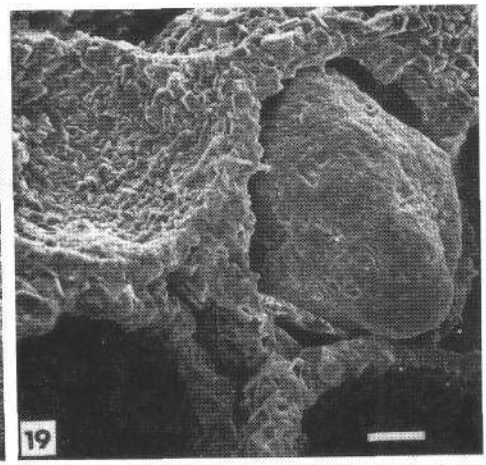
Fig. 22. Marginal zone with tiny bladed aragonite crystals and secondary enlargement of the aragonite crystals towards the center (right). — Bar=1 µ.

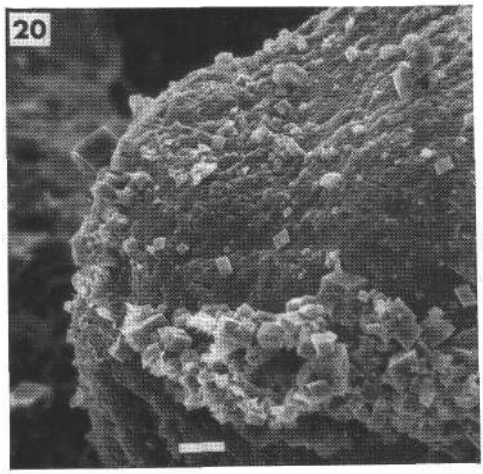
Fig. 23. Oöid showing concentrical lamination: Towards the nucleus (lower left corner) a diagenetic enlargement of aragonite crystals forms pronounced prisms. — Enlargement: Bar about 10 µ.

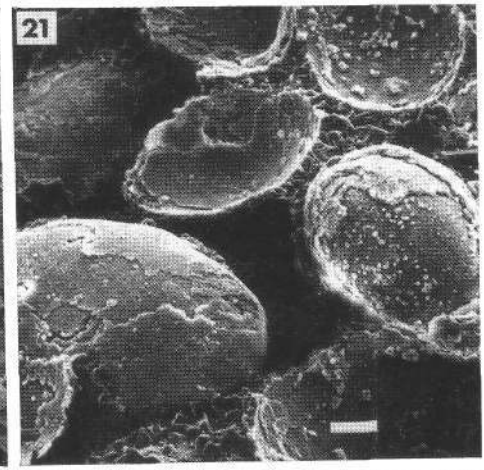
©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

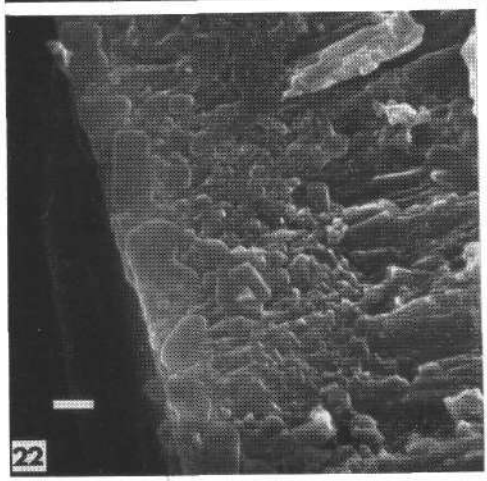


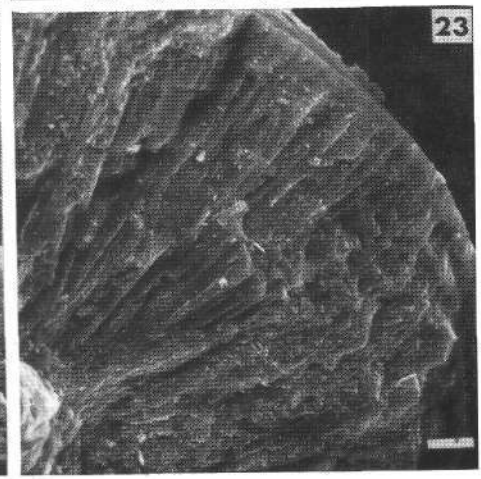


©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

schaft des Milieus geschlossen werden: Für den „Rogenstein" können ebenfalls hypersaline und lakustre Verhältnisse angenommen werden (vgl. KALKOWSKY, 1908 und USDOWSKY, 1962).

## 4. Nomenklatur der Ooide entsprechend der Ooid-Ultrastruktur

Da zwischen dem Feinbau der Ooide und ihrem Bildungsmilieu eine offensichtlich genetische Beziehung besteht, erscheint es auch im Hinblick auf die Deutung fassiler Fazies erforderlich, diese Unterschiede durch eine typisierende Nomenklatur zu berücksichtigen:

a) Stäbchenschalige Ooide (Typ Suez und Bahamas);
b) Radial-kristalline Ooide (Typ Großer Salzsee, Utah);
c) Körnig- und nadelig-schalige Ooide (=Pisolithe) (Typ Karlsbad).

## 5. Diagenese von Ooiden und Oolithen

Die Untersuchung der Ooid- und Oolithultrastrukturen erbrachte eine Reihe von morphologischen Merkmalen der Umbildung des ursprünglichen Gefüges. Teilweise müssen diese Umbildungen nacheinander erfolgt sein und entsprechen damit weitgehend der „progressiven Diagenese" von GAVISH & FRIEDMANN (1969). Zum anderen Teil läßt sich eine zeitliche Abfolge nicht feststellen.

a) Veränderungen des Ooidfeinbaues:

In den stäbchenschaligen Ooiden tritt eine Umkristallisation der Primärstruktur hauptsächlich in den Bereichen auf, die durch äußere Einwirkungen betroffen sind, z. B. Bohrgängen von Organismen und Korrosionsstellen. Gelegentlich treten solche Verschweißungen von Aragonitstäbchen ohne Beziehung zu einer sichtbaren Fremdeinwirkung auf. Es wird vermutet, daß es sich hierbei um die Erscheinungsform des Mikrites bei REM-Betrachtung handelt.

Eine Kristallvergröberung dürfte das Auftreten von plattigen Kristallen zwischen den Aragonitstäbchen bedeuten. Diese Erscheinung ist jedoch in den marinen Ooiden keineswegs so deutlich wie in den radialkristallinen Ooiden, wo eine Kristallvergröberung in Richtung auf den Ooidkern typisch ist.

Diese Stadien der Diagenese treten schon innerhalb des Bildungsraumes der Ooide auf und sind daher als frühdiagenetisch anzusehen.

b) Aragonitlösung innerhalb des Ooides:

Eine korninterne Lösung tritt bei den stäbchenschaligen Ooiden wahrscheinlich erst im subaerischen Milieu auf und dürfte auf die Einwirkung von Regenwasser zurückzuführen sein. Diese Umstruktuierung zugunsten der Bildung von Kalzitzement (s. c und d) dürfte bis zur völligen Entfernung des Aragonits anhalten.

c) Oolithbildung durch Externzementation:

Dieser Lithifikationsprozeß ist ein subaerischer Effekt. Er hängt nicht von dem diagenetischen Zustand der Einzelkörner (s. oben, a) ab. Dabei spielt offensichtlich nur Kalzit eine zementierende Rolle (oolithische „beach rocks" standen für die

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Untersuchung nicht zur Verfügung). Da zu beobachten ist, daß meist eine deutliche Zementation mit einer ± fortgeschrittenen Lösungsdiagenese Hand in Hand geht, ist anzunehmen, daß der Hauptteil des Zement-Kalzits von gelöstem Aragonit stammt.

d) Internzementation in Lösungshohlräumen:

Zusammen mit der Entstehung von korninternen Lösungshohlräumen tritt auch eine Kalzitbildung im Intragranularporenraum auf. Ob das lagenweise Ersetzen von aragonitischen Stäbchenschalen durch Kalzit-(Ein-)Kristalle nur eine andere Form der Internzementbildung ist, die unabhängig von einem vorhandenen Hohlraum arbeitet, ist noch nicht geklärt. Jedenfalls treten beide Phänomene zusammen auf, lassen sich aber auch im Schliff deutlich unterscheiden.

e) Residual-Zement:

Das völlige Verschwinden des primären Aragonites in den stäbchenschaligen Ooiden führt zur Ausbildung eines Gesteines, das nur noch aus Extern- und Internzement-Kalzit besteht. Da eine solche Bildung theoretisch auch aus zementierten aragonitischen Pellet-Sedimenten entstehen könnte, dokumentieren nur noch die Relikte unlöslicher Ooidkerne den ehemaligen Oolith.

f) Dolomitisierung:

Die Bildung des rein dolomitischen Residual-Oospatits von Hurghada erscheint noch ungeklärt. Möglicherweise wurde ein kalzitischer Residual-Oospatit (oder ein kalzitisch/dolomitisch gemischter) sekundär dolomitisiert. Für eine primäre, rein dolomitische Zementierung fehlen vergleichende Beobachtungen; sie kann jedoch nicht ausgeschlossen werden. — Jedenfalls stellt der Residual-Dolospatit eine weitere Stufe der diagenetischen Umbildung eines Oolithes dar.

## 6. Die mediterranen Ooide und Oolithe als Klimaindikatoren

Die vorliegenden Untersuchungen haben erwiesen, daß die mediterranen Ooide genetisch mit anderen marinen Ooiden gleichzusetzen sind. Da generell die Aragonit-Ooide eine Bildung eines warmen (subtropischen bis tropischen) Klimas sind, können wir die mediterranen Ooidvorkommen als paleoklimatologische Indikatoren verwenden: Die durchschnittliche Jahrestemperatur muß demnach während der frühholozänen und interglazialen Ooidbildungsperioden deutlich über der heutigen mittleren Jahrestemperatur gelegen haben, war jedoch noch nicht so hoch, daß sich echte Riffbildungen einstellen konnten.

## Danksagung

Die raster-elektronenmikroskopischen Untersuchungen wurden an einem „*Stereoscan*" (Fa. Cambridge, Ltd.) durchgeführt. Die Geländearbeiten (Fabricius, 1962, 1968 und 1969) wurden vom Deutschen Akademischen Austauschdienst, Bonn, und der Deutschen Forschungsgemeinschaft, Bad Godesberg, finanziert. Ein Teil des Proben- und Vergleichsmaterials wurde freundlicherweise von den Herren Prof. Dr. v. Freyberg, Erlangen, Prof. Dr. H. Füchtbauer, Bochum, Dr. W. Zacher, München und Dipl.-Geol. Th. Pötsch, Gießen, zur Verfügung gestellt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Dr. J. Müller, München führte die Röntgenanalysen durch und Dr. Ch. Hemleben, Tübingen, diskutierte die REM-Aufnahmen und gab Hinweise auf vergleichbare biogene Strukturen. Herrn Prof. Füchtbauer verdanken wir anregende und hilfreiche Kritik am Manuskript. Für all diese wertvolle Hilfe und das freundliche Entgegenkommen möchten wir unseren verbindlichen Dank aussprechen.

## Literatur

Alexandersson, T.: Recent littoral and sublittoral high-Mg calcite lithification in the Mediterranean. — Sedimentology, *12*, 47—61, Amsterdam 1969.

Bathurst, R. G. C.: Oölitic films on low energy carbonate sand grains, Bimini Lagoon, Bahamas. — Marine Geology, *5*, 89—109, Amsterdam 1967.

Bathurst, R. G. C.: Precipitation of Oöids and other aragonite fabrics in warm seas. — In: G. Müller & G. M. Friedman (Herausgeber): Recent developments in carbonate sedimentology in Central Europe, p. 1—10, (Springer) Berlin-Heidelberg-New York, 1968.

Braune, K., & Fabricius, F.: Geologische Beobachtungen an der Küste und auf dem Schelf von Kephallinia (Ionische Inseln). — Geol. Rundschau *60*, 235—244, Stuttgart 1970.

Fabricius, F., Rad, U. v., Hesse, R., & Ott, W.: Die Oberflächensedimente der Straße von Otranto (Mittelmeer). — Geol. Rundschau *60*, 164—192, Stuttgart 1970.

Fabricius, F., Berdau, D., & Münnich, K.-O.: Early Holocene oöids in modern littoral sands reworked from a coastal terrace, southern Tunisia. — „Science", *169*, 757—760, Washington D. C. 1970.

Flügel, E., & Kirchmayer, M.: Zur Terminologie der Ooide, Onkoide und Pseudooide. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh. *1962*, (3), 113—123, Stuttgart 1962.

Folk, R. L.: Spectral subdivision of limestone types. — In W. E. Ham (ed.): Classification of carbonate rocks. Americ. Ass. Petrol. Geologists, Mem. *1*, 62—84, Tulsa 1962.

Folk, R. L.: Petrology of sedimentary rocks. — The University of Texas, 159 S. (Hemphill's) Austin, Tex. 1965.

Freyberg, B. v.: Der Bau des Isthmus von Korinth. — Ann. géol. Hell., *4*, 157—188, Athen 1952.

Füchtbauer, H., & Müller, G.: Sedimente und Sedimentgesteine. — In W. v. Engelhardt, H. Füchtbauer & G. Müller: Sediment-Petrologie, Teil II, 726 S., 326 Abb., (Schweizerbart) Stuttgart 1970.

Gavish, E., & Friedman, G. M.: Progressive diagenesis in Quaternary to Late Tertiary carbonate sediments: Sequence and time scale. — Jour. Sedimentary Petrology, *39*, 980—1006, Menasha, Wisc. 1969.

Kalkowsky, E.: Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. — Z. dt. geol. Ges., *60*, 68—125, Berlin 1908.

Kerkmann, K.: Über „Oolithe" und „Stromatolithe" und die Beteiligung von Algen an der Kalksteinbildung. — Wiss. Z. Hochschule f. Architektur u. Bauwesen, Weimar, *13*, 293—302, Weimar 1966.

Lucas, G.: Oolithes marines actuelles et calcaires oolithiques récents sur le rivage africain de la Méditerranée Orientale (Égypte et Sud Tunisien). — Bull. Station Oceanogr. Salammbô (Tunisie), *52*, 19—38, Salammbô 1955.

Müller, G., & Tietz, G.: Recent dolomitization of Quaternary biocalcarenites from Fuerteventura (Canary Islands). — Contr. Mineral and Petrol., *13*, 89—96, Heidelberg 1966.

Oeltzschner, H., & Sigl, W.: Sedimentologische Untersuchungen im Golf von Manfredonia/Südadria. — Geol. Rundschau *60*, 131—144, Stuttgart 1970.

Purdy, E. G.: Carbonate diagenesis: An environmental survey. — Geol. Romana, *7*, 183—228, 10 Abb., 6 Farbtafeln, Rom 1968.

Sander, B.: Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge (Rhythmische Kalke und Dolomite aus Tirol). — Tscherm. Miner. Petr. Mitt., *48*, 27—139, 141—209, Leipzig 1936.

Schröder, B.: Über mittel- und jung-pleistozäne Meeres-Hochstände der Landenge von Korinth. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., *1970*, 27—33, Stuttgart 1970.

Seibold, E.: Das Meer. In: R. Brinkmann (Herausgeber): Lehrbuch der Allgemeinen Geologie, Bd. I, 280—500, (Enke) Stuttgart 1964.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Stefanon, A.: Formazioni rocciose del bacino dell'Alto Adriatico. — Atti Istituto Veneto di Science, Lettere ed Arti, 1966/67, *125*, Cl. scie. mat. e natur., 79—85, Venedig 1967.

Usdowski, H. E.: Die Entstehung der kalkoolithischen Fazies des norddeutschen Unteren Buntsandsteins. — Beitr. Miner. Petrogr., *8*, 141—179, Berlin ,Göttingen, Heidelberg 1962.

Walther, J.: Bau und Bildung der Erde. — 2. Aufl., 436 S., 23 Taf., (Quelle & Meyer) Leipzig 1928.

Walther, J.: Die Korallenriffe der Sinaihalbinsel. — Abh. kgl. sächs. Ges. d. Wissensch., mathem.-phys. Cl., *14*, (10), 439—505, Abb., geol. Karte, Leipzig 1888.

# ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 1970

Band/Volume: 1970

Autor(en)/Author(s): Fabricius Frank, Klingele Hermann

Artikel/Article: Ultrastrukturen von Ooiden und Oolithen: Zur Genese und Diagenese quartärer Flachwasserkarbonate des Mittelmeeres 594-617