

Dieser Bericht ist die Zusammenfassung eines sehr interessanten Vortrages, den Helmut Keupp 1973 vor der Abteilung für Geologie gehalten hat. Über die Beeinflussung toter Materie durch Lebewesen wurde im Geologie-Saal des Museums eine instruktive Vitrine eingerichtet. Sie befaßt sich mit den Sedimentationsräumen und zeigt, daß sich hier, seit es Organismen gibt, kaum etwas geändert hat. Erst der Mensch hat durch die von ihm verursachten Ablagerungen den natürlichen Ablauf so gestört, daß er die Grundlagen seiner eigenen Existenz bedroht.

Der Einfluß von Organismen auf den Kreislauf der Gesteine

VON HELMUT KEUPP

Seitdem es auf der Erde Leben gibt, d. h. seit mehr als 3 Mrd. Jahren, beeinflussen Organismen – Pflanzen wie Tiere – überall, wo sie auftreten, direkt oder indirekt den substantiellen, strukturellen oder texturellen Aufbau von Sedimentgesteinen. Auch für zahlreiche Umbildungen bereits vorhandener Gesteine (Sedimente und Magmatite), soweit diese an der Oberfläche stattfinden, sind Lebewesen verantwortlich. Daraus ergibt sich, daß fast alle oberflächlich anstehenden Gesteine in irgendeiner Weise mehr oder weniger durch das Leben geprägt sind. Diese These bedarf der näheren Ausführung.

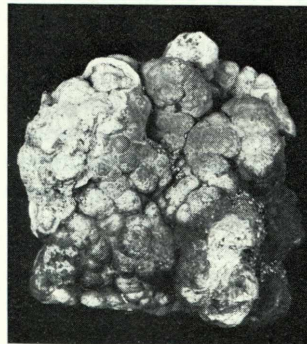
Aus der großen Fülle der Beeinflussungen seien einige Beispiele unter besonderer Berücksichtigung der aufbauenden Funktionen herausgegriffen und diese wiederum aus ihren sich gegenseitig bedingenden und voraussetzenden Komplexen extrahiert. Sie werden nach der Abhängigkeit der drei biologischen Gesichtspunkte gegliedert:

1. physiologische Tätigkeit
2. mechanische Tätigkeit
3. Leichenbildung von Organismen

Unsere Atmosphäre war zu Beginn der Lebensentwicklung mit Sicherheit noch frei von elementarem Sauerstoff (O bzw. O₂). Dieses Fehlen ist eine Vorbedingung für die „Urzeugung“ überhaupt. Alle Sedimente dieser frühen Zeit waren deshalb auch nicht oxydiert. Erst mit dem Auftreten chlorophyllhaltiger Algen begann bei der Assimilation durch Spaltung des Kohlendioxids (CO₂) die Sauerstoffproduk-

tion. Da mit der organischen Substanz der Kohlenstoff teilweise als Bitumen oder Kohle im Sediment (s. u.), teilweise in dem zunehmenden Lebenspotential festgelegt wurde, blieb stets ein Überschuß an freiem Sauerstoff. Dieser hat sich bis heute auf den Anteil von 20 % der Atmosphäre angereichert. Da die alten Gesteine der Erdkruste ein O₂-Defizit aufweisen, können die Sedimente nun durch den freien Sauerstoff weitgehend oxydiert werden. Aber auch magmatische Gesteine und nicht vollständig oxydierte Sedimente werden oberflächennah durch diesen organogenen Sauerstoff oxydiert.

So erscheint z. B. der braune Eisensandstein des unteren Dogger in Tiefbohrungen stets blaßgrün bis grau, weil das enthaltene Eisen noch nicht oxydiert ist. Als weiteres Beispiel sei die Oxydationszone des „Eisernen Hutes“ erwähnt, die sich bei nahezu allen Erzlagern oberflächlich bildet. Wir müssen daher alle



Durch Algen gefällter Kalk aus dem miozänen Ries-See.

Oxidbildungen infolge atmosphärischer Einwirkung als indirekt organogen betrachten, da die „Atemtätigkeit“ der Pflanzen ihre Voraussetzung ist.

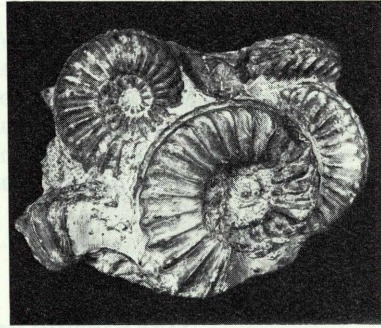
So unterschiedlich Bakterien ihren Energiehaushalt bewerkstelligen, so vielseitig können sie auch die Bildung von Sedimenten beeinflussen. Neben sog. Eisenbakterien, die besonders in Moorgebieten für die lokale Anreicherung von Goethit (FeOOH) verantwortlich sind, haben marine Bakterien wesentlich größere Bedeutung. So reduzieren beispielsweise anaerobe Bakterien, d. h. Bakterien, die ohne freien Sauerstoff in extrem lebensfeindlichem Milieu leben, das Sulfat der Eiweißstoffe. Der dabei freiwerdende Schwefelwasserstoff (H_2S) führt zur Bildung von sulfidischen Erzen, meistens Pyrit (FeS_2). In derartigem, euxinischem Stillwasserbereich werden durch fein verteiltes Pyrit schwarz gefärbte Sedimente abgelagert. Als fossiles Beispiel seien die Bundenbacher Dachschiefer des Unterdevon genannt, als rezentes, Bereiche des Schwarzen(!) Meeres.

Andere Bakterien reduzieren anorganisches Sulfat (z. B. Gips: $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) bis zum elementaren Schwefel. So gehen die bekannten Schwefellagerstätten von Girgenti/Sizilien auf Bakterientätigkeit zurück.

Ein Teil der Karbonate, besonders der Kalke (CaCO_3), läßt sich ebenfalls auf die physiologische Tätigkeit von Organismen zurückführen. Kalk ist in Wasser nur in Gegenwart von Kohlendioxid als Kalziumbikarbonat löslich. Die Lösungsmenge unterliegt folgendem chemischem Gleichgewicht:



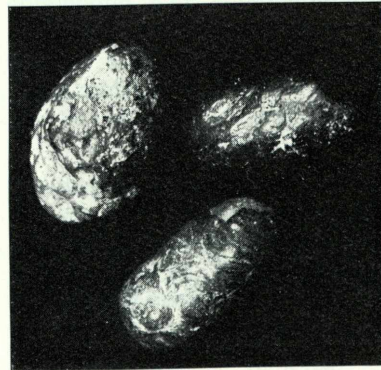
Die gelöste Kalkmenge hängt also bei Wasserüberschuß vom CO_2 -Gehalt ab. Wasserpflanzen verbrauchen aber bei ihrer Assimilation das im Wasser gelöste Kohlendioxid. Der in diesem Wasser gelöste Kalk muß ausfallen und gelangt wegen der Pflanzen zur Sedimentation. Im kleinen Bereich wird dieser Vorgang an den sog. Stromatolithen sichtbar, bei denen sich an der Oberfläche von Blaugrünalgen-Rasen immer wieder dünne Kalklamellen abscheiden. Ähnlich sind die blumenkohlartigen, tertiären Algenkalke des Rieses entstanden. Auch die Ablagerung von „Kalktuffen“ – besser Sinter-



Die organische Substanz der Ammoniten führte durch die bakterielle Zersetzung zur lokalen Kalkfällung. Die Pleuroceraten von Schnaittach sind deshalb in einer Phosphoritgeode eingeschlossen.

kalken im Karstbereich geht wohl, wenigstens teilweise, auf CO_2 -Verbrauch durch Pflanzen zurück.

Aber auch bei konstantem CO_2 -Gehalt kann durch Änderung des Säuregrades (pH-Wert) eine Kalkfällung erreicht werden. Bestimmte Bakterien wiederum reduzieren das Nitrat der Eiweißstoffe, wobei Ammoniak (NH_3) frei wird, das im Wasser eine Hydrolyse bewirkt und den pH-Wert zum Basischen ändert. Die Löslichkeit des Kalkes wird jedoch im basischen Milieu stark vermindert. So lassen sich z. B. die Kalkgeoden-Bildungen um Fossilien etwa im Amaltheenton das mittlere Lias durch den Angriff derartiger Bakterien erklären, wobei durch die Zersetzung der organischen Substanz in diesem eng begrenzten Bereich der Kalk zum Ausfallen gezwungen wurde.



Fossile Koprolithen aus dem Grenzbonebed von Schwäbisch Hall.

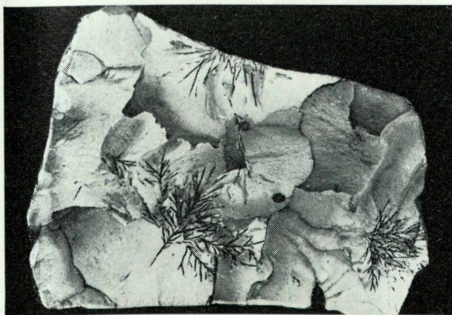
Für die Entstehung der Solnhofer Plattenkalke gibt es u. a. eine Deutung, wonach die mehr oder weniger rhythmische Kalksedimentation auf ein periodisches Aufblühen von Bakterienkulturen zurückgeführt wird.

Geht nun das Phosphat der Eiweißstoffe in den bakteriell gefällten Kalk mit ein, so kommt es zur Bildung der sog. Phosphoritknollen bzw. -krusten, deren mineralogischer Hauptbestandteil Karbonatapatit ist.

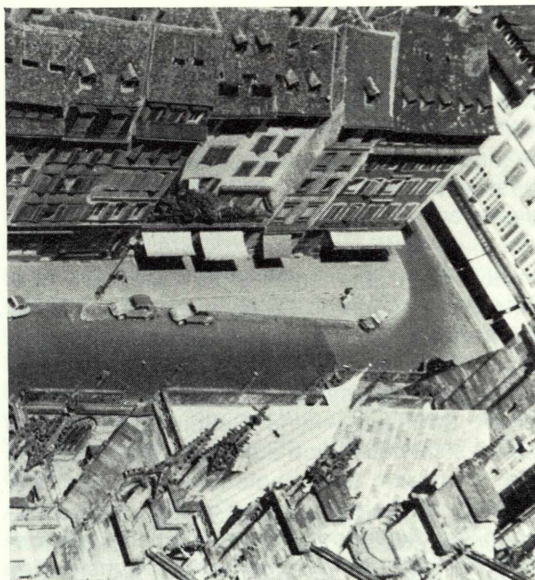
Als Produkt des Stoffwechselhaushaltes tierischer Organismen fallen koprogene Materialien in größeren Mengen an. Ganze Schichtpakete können aus Kot von Plankton, Schnecken, Stachelhäutern und Wirbeltieren bestehen. So werden z. B. die Maastrichter Koprolithenschichten, die durch eine Transgressionsaufbereitung angereichert wurden, als Phosphatlager abgebaut. Ähnlich finden sich ja auch im Grenzbonebed des untersten Lettenkohlenkeupers bis zu faustgroße Wirbeltierkoprolithen. Zahlreiche Gyttien und Sapropelite (Faulschlamme) werden vorwiegend aus 0,07 bis 0,6 mm großen Kotbällchen von Schnecken und Plankton aufgebaut, wie z. B. der jungtertiäre Glimmer- und Alaunton von Sylt.

Kotsedimente spielen nicht nur im marinen Bereich eine Rolle, sondern auch auf dem Festland. Es sei nur an die mehrere Meter mächtigen Guanosedimente der Antillen erinnert, deren Urheber zahlreiche Vögel, besonders Komorane, sind. Auf ähnliche Art sind manche Höhlenfüllungen aus Fledermauskot entstanden.

Wo der Guanit auf Kalkstein auflagert, kommt es gelegentlich zu einer Metasomatose des Untergrundes, d. h., der Kalk wird allmählich



Chondriten als Beispiel für organogene Grabgänge im Oberkreide-Flysch von Sonthofen/Allgäu.



Straßburg – Ein Beispiel für terrestrische, anthropogene Sedimentation mit Biostruktur und -textur (Foto: J. Berthus).

durch Phosphorsäuren in einen hochprozentigen, phosphorsauren Kalk, den sog. Sombrenit, umgewandelt.

Die schlamm- und sedimentfressenden Organismen, wie sie nicht nur im Flachwasser anzutreffen sind, leiten nun zum zweiten Punkt der Beeinflussung der Sedimente durch mechanische Tätigkeit über.

Von allen grabenden Organismen, wie Würmern, Krebsen, Mollusken, Stachelhäutern, Wirbeltieren u. a., wird die natürliche Schichtung mitunter vollständig verwischt und oft von spezifischen Gangsystemen ersetzt. Die primäre Schichttextur wird von einer sekundären Fossiltextur – gekennzeichnet durch Grab- und Weidespuren, Wohnbauten u. ä. – abgelöst. Aber nicht nur die Textur, d. h. die Anordnung der einzelnen Bestandteile zueinander, sondern auch die Struktur, d. h. die Ausbildung der einzelnen Körner, wird durch die mechanische Tätigkeit von Organismen verändert. So zermahlen z. B. Seegurken Korallen zu feinem Sand, wobei sie die organische Substanz ausfiltern. Auf den Bermudas entstehen auf diese Weise pro Jahr und Quadratmeter 7 kg Kalksand. Aber auch gesellig lebende Muscheln

können im Küstenbereich für eine feine Tonse-dimentation verantwortlich sein, wo ohne Muscheln grobklastische Sedimente zur Ablage-rung kämen. Da Muscheln zu ihrer Nahrungs-aufnahme ständig Wasser einstrudeln, filtrieren sie neben den organischen Stoffen auch die sonst fein verteilte Tontrübe aus, die sie geballt wieder ausstoßen und so zur Ablagerung bring-en.

In diesem Zusammenhang muß auch die indi-recte Bedeutung von Riffen für die Sedimenta-tion in der Lagune erwähnt werden. Durch das aktive Riffwachsen wird die Lagune vom of-fenen Meer abgeschnitten. Die dadurch verän-dernten Strömungs- und Salinitätsverhältnisse wirken sich wesentlich auf die Struktur und Fazies in diesem Sedimentationsraum aus. Be-trachten wir beispielsweise in den österrei-chischen Nordkalkalpen den norischen Hauptdo-lomit, so liegt hier eine typische Lagunenfazies im Schatten des Dachsteinriffkomplexes vor.

Auf dem Festland kommt die größte Bedeutung bei der textuellen und strukturellen Umgestal-tung bereits vorhandener Gesteine dem Men-schen zu. Er lagert Material um, indem er Berge abträgt und Täler auffüllt – eine Bioturbation großen Stiles.

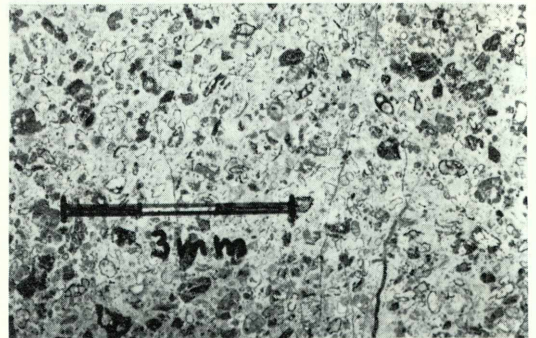
Er baut Tone, Kalke und Kohlen ab, die er in ih-rer Zusammensetzung verändert und ihnen in Form von Ziegelsteinen, Beton und Teer eine neue – „biogene“ – Struktur verleiht. Die Tex-tur gestaltet er recht eigenwillig, indem er Häu-ser und Straßen baut. Kurz gesagt: Jede Stadt ist im Grunde nichts anderes als ein biogenes terrestrisches Sediment. Des Menschen Schuttberge und Abwasserströme, die er stän-dig ins Meer leitet, eröffnen den Sedimentolo-gen der Zukunft wohl ungeahnte Neuerungen. Dies nur als Andeutung und Beispiel für die mannigfachen Beeinflussungsmöglichkeiten des Menschen auf seinen Untergrund. Die Ein-flüsse auf Verwitterung und Abtragung von Ge-steinen durch Steuerung der Vegetation usw. seien nur angedeutet.

Die augenfälligste Beteiligung an der Neubil-dung von Gesteinen erfolgt durch die Leichen-bildung vieler Organismen. Auch Abbau, Ver-änderung und Zerstörung kann durch Leichen-bildung bewirkt werden. Doch zunächst zum Aufbau von Gesteinen: Prinzipiell hat jedes

Fossil, d. h. jeder Rest eines ehemaligen Lebe-wesens, der in ein Sediment eingelagert wird, Anteil an der Gesteinsbildung. Man unterschei-det zwischen Gesteinen, die aus Weichteilen, wie Eiweißstoffen, Fetten und Kohlehydraten aufgebaut werden, und solchen aus Hartteilen, wie Schalen und Knochen.

Seit dem Kambrium haben Hartteile immer wieder gesteinsbildende Funktion, d. h., sie tre-ten in so großen Mengen auf, daß sie den Hauptbestandteil der jeweiligen Gesteine aus-machen. Chemisch gesehen spielt dabei Kalzi-umkarbonat (CaCO_3) in den Modifikationen Aragonit und Calcit die größte Rolle. Angefan-gen bei den Coccolithophoriden – einzelligen Kalkalgen mit planktonischer Lebensweise (Hauptbestandteil vieler pelagischer Kalke) – über die Foraminiferen (kalkschalige Amöben), die Ciliaten (Wimpertierchen), die Kalk-schwämme, Korallen, Muscheln, Schnecken, Kopffüßer, Brachiopoden (Armkiemer), Bryozo-en (Moostierchen), Stachelhäuter, Röhrenwür-mer bis zu den Ostrakoden (Muschelkrebse). Es resultieren zahlreiche Kalke mit Spezialna-men, von denen nur eine kleine Auswahl aufge-führt sei:

Aus Einzellern (Protisten) werden u. a. aufge-baut: Coccolithen-, Tintinniden-, Nummuliten-, Fusulinenkalke. Rezent weit verbreitet ist der Globigerinenschlamm der Tiefsee. Korallen, Schwämme, Hydrozoen und Bryozoen bauen in Verbindung mit verschiedenen Algen und hö-heren Organismen die Riffe, die seit dem Kam-brium mit Archaeocyathinen in allen Epochen in bestimmten Klimagürteln der Erde auftreten.



Erst im Dünnschliff werden die winzigen Forami-niferen deutlich, die den Globotruncanenkalk von Delphi/Mittelgriechenland aufbauen.

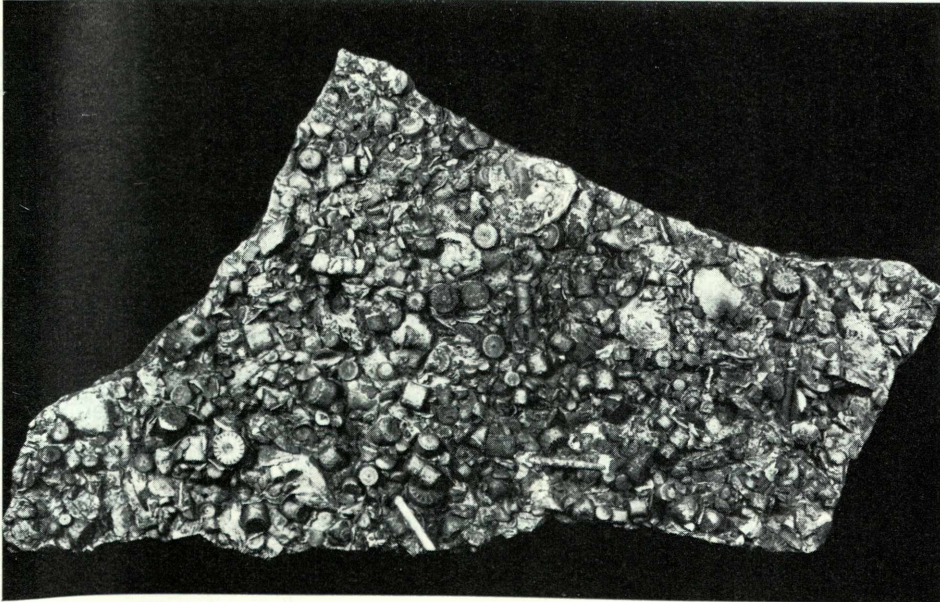
Die Mollusken sorgen für Orthocerenkalke, Hippuriten- und Hydrobienkalke, für Schichten wie die Dactylioceras – Pseudomonotisplatte des oberen Lias u.v.a. – die Echinodermen für die Crinoiden- und Ophiurenkalke – die Ostracoden für die Beyrichnienkalke und die Schichten mit *Cypris faba* im Ries. Anhäufung von verschiedenen Schalenbruchstücken, wie sie in küstennahen Bereichen entstehen, werden als Schillkalke oder Lumachellen bezeichnet.

Es sei hier noch erwähnt, daß die Dichte eines Kalksedimentes z. T. von den darin enthaltenen Kleinorganismen abhängig ist. Werden viele metastabile Aragonit-Schalen sedimentiert, so erfolgt während der Diagenese eine Umwandlung unter Volumenvergrößerung in den stabilen Calcit. Die ursprünglichen Hohlräume werden dadurch verfüllt und der Kalk stark verfestigt. In der Schreibkreide z. B. von Rügen wurden dagegen hauptsächlich primär calcitschale Foraminiferen und Coccolithen u. a. abgelagert. Ein Modifikationswechsel konnte nicht erfolgen; der Kalk blieb locker – ein Beispiel für die Abhängigkeit der Struktur vom Ausgangsmaterial der Organismenreste.

Kieseliges Material wird vor allem von Radiolarien (Einzeller aus der Gruppe der Rhizopoda), von Diatomeen (Kieselalgen) und von Kieselchwämmen eingebracht. So gehen großenteils die Hornsteinknollen des Jura oder die Flintkongregationen der Kreide auf organische Kieselsäure (SiO_2) zurück, die in basischem Milieu (Verwesung von Eiweißstoffen) in Lösung ging und bei Änderung des pH-Wertes als Kieselgel ausfiel. Ob jedoch das gesamte Kieselmaterial bei Radiolariten und Kieselchiefern (= Lydite z. T.) auf organische Produktion zurückgeht, ist sehr zweifelhaft. Hier können vulkanische Einflüsse eine Rolle spielen. Dagegen wird Kieselgur, ein wichtiger Rohstoff für die Sprengstoffindustrie, von Kieselalgen aufgebaut.

Als einzige Organismengruppe tritt bei den Acantharia (Radiolaria) Strontiumsulfat (SrSO_4) als Skelettmaterial in Erscheinung, das gelegentlich den Chemismus eines Gesteins beeinflussen kann.

Phosphate entstehen vor allem bei der Anreicherung von Wirbeltierknochen, wie z. B. in den Karsthöhlen. In den sog. „Schachtfallen“ können sich mehrere Meter mächtige, pleistozäne



Seelienstiele bauen den sog. Trochitenkalk des Oberen Muschelkalkes auf.

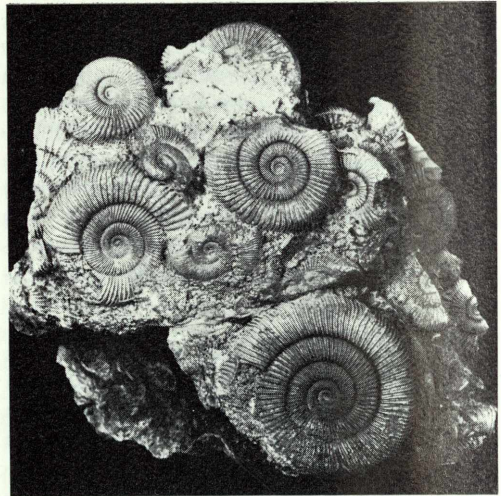
Knochenberge ansammeln. Im Grenzbonebed des untersten Lettenkohlenkeupers sorgen Fischzähne und Saurierknochen für einen hohen Phosphatgehalt. Unter den Wirbellosen sind chitinige Substanzen als Phosphatbringer bedeutend. Dies sind im Paläozoikum vor allem Trilobiten bzw. ihre Häutungsreste (Exuvien) und die Conodonten, kleine zahnähnliche Gebilde noch unbekannter Organismen. Ferner können hornschalige Brachiopoden und Krebsreste eine Rolle spielen.

Die zweite Gruppe der fossilen Organismenreste, die einen substantiellen Anteil am Gesteinsaufbau haben, ist die der Kaustobiolithe oder Bitumina.

In den ältesten, nicht metamorphen Sedimenten Südafrikas und Nordamerikas, die infolge des damals noch fehlenden freien Sauerstoffs nicht oxydiert sind, finden sich in molekularer Verteilung Aminosäuren, Kohlehydrate, Fett- und Nucleinsäuren. Solche „Chemofossilien“ wurden aus mehr als 3 Mrd. Jahren alten Gesteinen isoliert.

Vorwiegend tierisch-planktonischen Ursprungs (also Fette, Proteine und kleine Kohlehydratketten) ist das Erdöl (= Bitumen), wie es in Faulschlamm durch Kondensation und Hydrierung entsteht. Muttergesteine für Erdöl sind demnach Sapropelite, Gytjen, dunkle Ölschiefer u. ä. Steht nun ein Gestein mit großem Porenvolumen, wie etwa Sandstein oder Riffkalk, zur Verfügung, wandert das Erdöl aus seinem Muttergestein in dieses Speichergestein ein. Dort kann es mittels einer Bohrung abgepumpt werden. Kommt Erdöl durch tektonische Vorgänge mit atmosphärischem Sauerstoff in Berührung, entstehen Polymerate in Form von Asphalt und Erdwachs.

Vorwiegend pflanzlichen Ursprungs sind die Kohlen. Unter Wasserbedeckung bzw. Sauerstoffabschluß wird die Zellulose gepreßt, entwässert und mit Humuskolloiden versetzt. Zunächst entsteht in diesen Moorbereichen Torf. Durch weitere Diagenese (vor allem steigende Temperaturen) bilden sich infolge weiterer Entwässerung der Humussäuren bei gleichzeitigem Abbau von Kohlenstoffketten unter Abspaltung von Wasser, Kohlendioxid und Methangas Braunkohlen. In diesem Stadium ist die



Aus Ammonitengehäusen besteht die Dactyliocerasbank des oberen Lias von Schlaifhausen.

normale Diagenese abgeschlossen. Erst bei hohen Temperaturen und Drucken, wie sie bei starker Versenkung oder Gebirgsbildung erzielt werden, setzt als beginnende Metamorphose bei weiterer Entwässerung die Bildung von Steinkohlen, Anthrazit . . . Graphit ein.

Pflanzen können auch zur strukturellen Prägung nicht kohligter Sedimente beitragen. So verdankt das äolische Sediment Löß dem Steppengras z. T. seine lockere Struktur und seine Fruchtbarkeit. Neben seiner Funktion während der Ablagerung als Staubfänger hinterließ es nach dem Absterben und Zersetzen einen feinen Hohlraum im Sediment, der eine gute Durchlüftung ermöglicht.

Eine wesentliche Funktion pflanzlicher Leichen liegt im Abbau von Gesteinen bzw. der Bodenbildung. Humus- und Fulvosäuren führen je nach Klimabedingungen und Untergrund zu den verschiedensten Böden, die wiederum Ausgangsposition vieler klastischer Sedimente sind. So ist, um nur ein Beispiel zu nennen, in den gemäßigten Breiten die Podsolierung, in den tropischen die Lateritbildung großenteils ein Werk organischer Säuren. Da die Säuren bei der Bodenbildung weitgehend für Lösung und Transport von Metallionen, Kieselsäure u. a. verantwortlich sind, bestimmen sie wiederum z. T. den Chemismus neuer Sedimente.

Trotz dieser sehr knappen, lückenhaften Übersicht wird — so meine wenigstens ich — deutlich, daß Verwitterung, Transport und erneute Sedimentation durch Organismen beeinflußt werden und daß Organismen am substantiellen, strukturellen und texturellen Aufbau vieler Sedimente beteiligt sind; kurz gesagt, daß der Kreislauf der Gesteine, soweit er sich an der Erdoberfläche abspielt, vom Leben geprägt wird.

(Alle Fotos: Rosi Illing, Erlangen, nach Vorlagen von Helmut Keupp)

Literatur:

Brinkmann, R.: Emanuel Kaysers Abriß der Geologie, Bd. 1: Allgemeine Geologie. — Stuttgart 1959 (8. Aufl.).

Flügel, E.: Paläozoologie I. — Skriptum zur Vorlesung, Erlangen WS 1972/73.

Huth, E.: Über die Einwirkung von Organismen auf die Bildung von Mineralien. — Smlg. naturwiss. Votr., 2 Berlin 1888.

Kerkmann, K.: Über „Oolithe“ und „Stromatolithe“ und die Beteiligung von Algen an der Kalkneubildung. — Wiss. Z. Hochschule f. Architektur u. Bauwesen, 13, H. 3, 293—302, Weimar 1966.

Schäfer, W.: Biogene Sedimentation im Gefolge von Bioturbation. — Senckenbergiana 33, 1/3, 1—12, Frankfurt 1952.

Prashnowsky, A. A.: Chemische und biochemische Evolution im Präkambrium. — Skriptum z. Pal. Tagung, Heidelberg 1970.

Wagner, G.: Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte. — Öhringen 1960 (3. Aufl.).

Wetzel, W.: Die koprogenen Beimengungen mariner Sedimente. — N. Jb. Min. etc., Beil.-Bd. 78, Abt. B, 109—122, Stuttgart 1937.

Die Abteilung für Geologie bemüht sich, auch vergängliche geologische Dokumente zu sichern. Bei wissenschaftlichen Vorträgen bilden sie wertvolles Anschauungsmaterial. Beachten Sie bitte die im Kleinen Saal ausgestellten Lackfilme.

Spuren der Eiszeit im Nürnberger Land

VON RONALD HEISSLER

Heute weiß jedes Schulkind, daß unser Gebiet während des Pleistozäns (Zeitalter der Eiszeiten > 1 Million Jahre) nicht vom Festlandeis bedeckt war. Die Moränen im Alpenvorland und in Norddeutschland markieren die Eisgrenzen augenfällig. Daß unser Gebiet dabei sibirisches Klima gehabt hat, dürfte jedem einleuchten. Die Windkanter, die weitverbreitet bei uns gefunden werden, und die deutlich erkennbaren Dünen am Jurarand sind Beweise für längere Zeiträume ohne Vegetationsdecke. Nur ohne Pflanzenschutz kann der Wind ungehindert so enorme Sandmassen bewegen, die zu den bekannten Erscheinungen führen.

Es gibt noch weitere Beweise, die aus mangelndem Wissen kaum beachtet werden. Es sind dies die fossilen Periglazialböden (peri = um ... herum; glacies = Eis). Ehemalige Peri-

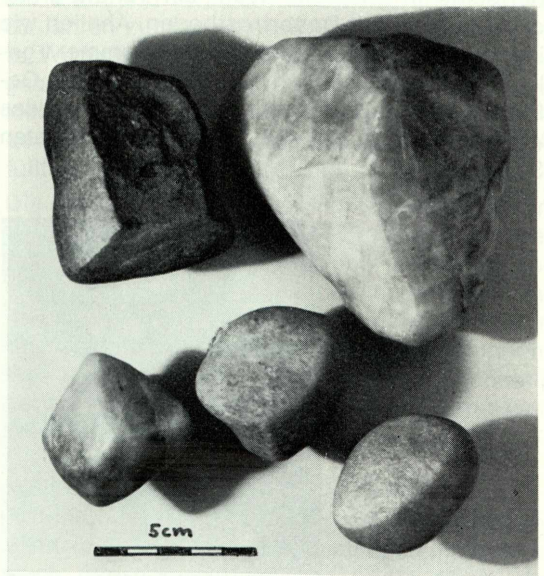


Abb. 1 Windkanter aus dem Reichswald. Deutlich sind die Facetten erkennbar, die durch jahrtausendlangen Schliff im natürlichen Sandstrahlgebläse des Windes auf den Kieselsteinen (Härte 7!) entstanden sind.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Natur und Mensch - Jahresmitteilungen der naturhistorischen Gesellschaft Nürnberg e.V.](#)

Jahr/Year: 1973

Band/Volume: [1973](#)

Autor(en)/Author(s): Keupp Helmut

Artikel/Article: [Der Einfluß von Organismen auf den Kreislauf der Gesteine 57-63](#)