

GESTEINE – FENSTER ZUR VORZEIT DAS SALZKAMMERGUT VOR 200 MILLIONEN JAHREN

ROCKS – WINDOWS TO ANCIENT TIMES THE SALZKAMMERGUT REGION 200 MILLION YEARS AGO

Gerhard W. Mandl ⁽¹⁾

ZUSAMMENFASSUNG

Spätestens seit Spielberg's Kinohit „Jurassic Park“ sind Dinosaurier und ihre Umwelt selbst Kindern geläufig. Ist es für ein breiteres Publikum noch einigermaßen vorstellbar, das ursprüngliche äußere Erscheinungsbild dieser Tiere durch Hinzufügen von Weichteilen zu den Skeletten zu rekonstruieren, so haben die meisten Menschen jedoch keine Vorstellung davon, wie die einstige Umwelt dieser und anderer vorzeitlicher Tiere, also ein ganzes Ökosystem, rekonstruiert werden kann.

Wie und woher Geologen und Paläontologen diese Informationen gewinnen, soll hier an Beispielen aus dem Salzkammergut gezeigt werden.

ABSTRACT

Dinosaurs and their environment are very popular – even to children – since Spielberg's movie “Jurassic Park”. How earthscientists can reconstruct ancient environments and ecosystems by means of simple rocks will be illustrated by examples from the Salzkammergut region.

Sedimentary environments of today will be compared with fossil counterparts.

I. EINLEITUNG

Mit spektakulären Sauriern kann das Salzkammergut nicht aufwarten. Der Lebensraum der meisten dieser großen Wirbeltiere war das trockene Festland. Die heutigen Alpen waren hingegen bis lange über die Epoche der Saurier hinaus Meeresboden des Tethys-Ozeans. Weit verbreitet sind daher in den Kalkalpen Schalen und Gehäuse verschiedenster wirbelloser Meerestiere. Jedem aufmerksamen Bergwanderer sind die herzförmigen Querschnitte der Dachsteinmuschel im Kalkgestein von Dachstein und Totem Gebirge bekannt und bei vielen Souvenirläden sind Hallstätter Ammoniten oder versteinerte Schnecken aus Gosau zu sehen.

Fossilien sind mehr oder weniger fest mit dem umgebenden Gestein verbunden, wie jeder erfahren muss, der versucht, seine Fundstücke daraus zu befreien. Das Gestein ist aber nichts anderes als der ehemalige Sand und Schlamm am Meeresboden, auf dem diese Tiere lebten und von dem ihre Überreste nach ihrem Tod allmählich zugedeckt und eingeschlossen wurden.

Betrachten wir die Lebensräume der Erde heute, so sehen wir eine gewaltige Vielfalt verschiedener Tier- und Pflanzengesellschaften zu Wasser, zu Lande und in der Luft: von den eisigen Polarzonen und Hochgebirgen, über Wälder, Sümpfe, Flüsse und Seen, trockene Steppen und Wüsten bis hin zu tropischen Meeren und zur dunklen, kalten Tiefsee. All diese Räume haben ihre charakteristischen Bewohner, die gleichzeitig nebeneinander existieren und in verschiedenster Weise – etwa durch die Nahrungsketten – miteinander verbunden sind.

Ebenso vielfältig waren die Ökosysteme im Laufe der Erdgeschichte. Ihre Spuren im Gestein gilt es zu finden und zu entschlüsseln.

II. GESTEINSKREISLAUF UND ABLAGERUNGSRÄUME

Gesteine stehen in unserem Denken gemeinhin als Symbol für Festigkeit und Unveränderlichkeit: „ewige Berge“ und „ewiger Fels“. Überblickt man jedoch größere Zeiträume, so zeigt sich, dass selbst Gesteine einem Kreislauf von Entstehen und Vergehen unterliegen. Dieser Kreislauf ist nicht abgeschlossen und zum Stillstand gekommen, sondern vollzieht sich auch heute noch – abschnittsweise an der Erdoberfläche sichtbar:

¹⁾ Dr. Gerhard W. Mandl, Geologische Bundesanstalt, FA Sedimentgeologie, Rasumofskygasse 23, Postfach 127, A 1031 Wien, Austria (Tel.: +43 (1) 712 56 74-233, e-mail: gmandl@cc.geolba.ac.at)

Die markanten Gipfformen unserer Bergwelt sind das Ergebnis lange einwirkender Verwitterung und Abtragung. Regenwasser dringt in Klüfte und Spalten, kann Kalkgestein auflösen oder durch Gefrieren und Tauen die Risse erweitern. Hitze und Kälte zerbricht und lockert das Gesteinsgefüge. Allgegenwärtig sind im Gebirge die großen Schutthalden; mit Steinschlag muss jeder Bergwanderer und Kletterer rechnen.

Das Wasser ist nicht nur bei der Verwitterung ein wesentlicher Faktor, es ist auch das wichtigste Transportmittel. Der angehäuften Gesteinsschutt wird von Wildbächen in die alpinen Flusstäler befördert. Während des Transportes zerbrechen die Gesteinsbrocken weiter, reiben aneinander und werden kleiner und zunehmend gerundet. Naturbelassene Flusssysteme verändern ständig ihren Lauf. Im Wechsel von Hoch- und Niederwasser werden **Schotter- und Sandbänke** aufgeschüttet oder tiefe Rinnen erodiert (**Abb. 1/1**). Im Stillwasserbereich überfluteter Auen oder abgeschnürter Altarme setzt sich feinsten Schlamm ab, der schon beim nächsten Hochwasser wieder von grobem Geröll überschüttet werden kann.

Solche ehemaligen **Flussablagerungen** finden wir etwa in den ältesten Gesteinen der **Gosau-Gruppe** (**Abb. 1/2**).

Die Flusssedimente erreichen nach vielfacher Umlagerung irgendwann schließlich das Meer. Beim Übertritt der Wassermassen vom begrenzten Flussbett ins offene Meer verringert sich die Fließgeschwindigkeit deutlich, die Sedimentfracht sinkt zu Boden und bildet vor der Flussmündung einen flachen Sedimentkegel, der sich allmählich ins Meer hinaus ausbreitet. Strömungen können den feinen Sand entlang der Küste verteilen und so Sandstrände oder breite Wattflächen im Gezeitenbereich schaffen. Wind und Wellen erzeugen dabei typische **Muster im Sediment** (**Abb. 1/3**) und Muscheln hinterlassen ihre **Schalen** (**Abb. 1/5**). Andere Lebewesen hinterlassen oft nur ihre **Spuren**, wie beispielsweise diese großen Meeresschildkröten (**Abb. 1/7**). Zu Stein geworden sind solche Ablagerungen in den **Werfener Sandsteinen** (**Abb. 1/4 u.6**). Fossile Spuren finden wir häufig in den Tiefsee-Sandsteinen der Flyschzone, hier die zentimeterbreiten **Kriechspuren** von Schnecken (**Abb. 1/8**).

All diese Ablagerungen, die sich aus zerbrochenen Gesteinsfragmenten vom Festland herleiten, werden als Gruppe der „**terrigenen Sedimente**“ zusammengefasst. Dazu gehören auch noch vom Wind transportierte Sande (Dünen) und Staub (z.B. Löss) und vom Gletschereis transportierte Schuttmassen (Moränen).

Die allerfeinste Sedimentfracht und die gelösten Stoffe gelangen ins offene Meer. Die langsam absinkenden, winzigen Tonpartikel bedecken allmählich als dünne Schicht die weiten Tiefsee-Ebenen. Die in Lösung transportierten Mineralstoffe reichern sich im Laufe der Erdgeschichte im Meerwasser an, sie sind auch für dessen Salzgehalt verantwortlich.

Diese gelösten Stoffe im Meerwasser sind aber auch die Quelle für zwei weitere, eigenständige Klassen von Ablagerungen – die chemischen und die biogenen Sedimente.

Die „**chemischen Sedimente**“ bilden sich durch Kristallisation von Mineralen in gesättigten Lösungen. Paradebeispiel dafür sind das Salz und der Gips im Salzkammergut.

Die große Gruppe der „**biogenen Sedimente**“ ist biologischen Ursprungs, also von lebenden Organismen erzeugt. Vor etwa 600 Millionen Jahren erwarben Tiere und manche Pflanzen die Fähigkeit, aus den gelösten Stoffen im Meerwasser schützende und stützende Skelette, Schalen und Gehäuse zu bilden. Calciumcarbonat in verschiedenen Modifikationen ist dabei der Hauptbaustoff. Nach dem Tod der Organismen zerfallen die Hartteile und bilden neben größeren Bruchstücken auch Kalksand und -schlamm, der sich am Meeresboden sammelt und von Strömungen umverteilt werden kann. Im Laufe der langen erdgeschichtlichen Zeiträume entstanden so die enormen, mehrere tausend Meter dicken Kalkmassen, aus denen beispielsweise die Nördlichen Kalkalpen aufgebaut sind.

Auch Kalksedimente können wir heute bei der Entstehung beobachten und so Rückschlüsse auf die Vergangenheit ziehen. Die „Kalkfabrik“ arbeitet optimal in den tropischen warmen Regionen der seichten Schelfmeere, z.B. in der Karibik oder um Australien. In Abhängigkeit von den Faktoren Wärme, Licht und Nährstoffangebot, die ihrerseits wieder von Wassertiefe und Strömungen beeinflusst werden, siedeln sich verschiedene Gemeinschaften von Tieren und Pflanzen am Meeresboden an. Von besonderer Bedeutung sind dabei die riffbildenden Organismen, die durch den Aufbau großer wellenresistenter Barrieren die Strömungsverhältnisse beeinflussen. Mit der Zeit entsteht dadurch eine **charakteristische Zonierung** in Tiefenbereiche, die durch einen Riffsaum voneinander getrennt sind – **Abb. 2/1**.



Auf der einen, dem Festland zugewandten Seite der Riffbarriere sammelt sich der feine Kalksand und Schlamm, den die anbrandenden Wellen aus dem Riff ausspülen und in das ruhige Wasser dahinter verdriften. Das seichte Wasser der **Lagune** zeigt größere Temperaturschwankungen, erhöhten Salzgehalt, weniger Sauerstoffgehalt infolge fehlender Brandungswellen und niedrigere Nährstoffgehalte, alles Faktoren, die gemeinsam mit dem schlammigen Untergrund ein weiteres Riffwachstum verhindern. Stattdessen finden hier **kalkabscheidende Algen** optimale Lebensbedingungen (**Abb. 2/2**) und erzeugen so zusätzlich große Mengen von Kalkschlamm. Fossile Gegenstücke solcher Lagunenablagerungen finden wir im **Wettersteinkalk** und **Dachsteinkalk**, die oft Massen dieser millimetergroßen kalkigen Algensegmente enthalten – **Abb. 2/3** (Gesteinsdünnschliff).

Die **Riffzone** (**Abb. 2/4**) bildet den schützenden Außensaum der Lagune. Korallen bilden als Pioniere ein fachwerkartiges Gerüst, das kalkabscheidende Schwämme und Rotalgen weiter verbinden. Die Hohlräume dazwischen bieten Schutz und Lebensraum für unterschiedlichste, festgewachsene und auch mobile Bewohner. Manche von ihnen weiden Algen ab, sammeln abgestorbene Reste vom Boden auf oder filtern die winzigen Planktonlebewesen aus dem Meerwasser. Andere wiederum ernähren sich räuberisch. So fressen manche Fische die Korallen ab und scheiden hinterher beträchtliche Mengen an Korallensand aus.

Während so die Hohlräume im Riff durch die Überreste ihrer Bewohner und durch zerriebenen Riffschutt allmählich aufgefüllt werden, wachsen darüber schon neue Korallenkolonien empor. Ein **fossiles Riff** der Triaszeit ist beispielsweise der korallenreiche **Dachsteinkalk** des Gosaukammes und der Grimming-Südseite – **Abb. 2/5**.

Das Wachstum der Riffbildner ist generell zum Frischwasser des offenen Meeres hin ausgerichtet. Dort leitet eine, von wiederum eigenen Lebensgemeinschaften bevölkerte Schutthalde aus abgestorbenen und zerbrochenen Riffteilen ins tiefere Wasser des kontinentalen Schelfes (bis etwa 200 m Wassertiefe) und zu den Tiefseeebenen (3000 – 4000m) über.

In der **Tiefe des offenen Meeres** sammelt sich verdrifteter Kalkschlamm aus dem Flachwasser, die feinsten Tonpartikel der fernen Flussmündungen und alle Organismenreste, insbesondere die Masse der Kleinstlebewesen, die aus dem Meerwasser als „Planktonregen“ niedersinken. Im Vergleich zum Flachwasser sammelt sich nur wenig Sediment an. Durch den langen Kontakt mit dem sauerstoffhaltigen Meerwasser kann es durch Bildung von Eisenoxiden rotgefärbt sein. Mit Hilfe von Bakterien können aus dem Meerwasser **Eisen- und Manganmineralien** ausgefällt werden und den Boden mit schwarzen metallischen Krusten überziehen oder zentimetergroße rundliche Knollen bilden – **Abb. 2/6**. In großen Tiefen kann das kalte, kohlensäurereiche Wasser den Kalkschlamm sogar völlig auflösen, sodass nur kieselige Organismenreste wie beispielweise die einzelligen **Radiolarien** (Durchmesser meist kleiner 0,1 mm) zur Sedimentbildung beitragen – **Abb. 2/6**. Fossile Gegenstücke dazu sind etwa die schwarzen Umkrustungen vieler Hallstätter Ammonitenschalen, die großen Manganknollen in roten Kalken der Jurazeit (**Abb. 2/7**) oder das Radiolaritgestein gegen Ende der Jurazeit.

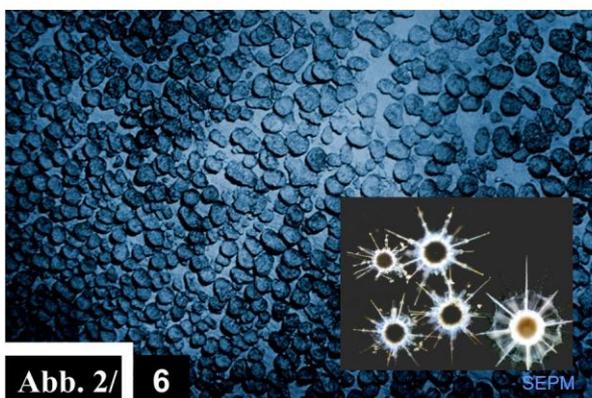
Der Schritt **vom weichen Sediment zum festen Gestein** geschieht bei allen Sedimentarten in ähnlicher Weise: die lockeren Ablagerungen werden unter der Last der ständig weiter aufgeschichteten Massen zusammengedrückt und das Wasser ausgepresst. In den verbliebenen Porenräumen kristallisieren Kalkspat oder andere Minerale aus und überziehen und verbinden („zementieren“) die Sedimentpartikel zu festem Gestein. Fossilien und ablagerungsbedingte Sedimentstrukturen sind damit als Information aus ferner Vergangenheit im Gestein festgehalten.

III. DER BLICK INS GESTEIN

Große Fossilien und viele Sedimentstrukturen sind mit freiem Auge erkennbar. Das Gestein beinhaltet aber auch Informationen, die nur bei starker Vergrößerung sichtbar werden. Um an diese Informationen heranzukommen, benutzen die Erdwissenschaften **zwei Methoden**:

Den direkten Einblick in das Gestein gewähren sogenannte **Dünnschliffe**, das sind bis zur Durchsichtigkeit dünn geschliffene, auf einen Glaträger aufgeklebte Gesteinsplättchen. Sie zeigen unter dem Mikroskop, welche kleinen Fossilreste und Sedimentpartikel das Gestein zusammensetzen und wie sie angeordnet sind – siehe als Beispiel **Abb. 2/3**.

Will man hingegen die winzigen Fossilien genauer untersuchen, müssen sie **aus dem Gestein herausgelöst** werden. Je nach Gesteinsart erfordert dies verschiedene Methoden und Chemikalien und sehr viel „Fingerspitzengefühl“, um nur das Gestein zu entfernen, nicht aber die Fossilien zu zerstören – siehe als Beispiel **Abb. 3/unten**.



IV. BEISPIEL HALLSTÄTTER KALK

Als Beispiel wollen wir nun versuchen, den Ablagerungsraum der Hallstätter Kalke und damit den Lebensraum der Ammoniten und anderer Hallstätter Fossilien näher zu charakterisieren.

Süßwasser oder Meer ?

Die Ammoniten gehören zur Klasse der Kopffüßer und sind damit mit den heutigen Tintenfischen verwandt, die ausschließlich im Salzwasser der Meere leben. Gelegentlich findet man im Gestein auch Stacheln von Seeigeln oder Skelettelemente von Seelilien oder anderen Vertretern des Stammes der Stachelhäuter. Auch diese sind ausnahmslos Meeresbewohner. Wir können daher davon ausgehen, dass die Hallstätter Kalke als Ablagerungen am Meeresboden entstanden. Doch wie tief war dieses Meer?

Schelf oder Tiefsee ?

Auffällig ist, dass keine Reste von Algen zu finden sind. Auch Korallen, die ja häufig symbiotische Algen in ihrem Körpergewebe beherbergen, sind nur aus seltenen Einzelfunden bekannt. Für Organismen welche Fotosynthese zur Ernährung betreiben war es offenbar zu dunkel. Sonnenlicht wird von Wasser absorbiert und kann selbst bei klarem Wasser und maximaler Einstrahlung nicht viel tiefer als etwa 150 Meter eindringen. Das gesuchte Ablagerungsmilieu lag also tiefer. Neben den kontinentalen Schelfmeeren, die etwa bis 200 Meter Wassertiefe reichen, liegen die Böden der weiten Ozeane in etwa 3000 – 5000 Metern Tiefe. Hier werden hauptsächlich Tiefseetone und mikroskopisch kleine Gehäuse kieseliger Planktonorganismen, aber kaum Kalkschlamm abgelagert. Daraus entstehende Gesteine – kieseligen Tonstein und Radiolarit – kennen wir auch aus der Triaszeit. Die Tiefsee war für die Bildung der Hallstätter Kalke also entschieden zu tief.

Die Wassertiefe des heutigen kontinentalen Schelfs ist keine zwingende Größe für frühere Zeiten. Der Meeresspiegel ist mit der Zeit Schwankungen unterworfen. So kann die Menge des verfügbaren Wassers abnehmen, wenn in globalen Kaltzeiten ein Teil davon in kilometerdicken Eismassen am Festland gebunden ist. Noch wichtiger für langfristige Schwankungen ist aber die Plattentektonik. Durch die Bewegung der Krustenplatten der Erde kann sich das verfügbare Volumen der Meeresbecken verändern, sodass die Kontinentalränder einmal mehr, einmal weniger hoch überflutet werden.

Fassen wir alle Aspekte zusammen, so ist der Entstehungsbereich der Hallstätter Kalke auf den tiefen Bereichen des kontinentalen Schelfs zu suchen, der in der Triaszeit irgendwo zwischen 200 - 400 Meter Wassertiefe gelegen haben mag.

Der Meeresboden – eine eintönig flache Kalkschlammebene?

Um diese Frage zu beantworten müssen wir die Variationsbreite der Hallstätter Kalke näher betrachten. Die auffälligste Variante ist die rotgefärbte, die auch die meisten bekannten Ammonitenfundstellen beinhaltet. Daneben gibt es aber noch weitere bunte (violette, gelbliche oder grünliche) sowie graue Typen, die sowohl massig als auch deutlich geschichtet sein können. Diese verschiedenen Typen folgen nicht nur altersmäßig gereiht übereinander sondern können auch seitlich rasch ineinander übergehen. Da die unterschiedlichen Varianten auch ein unterschiedliches Bildungsmilieu erfordern, muss irgendeine kleinräumige Gliederung des Ablagerungsraumes existiert haben. Ein besonderes Phänomen ist auch, dass gelegentlich ein Typus den anderen wie mit Adern durchdringt. Hier sind offenbar viele Meter tiefe Spalten im Meeresboden aufgeklafft, die durch jüngeren Kalkschlamm wieder aufgefüllt wurden.

Als Motor für diese offensichtliche Bodenunruhe bietet sich das unterlagernde Salz an, das die meisten Vorkommen der Hallstätter Kalke begleitet. Kalkstein ist deutlich schwerer als Salz und sinkt daher mit der Zeit darin ein. Da dies nicht ganz regelmäßig geschah, zerbrach die dicke Abfolge von Kalkschichten immer wieder in einzelne Schollen. Spalten rissen auf, Schollen kippten in unterschiedliche Schräglage. Das so entstandene Bodenrelief wurde dann erneut von horizontal geschichtetem Kalkschlamm zugedeckt. Meeresströmungen am Boden waren dafür verantwortlich, dass das Sediment und die tierischen Reste bevorzugt in den Spalten und Senken abgelagert wurden, während auf den aufragenden Schollen kaum etwas liegen blieb.

Der Bodensatz – das Sediment

Der feine Schlamm, der von Strömungen zwischen den Felsbuckeln verteilt wurde, stammte zum Teil von den fernen kalkproduzierenden Flachwasserarealen, zum Teil von kalkigen (Foraminiferen, **Abb. 3/18**) oder kieseligen Schalen (Radiolarien, **Abb. 3/19**) sowohl bodenbewohnender als auch planktonischer Kleinstlebewesen und von bakteriell zersetzten Hartteilen oder verkalkten Exkrementen größerer Tiere. Dazu kam noch toniges, vom Festland eingeschwemmtes Material. Zeitweilig wurde jedoch überhaupt nichts abgelagert und Bakterien schieden aus dem Meerwasser braunschwarze Eisen-Mangan-Mineralien ab, die den Boden und darauf liegende Schalenreste als dünne Lagen überzogen.

Die Bewohner (Die Zahlen beziehen sich auf **Abb. 3a, b**)

In der Dunkelheit lebte eine überraschende Vielfalt an Tieren. Die bekanntesten waren die **Ammonoideen (1)** mit ihren spiralig aufgerollten, gekammerten Gehäusen. Ein letzter lebender Vertreter der Kopffüßer mit Außenschale ist der Nautilus, der namensgebend für die Unterklasse der **Nautiloideen (2)** wurde. Diese sind auch in den Hallstätter Kalken mit verschiedenen Formen vertreten, darunter auch die gerade gestreckten **Orthoceren (3)**. Während die altertümlichen Nautiloideen wahrscheinlich wie der heutige Nautilus noch zahlreiche (bis zu 90) fadenförmige Tentakel besaßen, stehen die Ammoniten mit 10 Fangarmen den heutigen Tintenfischen (10 bzw. 8 Arme) näher. Allen gemeinsam ist ein papageienartiger Schnabel, mit dem sie auch größere Beute zerteilen konnten. Da die Gehäuse keine raschen, wendigen Schwimmanöver erlaubten, waren sie wohl keine aktiven Jäger sondern eher gemächliche Sammler, die erbeuteten, was ihnen vor die Fangarme geriet oder was sie vom Boden auflesen konnten.

Nicht selten findet man im Hallstätter Kalk zusammengeschwemmte dünnchalige **Muscheln** (z.B. der Gattung **Halobia, 4**). Ob diese, wie hier dargestellt, am felsigen Untergrund angeheftet lebten, oder teilweise im Schlamm steckend, ist noch unklar. Sie filterten feinste Nahrungspartikel aus dem Meerwasser. Die **Schnecken (5)**, von denen auch verschiedene Bauformen diesen Lebensraum bevölkerten, weideten wohl Bakterienrasen und bodenlebende Kleinstlebewesen ab.

Auffällige, doch relativ seltene Bewohner waren auch die **Seelilien (6)**, von denen wir gelegentlich fingerdicke Stielglieder, meist aber nur kleinere Skelettelemente (**7**) finden. Auch existierten Kleinstformen von festsitzenden Seelilien (**8**) sowie frei schwebende Bauformen. Sie alle gehören zur Klasse der Stachelhäuter, ebenso wie die **Seeigel (9)**, die **Schlangensterne (10)** und die **Seegurken (11)**. Diese Organismengruppen verraten ihre Anwesenheit meist nur durch unscheinbar winzige Hartteile wie Stacheln und Giftzangen, Armwirbel oder rädchenförmige Sklerite aus ihrer Haut.

Von **Kiesel Schwämmen (12)** finden wir filigrane Gitterwerke und dünne Nadeln.

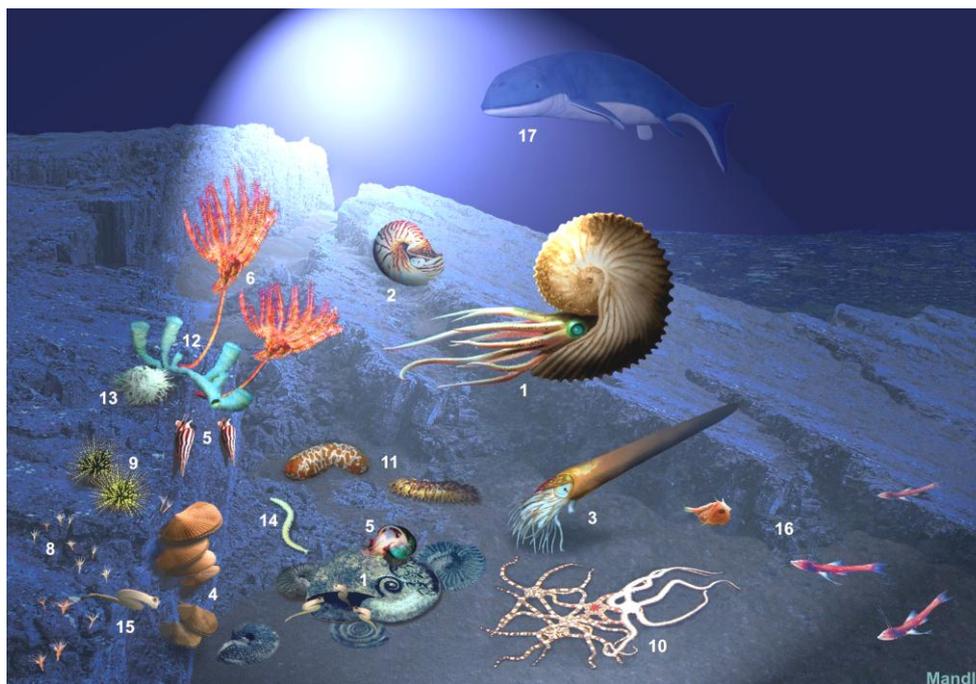


Abb. 3a: Das Bildungsmilieu der Hallstätter Kalke, ein mariner Lebensraum zur Zeit der Trias.

Einige marine **Würmer** hinterließen mm-dünne kalkige Wohnröhren, die am harten Untergrund oder auf Schalenresten aufgewachsen waren und gelegentlich büschelförmige Kolonien bildeten (**13**). Räuberisch lebten hingegen wohl jene Würmer, von denen wir nur die kräftigen Kiefer finden (**14**).

Unklar war lange Zeit die Zuordnung von zahn- und geweihförmigen Gebilden, den **Conodonten (15)**, bis 1982 in England erste Reste des gesamten „Conodontentieres“ gefunden wurden. Der mehrere Zentimeter lange wurmförmige Körper besaß eine schlanke Schwanzflosse und zwei Ausbuchtungen am Kopf, die als Augen interpretiert werden. Das Tier wird in die Verwandtschaft des urtümlichen Lanzettfischchens gestellt und steht damit entwicklungsgeschichtlich den Vorläufern der Wirbeltiere nahe.



Abb. 3b: Mikroskopisch kleine fossile Reste kleiner und großer Meeresbewohner. Zahlen siehe Text.
REM-Fotos: Priewalder / Mandl (GBA)

Von den **Wirbeltieren** des Hallstatt-Meeres kennen wir nur verschiedengestaltige, nadelspitze und kegelig stumpfe Zähne von **Fischen** (16), die auf verschiedene Ernährungsweisen schließen lassen. Und nicht zu vergessen sind die größten, aber seltensten Bewohner dieser Tiefen, die **Fischsaurier** (17). Vor einigen Jahren wurden Knochenreste eines derartigen, mehrere Meter langen Tieres im Raum Hallein-Berchtesgaden gefunden. Eine Rekonstruktion davon ist im Museum von Golling/Abtenau ausgestellt.

Die dunkle Tiefe des Meeres der Triaszeit bot also einer bunten Vielfalt unterschiedlichster Tiere Lebensraum und Nahrung. Ein ganzes Ökosystem erschließt sich uns, wenn wir die vielen Mosaiksteinchen an Informationen zusammentragen, die im Gestein seit damals konserviert sind.

ANHANG: weiterführende Literatur

- Byatt A., Fothergill A., Holmes M. 2002. Unser blauer Planet: Naturgeschichte der Weltmeere. 384p., Graz (Styria).
- Faupl P. 2000. Historische Geologie: eine Einführung. UTB für Wissenschaft **2149**, 214p., Wien (WUV).
- Flügel E. 1978. Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. 454p., Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- Füchtbauer H., Müller G. 1977. Sedimentpetrologie II: Sedimente und Sedimentgesteine, XVI + 784p., 3. Aufl., Stuttgart (Schweizerbart).
- Keupp H. 2000. Ammoniten: paläobiologische Erfolgsspiralen. Thorbecke Species, **6**, 165p., Stuttgart (Thorbecke).
- Laporte L.F. 1981. Fossile Lebensräume. Geowissen kompakt, 165p., Stuttgart (Enke).
- Lehmann U., Hillmer G. 1997. Wirbellose Tiere der Vorzeit: Leitfaden der systematischen Paläontologie der Invertebraten. XV + 304p., 4. Aufl., Stuttgart (Enke).
- Schuhmacher H. 1991. Korallenriffe: Verbreitung, Tierwelt, Ökologie. 275p., 4. Aufl., München-Wien-Zürich (BLV).
- Schuhmacher H., Hinterkircher J. 1996. Schwämme, Korallen, Krebse, Seesterne und andere. 319p., München-Wien-Zürich (BLV).
- Sommer U. 1996. Algen, Quallen, Wasserfloh: Die Welt des Planktons. 192p., Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- Thenius E. 2000. Lebende Fossilien: Oldtimer der Tier- und Pflanzenwelt, Zeugen der Vorzeit. 228p., München (Pfeil).

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Gmundner Geo-Studien](#)

Jahr/Year: 2003

Band/Volume: [2](#)

Autor(en)/Author(s): Mandl Gerhard W.

Artikel/Article: [Gesteine - Fenster zur Vorzeit, Das Salzkammergut vor 200 Millionen Jahren 13-20](#)