

Das neue Bild von der Ozeankruste

Thomas Fritzsche, Bahnhofstr. 2, D-37139 Adelebsen

Zusammenfassung: Die Vorstellungen vom Bau und der Beständigkeit ozeanischer Kruste haben sich in den letzten Jahrzehnten grundlegend gewandelt. Die Ozeanbecken sind nicht die uralten Sammelbecken kontinentaler Abtragungsprodukte, sondern im Vergleich zu den Kontinenten relativ junge Gebilde. Mit dem Aufkommen einer neuen Leittheorie, dem Seafloor-Spreading und der Plattentektonik (Kontinentalverschiebung), haben sich die Geowissenschaftler verstärkt der Erforschung der Ozeankruste gewidmet. Neben den vielfältigen Bestätigungen der Plattendrift ergaben sich aber auch unerwartete Einblicke in das dynamische Geschehen auf der Erde. Vor allem die Entdeckung aktiver hydrothermaler Zirkulationssysteme in der Ozeankruste werfen neues Licht auf die Entstehung von Erzlagerstätten und liefern außerdem neue Einsichten in die Prozesse der Wärmeabführung und der globalen Stoffkreisläufe unseres Planeten.

Einführung und historisches Umfeld

Viele Jahrhunderte lang war das geologische Weltbild geprägt von den Objekten der unmittelbaren Anschauung, von Bergen und Tälern, von Flußläufen und Meeresküsten, von Gesteinen und Erzen. Wurden die Fossilien als ehemalige Lebewesen gedeutet, wies ihr Vorkommen auf dem Festland oder sogar im Gebirge auf einstige Meeresbedeckung oder Überflutungen hin. Folglich ging in zahlreiche Erdtheorien die Vorstellung von einem Wechsel zwischen Land und Meer ein: Meeresboden wird einmal aufsteigen und zu Festland werden, Kontinente werden absinken und überflutet werden. Schon wenige Jahrhunderte nach Christus wurden die Fossilien im Zusammenhang mit dem biblischen Sintflutbericht gesehen; im 17. und 18. Jahrhundert war die Sintflut das zentrale Element erdgeschichtlicher Theorien. Aber auch mit der Ablehnung der Sintflut als prägendem geologischen Ereignis blieb den Geologen der Zugang zum größeren Teil der Erdoberfläche verwehrt: sie lag unzugänglich unter einer mehrere Tausend Meter tiefen Wasserschicht.

Seit Beginn der Neuzeit waren die Verteilung der Kontinente und die Ausdehnung der Meere im großen und ganzen bekannt. Damals rätselte man, warum so gewaltige Flächen der Erde praktisch unbewohnbar waren, hatte der Schöpfer die Erde doch gerade für den Menschen gemacht. Wiederholt gab es in der Folgezeit Ansätze, die Verteilung und das Auseinanderreißen der Kontinente als Auswirkungen der biblischen Sintflut zu deuten (so von

BURNET 1681, LILIENTHAL 1756 und SNIDER 1858; nach GOULD 1992 und SULLIVAN 1980). Dennoch wurden in der Geologie horizontale Bewegungen von größerem Ausmaß im allgemeinen abgelehnt. Die Meeresbecken sollten fast über die gesamte Erdgeschichte hinweg existiert haben, man sprach von der Permanenz der Ozeane (PETTERSSON 1954). Um die Verteilung von Flora und Fauna auf den Kontinenten zu erklären, wurden Landbrücken angenommen. Die jährliche Sedimentfracht der Flüsse sollte sich im Verlaufe der unermesslichen geologischen Zeiträume in den Ozeanbecken angesammelt haben. Die Ozeane galten als unendlich tief.

Im 19. Jahrhundert entstand durch die Suche nach Verlegerouten für Tiefseekabel jedoch erhöhtes Interesse am Meeresgrund; die Tiefen der Meere wurden ausgelotet und Sedimentproben vom Meeresboden heraufgezogen. Zu Beginn des 20. Jahrhunderts zeichnete sich mit der Kontinentalverschiebungs-Theorie von Alfred WEGENER bereits das dynamische Bild vom Geschehen in und auf der Erde ab, das heute die Geowissenschaften in den unterschiedlichsten Forschungsrichtungen prägt. Es dauerte aber noch einige Jahrzehnte, bis sich die Vorstellungen von der Ozeanausdehnung und der Kontinentaldrift durchsetzen konnten. Heute sind viele geowissenschaftliche Disziplinen von dieser umfassenden Neuorientierung durchdrungen.

Expeditionsfahrten

Die Forschungsfahrten der H.M.S. *Challenger* von 1872-1876 erbrachten erstmals einen Überblick über die Sedimentbedeckung des Meeresbodens; die Begriffe für die vom Meeresboden heraufgezogenen Sedimente gelten z. T. bis heute (Tab. 1). Neben den Sedimenten wurden aber auch vulkanische Gesteine entdeckt und dazu noch die sog. Manganknollen. Die Angabe über die Tiefe, bis zu der Lebewesen existierten, mußte von 550 m (von FORBES aus dem Jahr 1841) drastisch auf jetzt vier-einhalb Kilometer erweitert werden.

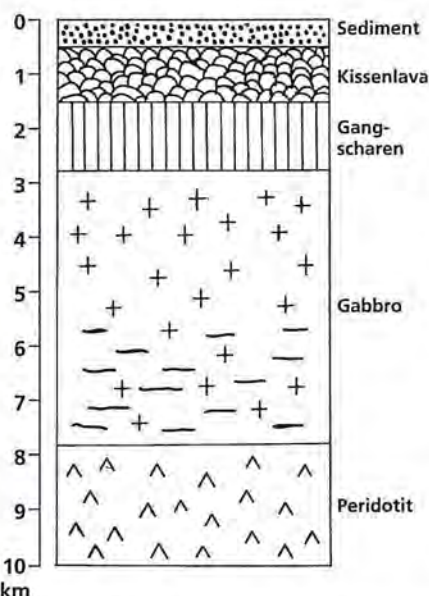
Tab. 1: Gliederung und Verbreitung der wichtigsten Meeresablagerungen.

	Tiefe in Metern	% d. Weltmeere
Blauschlick	200-2700	15
Globigerinenschlamm	2000-5000	36
Roter Ton (red clay)	ab 5000	28

Der Globigerinenschlamm (ein Tiefsee-Sediment mit hohem Karbonatgehalt) bedeckt 36% der Weltmeeresfläche, das entspricht etwa 25% der Fläche der Erde (aus BRINKMANN 1984).

Abb. 1: Der Aufbau der ozeanischen Kruste, wie er sich aus den Ophiolithen ableiten läßt. Unter einer dünnen Sedimentschicht folgen die Pillow- oder Kissenlaven, deren Form charakteristisch für ein Ausfließen auf dem Boden eines Meeres ist. Darunter sind dann die Gangscharen (sheeted dikes) aus Basalt, unterlagert vom Tiefengestein der gleichen chemischen Zusammensetzung, dem Gabbro. Im unteren Teil ist der Gabbro aufgrund von Fließbewegungen lagig und geht in den Peridotit des Erdmantels über. Die Dicke der ozeanischen Kruste schwankt um einige Kilometer, an den Mittelozeanischen Rücken ist sie noch recht dünn. In den

Ophiolithen können einige der hier skizzierten Glieder fehlen oder sie sind stark umgewandelt.



Zwischen 1925 und 1927 unternahm das deutsche Forschungsschiff *Meteor* eine Fahrt in den Südatlantik. Erstmals wurden mit Hilfe des Echolots akustische Messungen vorgenommen und ein Teil der Meeresboden-Topographie genauer erfaßt. Dabei stellte man fest, daß der Ozeanboden keine relieflose Ebene ist; das Meerwasser verwehrt lediglich den Blick auf submarine Gebirge von gewaltigen Ausmaßen. Aus den Sedimenten wurden Bohrkern von bis zu 1 m Länge gewonnen; erstmals konnten die Schichtung der Ablagerungen untersucht und Aussagen über die jüngste Klimageschichte im Quartär gemacht werden (SEIBOLD 1974; KENNETT 1982).

Unmittelbar nach dem Zweiten Weltkrieg wurden weitere Expeditionen, u.a. von der schwedischen *Albatross* (1947-48; PETERSSON 1954), durchgeführt. Eine neue Phase der Informationsgewinnung begann 1968 mit der ersten Fahrt des Bohr- und Forschungsschiffes *Glomar Challenger* im Rahmen des Deep Sea Drilling Project (DSDP). Anfangs nur als amerikanisches Projekt gestartet, schlossen sich in den 70er Jahren weitere Staaten den Forschungskampagnen an (International Phase of Ocean Drilling – IPOD). Nach dem Abschluß der Bohrungen mit der *Glomar Challenger* im Jahr 1983, begann im Januar 1985 das Folgeprojekt unter der Bezeichnung ODP (Ocean Drilling Program) mit dem Bohrschiff *Joides Resolution*.

Besonders die Resultate der Tiefseeb Bohrungen haben zum Verständnis erdgeschichtlicher Zusammenhänge beigetragen, wobei der Erforschung der jüngsten Ablagerungen ein unmittelbarer Bezug zu den Umweltproblemen der Gegenwart (Treibhauseffekt durch erhöhten Kohlendioxidausstoß, Ozonloch) zukommt (BEIERSDORF 1991). Die beginnende Klimaveränderung im Tertiär zeigt sich auf verschiedene Weise in den Bohrkernen. Die Untersuchung der Mikrofossilien in den Sedimenten und die Messung der „eingefrorenen“ Magnetfeld-Umpolungen haben zu einer Verfeinerung der Stra-

tigraphie (Schichtenfolge) geführt.

Wie schon seit der Anerkennung der Kontinentaldrift erwartet, erwies sich die Sedimentdecke auf dem Meeresboden als relativ dünn. Nach seismischen Untersuchungen wird eine mittlere Sedimentdicke von 500 m angenommen; früher, als man die Ozeanbecken für sehr alt hielt, hatte man mit einer Mächtigkeit von 2-3 km gerechnet. Am Rand der Kontinente, wo große Sedimentmengen eingetragen werden, können die Ablagerungen jedoch viele Kilometer mächtig sein; so an vielen Stellen im Atlantik.

Unter den Sedimenten folgt eine Basaltschicht von etwa 2 km Mächtigkeit, darunter eine Schicht aus dem Tiefengestein Gabbro. Bereits in 6-7 km Tiefe beginnt der Erdmantel (siehe Abb. 1). Die tiefste Bohrung (DSDP Hole 504 B) in die ozeanische Kruste erreichte zunächst eine Tiefe von 1.562 m; Anfang 1993 wurde das Bohrloch erneut aufgesucht und bis zu einer Tiefe von 2.111 m erweitert. Damit ist man unmittelbar in die Grenzzone zwischen den Gangscharen und dem Gabbro vorgedrungen (ALT, KINOSHITA, STOKKING et al. 1993).

Das moderne Bild von der Ozeankruste

Beim Blick auf die Topographie des Meeresbodens lassen sich drei Großformen unterscheiden: die Kontinentalränder, die Tiefseebecken einschließlich der Tiefseerinnen und die Mittelozeanischen Rücken. Die Kontinentalränder sind noch den Kontinenten zuzurechnen. Mit einer durchschnittlichen Tiefe von 200 m ist der obere Bereich des Kontinentalrandes, der Schelf, der unter den Meeresspiegel getauchte äußere Saum der Kontinente. Werden während einer Eiszeit größere Mengen des Meerwassers in kontinentalen Gletschern oder Eispanzern gebunden, sinkt der Meeresspiegel und legt Teile der Kontinentalränder frei. Den eigentlichen Übergang vom Festland zum Meeresbecken bildet der mit 4 Grad Neigungswinkel relativ steile Kontinentalabhang.

Die Mittelozeanischen Rücken sind ein fast durchweg untermeerisches, weltumspannendes Gebirgssystem von ca. 65.000 km Länge – und damit länger als der Erdumfang (Abb. 5). Auffällig ist die zentrale Lage des Mittelaatlantischen Rückens, der Europa und Afrika von Nord- und Südamerika trennt. Nach dem Modell der Plattentektonik sind die Mittelozeanischen Rücken Plattengrenzen und Produktionsstätten neuer ozeanischer Lithosphäre. Die beiden angrenzenden Platten driften an diesen Stellen mit Geschwindigkeiten von bis zu 20 cm/Jahr auseinander. Zur Kompensation dringt an vielen Stellen unter den Rücken basaltische Gesteinschmelze auf, kühlt ab und wird an die Kruste angeschweißt.

Die Rücken erheben sich bis zu 3 km über den Boden der Tiefsee und sind bis zu einigen Tausend

Kilometer breit. Zu beiden Seiten fallen die Rücken flach ab und gehen in die Tiefseebecken über; diese liegen im Schnitt 4-6 km unter der Meeresoberfläche, während die durchschnittliche Tiefe der Ozeane insgesamt rund 3.800 m beträgt. Ein markantes Muster des submarinen Gebirges sind die sog. Transformstörungen. Nach jeweils einigen Dutzend Kilometern endet jeder Rückenteil abrupt. Die Fortsetzung findet man an einer Stelle, die bis zu mehreren 100 km seitlich versetzt sein kann.

Nimmt man die heutige Rate der Krustenbildung als Maß, so würde in rund 250 Millionen Jahren soviel neue ozeanische Kruste erzeugt, wie sie der gesamten Erdoberfläche entspricht. Vergewegenwärtig man sich die radiometrischen Datierungen kontinentalen Gesteins, die auf ein Alter von rund 4 Milliarden Jahren weisen, so liegt hier ein krasses Mißverhältnis vor.

Als Erklärung wird der „Verzehr“ ozeanischer Lithosphäre angenommen, wie er offenbar in den sog. Subduktionszonen erfolgt. Subduktionszonen stellen eine andere in den Ozeanen verbreitete Form von Plattengrenzen dar (Abb. 2). So besteht z.B. der Rand des Pazifiks zu etwa drei Vierteln aus solchen Strukturen. Die erkaltete und damit relativ schwere ozeanische Lithosphäre taucht dort, z.T. über Tausende von Kilometern hinweg, schräg unter die angrenzende Platte ab. Das Verschwinden der Platten geschieht nicht geräuschlos: So kann man den Weg der Platten ins Erdinnere hinein anhand von Erdbeben-Hypozentren verfolgen. Tatsächlich erhöht sich die Tiefe der Hypozentren mit der Distanz zur Knicklinie, der sog. Tiefseerinne, maximal bis zu 700 km. In den Subduktionszonen kommt es teilweise zur Aufschmelzung und Vermischung ozeanischer und kontinentaler Kruste. Gesteinsschmelzen verschiedener Herkunft und mit verschiedenem Chemismus steigen auf und treten an Vulkanen als Lava aus oder erkalten in der Erdtiefe zu kristallinem Gestein. Die häufigen und starken Erdbeben (z.B. im Japanischen Inselbogen) und der ausgeprägte Vulkanismus rund um den Pazifik („Pazifischer Feuerring“) sind Ausdruck der mit der Subduktion verknüpften Prozesse.

Auf dem Ozeanboden finden sich Tausende meist konisch geformter submariner Berge, die sog. Seeberge, Guyots oder Seamounts; sie entstanden durch vulkanische Prozesse. Die Vulkanberge auf der Ozeankruste müssen nicht unmittelbar mit den Vorgängen an den Mittelozeanischen Rücken zusammenhängen. Z.B. ist der Vulkanismus auf Hawaii durch einen Hot Spot oder Manteldiapir bedingt: An bestimmten Stellen auf der Erde dringt heißes Material aus großer Tiefe hervor und brennt sich regelrecht durch die äußere Erdschale. Auf den Hawaii-Inseln ist die höchste Erhebung der Erde: Der Vulkanbau des Mauna Kea erhebt sich fast 10.000 m über den Ozeanboden, davon liegen 4,2 km über dem Meeresspiegel.

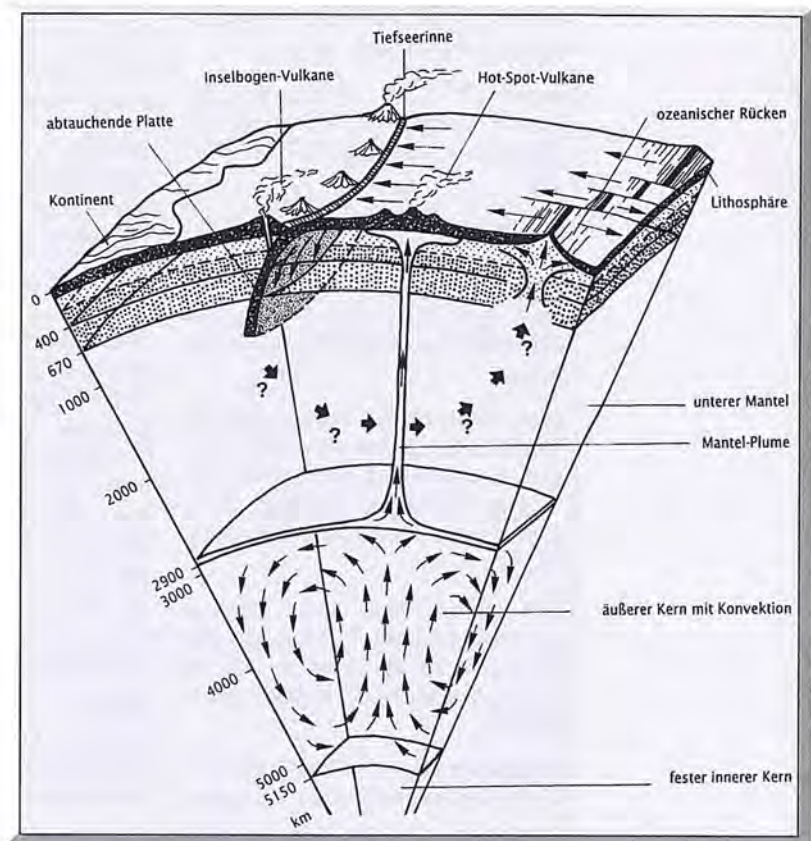


Abb. 2: Die Abbildung verdeutlicht wichtige Prozesse der Kontinentaldrift. An den ozeanischen Rücken wird ständig neue Kruste erzeugt und wandert zur Seite. Die Tiefseerinnen und die mit ihnen verknüpften Inselbogen-Vulkane kennzeichnen den Bereich abtauchender Kruste, die Subduktionszone. Dahinter folgt das Back-arc-Becken und dann der Kontinent. Vermutlich werden die Platten von einem Konvektionssystem im Erdmantel bewegt. Auch im äußeren Erdkern (zwischen 2.900 und 5.100 km Tiefe) scheint es Konvektionsströme zu geben, die als Ursache des erdmagnetischen Feldes angesehen werden. (Nach: Klaus STROBACH: Erdbebenforschung und Physik des Erdinnern. In: Geowissenschaften in unserer Zeit, Nr. 1, 1985).

Ophiolithe – gestrandete Ozeankruste

Die aus dem Modell des Seafloor-Spreading heraus entwickelte Vorstellung von einem ständigen Anschweißen neuer Ozeankruste beidseits der mittelozeanischen Spreizungszonen und ihrem „Verbrauch“ in den Subduktionszonen erklärt den Mangel an ozeanischen Ablagerungen auf dem Festland. Zwar sind viele Sedimentgesteine auf den Kontinenten einst in Meeren gebildet worden, doch handelte es sich dabei meist um Ablagerungen in relativ flachen Meeren, etwa dem heutigen Kontinentalschelf vergleichbar. Entsprechende Tiefseeablagerungen sind nicht bekannt oder ihre Deutung doch zumindest umstritten. Anders ist die Situation bei den sog. Ophiolithen, das sind Komplexe ozeanischer Kruste, die gewissermaßen auf die Kontinente hinaufgetragen, obduziert, wurden (KERR 1983, NICOLAS 1989).

Ozeanische Lithosphäre wird mit zunehmendem Abstand vom Ort ihrer Entstehung kühler, dichter und dicker. Ist die Kruste andererseits noch jung und dünn (und wegen der höheren Temperatur

Back-arc-Becken: Ozeanbecken, das hinter dem vulkanischen Inselbogen einer Subduktionszone liegt.

Basalt: Häufiges Vulkangestein mit rund 50 % SiO_2 . Das dem Basalt entsprechende Tiefengestein heißt Gabbro.

Hypozentrum: Bezeichnung für den Erdbebenherd. Der Punkt an der Erdoberfläche senkrecht über dem Herd heißt Epizentrum; dort tritt das Beben meist am stärksten in Erscheinung.

Jura: Geologisches System zwischen Trias und Kreide. Bekannte Ablagerungen aus der Jurazeit sind z.B. die Solnhofener Plattenkalke, in denen u.a. die *Archaeopteryx*-Exemplare gefunden wurden.

Lithosphäre: Bezeichnung für die starre äußere Schale der Erde. Sie ist im Mittel 100 km dick und umfaßt die Erdkruste sowie einen Teil des oberen Mantels.

Manganknollen: Knollige Gebilde mit einem konzentrisch-schaligen Aufbau.

Neben Eisen und Mangan enthalten sie auch nennenswerte Mengen an Kobalt und Nickel. Weite Teile des Meeresbodens im Atlantik und besonders im Pazifik sind mit Manganknollen übersät.

Quartär: Jüngstes geologisches System. Ins Quartär fällt beispielsweise die Hauptphase der nordeuropäischen Vereisung.

Radiometrische Datierungen: Einige Isotope bestimmter chemischer Elemente zerfallen mit einer konstanten Rate zu anderen Isotopen. Wenn diese Rate auch in der Vergangenheit gültig war, lassen sich aus den Isotopenverhältnissen und plausiblen Annahmen über ihre anfängliche Konzentration Gesteinsalter errechnen. Diese Alter werden auch als „absolute Alter“ bezeichnet; die Altersangaben bedürfen aber in jedem Fall noch einer Überprüfung auf ihre Verträglichkeit mit den geologischen Verhältnissen.

Tertiär: Geologisches System zwischen Kreide und Quartär. Ein Ereignis in der Tertiärzeit ist z.B. die Entstehung der Alpen.

sen die Gesteinsserien der Ophiolithe einst nicht ausschließlich an Mittelozeanischen Rücken gebildet worden sein; wahrscheinlicher ist in vielen Fällen eine Entstehung in Back-arc-Becken, die über einer Subduktionszone liegen. Oft sind die Ophiolithe als Folge ihrer bewegten Geschichte nur unvollständig erhalten oder deformiert. Daß sie mit den Plattenkollisionen zusammenhängen, ergibt sich auch aus ihrer weltweiten Verteilung: meist liegen sie am Rand der Kontinente.

Der Oman-Ophiolith auf der Arabischen Halbinsel ist mit rund 500 km Länge und 50-100 km Breite der größte Komplex und außerordentlich gut erhalten; da er heute in einer Wüstenregion liegt und demzufolge nicht

auch von geringerer Dichte), kann sie der Subduktion widerstehen. Es ist dann vorstellbar, daß sie bei gegenläufigen Bewegungen der Lithosphärenplatten abgehoben und auf den Kontinent aufgeschoben wird. Dieser Vorgang ist zwar einleuchtend, doch ist leider kein rezent Beispiel bekannt, wo er gerade stattfindet und vielleicht erforscht werden könnte (NICOLAS 1995).

Untersuchungen von mittlerweile über hundert anerkannten Ophiolithkomplexen weisen auf ein Spektrum von Entstehungsbedingungen. So müs-

sen sie von einer Vegetationsdecke überzogen ist, kann er besonders gründlich erforscht werden. Er zeigt die Abfolge, die auch für die Ozeankruste typisch ist (Abb. 1 und 3). Es bleibt allerdings anzumerken, daß die Gesteine durch ihren Aufstieg und den Kontakt mit dem Meerwasser und der Atmosphäre eine Veränderung erfahren haben; beispielsweise sind die Peridotitgesteine des oberen Mantels zu Serpentiniten umgewandelt, da einzelne Minerale Wasser in ihre Kristallstruktur eingebaut haben.

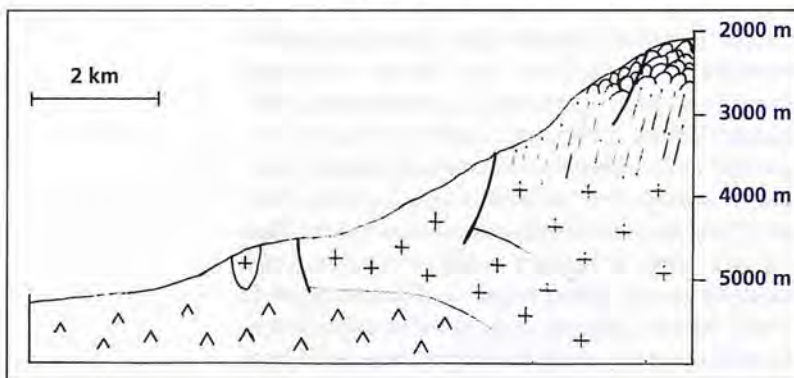


Abb. 3: An den Transformstörungen finden sich kilometerhohe Versetzungen der ozeanischen Kruste. Deshalb war es möglich, mit einem Tauchboot Proben von einer untermeerischen Gesteinswand an der Verna Bruchzone zu sammeln und eine geologische Profilaufnahme zu erstellen. Dabei konnte der von den Ophiolithen und den Bohrungen bekannte Aufbau bestätigt werden. Die Vorgänge, die u.a. dazu beigetragen haben, daß sogar der Erdmantel auf dem Meeresboden zugänglich ist, lassen sich im einzelnen noch nicht nachvollziehen. Von links nach rechts handelt es sich um die gleiche Folge wie in Abb. 1: Peridotit, Gabbro, basaltische Gangscharen und Kissenlaven (vereinfacht nach AUZENDE et al. 1989).

Hydrothermale Zirkulation

Mitte der 60er Jahre wurden am Grund des Roten Meeres warme Salzlaugen und reichhaltige Erzabscheidungen entdeckt. Damit zeichnete sich ab, daß zumindest im Anfangsstadium des Auseinanderbrechens von Kontinenten hydrothermale Prozesse die Entstehung von Erzlagerstätten ermöglichen. Kurze Zeit später wurden dann auch am Ostpazifischen Rücken Erzabscheidungen entdeckt, die sich offenbar aus heißen Lösungen gebildet hatten. Im Rahmen des Transatlantic Geotraverse Project (TAG) stieß man am Mittelatlantischen Rücken auf warme Quellen. Schließlich wurden 1977 vom Galapagos Spreading Center warme Quellen und eine interessante Fauna aus Röhrenwürmern, Krabben, Garnelen und Muscheln beschrieben. Am Beginn der Nahrungskette stehen nicht photosynthetische Organismen, sondern chemosynthetische Bakterien, die die entweichenden Sulfide oxidieren (KARL et al. 1980; MACDONALD & LUYENDYK 1981; RONA &

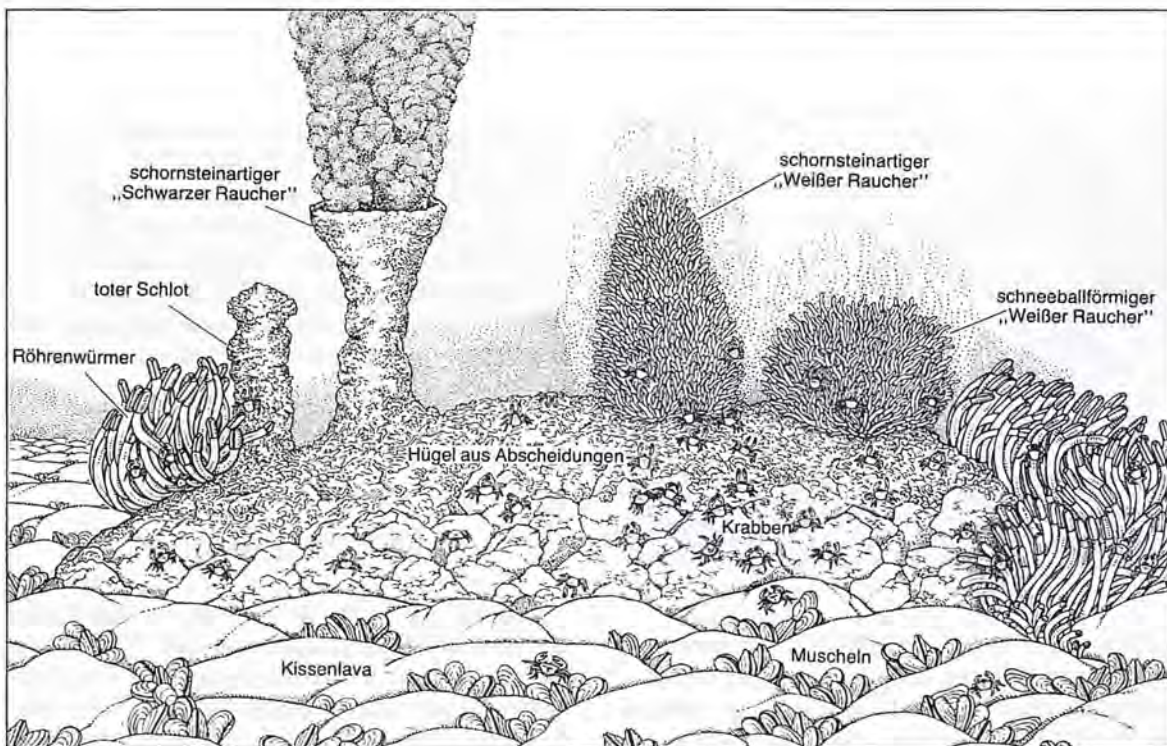


Abb. 4: Unmittelbar neben den Schwarzen Rauchern, in den Zonen hydrothermaler Zirkulation, fristet eine eigentümliche Fauna ihr Dasein. Krabben, Garnelen, dezimetergroße Muscheln und Krabben sind an diese unwirkliche Welt angepaßt. © Spektrum der Wissenschaft. (Aus: Ken C. MACDONALD & Bruce LUYENDYK: Tauchexpeditionen zur Ostpazifischen Schwelle. In: Spektrum der Wissenschaft, Juli 1981. Abdruck mit freundlicher Genehmigung.)

THOMPSON 1993; siehe Abb. 4).

Bei einer Tauchfahrt des Forschungs-Unterseebootes *Alvin* zum Ostpazifischen Rücken (in der Nähe des Eingangs zum Golf von Kalifornien) gelang dann im Frühjahr 1979 die sensationelle Entdeckung: Aus einem meterhohen Schlot strömen dunkle Rauchwolken, von den Forschern spontan „black smoker“ (Schwarzer Raucher) genannt. Wegen des hohen Druckes in rund 2.600 m Tiefe verdampfen die heißen Lösungen nicht. Auch die vom Galapagos Ridge beschriebene Fauna, die in völliger Dunkelheit lebt, wird von der Besatzung des Tauchbootes im Scheinwerferlicht ausgemacht (SPIESS et al. 1980). Im Jahr 1985 wurden die gleichen Schlote und eine angepaßte Fauna auch am Mittelatlantischen Rücken entdeckt. Weitere solcher Erscheinungen, bezeichnet als hydrothermale Felder, fand man inzwischen im Indischen Ozean und im westlichen Pazifik (Abb. 5).

Wie lassen sich die chemischen und physikalischen Prozesse, die zur Freisetzung und Abscheidung der Stoffe führen, verstehen? In der abkühlenden und langsam auseinanderdriftenden Kruste entstehen aufgrund thermischer Spannungen Klüfte, in die kaltes Meerwasser hineinströmt; von den Ophiolithen ist bekannt, daß solche Klüfte mehrere Kilometer weit in die Kruste hineinreichen, vermutlich sogar bis in den Erdmantel. Befindet sich in geringer Tiefe eine Magmakammer, wird das Meerwasser auf mehrere hundert Grad erhitzt. Ein Teil der im Wasser gelösten Stoffe, hauptsächlich Magnesium- und Sulfationen, reagieren mit dem durchlässigen Gestein. Durch die Freisetzung von Wasserstoff-Ionen wird aus dem alkalischen Meerwasser eine saure Lösung, die verschiedene Metalle (Eisen, Mangan, Zink, Lithium, Kalium, Calcium, Barium, Kupfer) aus dem heißen Gestein herauslöst.

Aus kaltem und metallarmem Meerwasser ist jetzt ein heiße, aggressive und metallbeladene

Lösung, eine hydrothermale Lösung, geworden. Sie strömt von der Wärme getrieben bis an die Oberfläche des Meeresbodens, wo sie oft mit einigen 100°C austritt. Durch den Kontakt mit dem nur 2-4 Grad kalten Meerwasser wird die Lösung schlagartig abgeschreckt und es fallen zahlreiche Metalle als Sulfide aus. Dieser Reaktion verdanken die Schwarzen Raucher ihren Namen. An den Auslaßventilen, Schornsteinen oder Schloten („vents“) setzen sich zunächst Sulfate ab; dabei handelt es sich vorrangig um das Mineral Anhydrit. Der Schornstein kann dabei zwischen 1 und 10 cm pro Tag in die Höhe wachsen. Im weiteren Verlauf werden die Anhydrit-Mineralie von den Metallsulfiden ersetzt. Die Größe der Schlote kann zwischen wenigen Zentimetern und mehreren Dutzend Metern betragen (VON DAMM 1990).

Der Eintrag chemischer Stoffe in die Ozeane durch die hydrothermale Entladung liegt für einige Metalle in der Größenordnung des Eintrags vom Festland durch die Flüsse. Besonders die Metalle Eisen und Mangan werden von den Auslaßventilen der Kruste in die Ozeane gefördert; damit scheint auch die Stoffzufuhr für die Bildung der Manganknollen geklärt zu sein. Unklar ist zur Zeit noch die chemische Bilanz für das Element Natrium; man kann auf jeden Fall davon ausgehen, daß mit der Umwandlung der ozeanischen Kruste vermehrt Natrium in diese eingebaut wird. Die intensive Auslaugung der Kruste durch zirkulierende Lösungen hat auch ein völlig neues Licht auf die Entstehung von Erzlagerstätten geworfen: Möglicherweise sind viele präkambrische Sulfiderze auf derartige Prozesse zurückzuführen (RONA 1986).

Die Schwarzen Raucher wurden anfangs als nur kurzfristig aktive Schornsteine angesehen. Die Intensität der Wärmeabführung sollte zum raschen Erkalten der Lösungen und zur Verstopfung der Förderwege führen. Mittlerweile konnte aber festge-

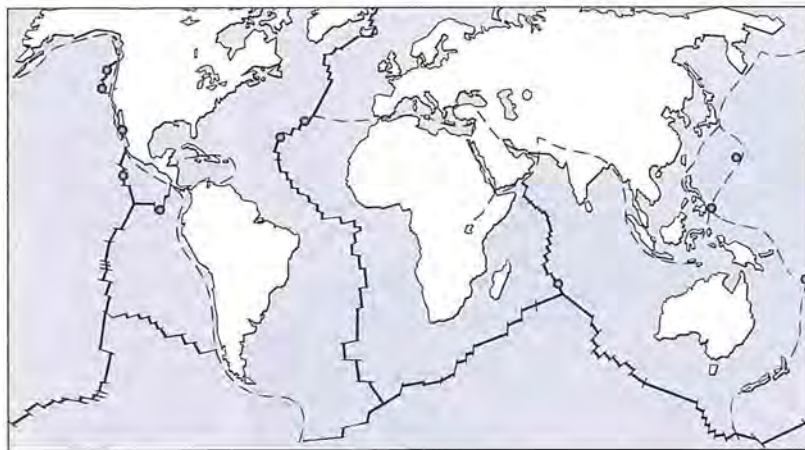


Abb. 5: Auf dieser Weltkarte sind der Verlauf und das Ausmaß der Mittelozeanischen Rücken (starke Linien) schematisch dargestellt. Mit gestrichelten Linien sind die Plattengrenzen angedeutet, die nicht entlang der Rücken oder Tiefseerinnen verlaufen. Mit Punkten sind die Stellen in den Ozeanen gekennzeichnet, wo man in den letzten 15 Jahren hydrothermale Felder entdeckt hat. In den einzelnen Punkten sind meist mehrere Stellen zusammengefaßt.

stellt werden, daß die chemische Zusammensetzung der geförderten Lösung zumindest in einem Beobachtungsgebiet über sieben Jahre nahezu gleich blieb, die Schwarzen Raucher also Ausdruck eines langfristigen Gleichgewichtes sind (EMBLEY et al. 1994). Trotz der Konstanz einzelner Förderwege herrschen zwischen den verschiedenen Förderfeldern doch Unterschiede, oft auch zwischen den Schloten eines Feldes. Die Beobachtungen lassen sich nicht mit einem einzelnen Konvektionssystem erklären, bei dem frisches Meerwasser bis unmittelbar an die Magmakammer herandringt. Vermutlich liegen zwei Konvektionsregime übereinander: Im unteren zirkuliert eine Salzlauge bei 400-700°C, die im Wärme- und Stoffaustausch mit einem oberen Regime steht, in dem die Temperaturen nur knapp über 350°C liegen. Die Verweildauer des Wassers im oberen Regime beträgt wahrscheinlich weniger als 3 Jahre (BISCHOFF & ROSENBAUER 1989).

Im August 1986 konnte an einem Teil des Ostpazifischen Rückens, dem Juan de Fuca Ridge, eine größere Wärmeentladung beobachtet werden. Bei dieser Wolke („megaplume“) handelte es sich um eine kurzfristige Erscheinung; einen Monat später war bei einer erneuten Tauchfahrt nichts mehr von ihr nachzuweisen. Die freigesetzte Wärme entsprach der 200-2000 fachen Wärmemenge, die sonst von einem Feld während eines Jahres abgegeben wird. Allerdings war das Verhältnis des Helium-Isotops mit der Massenzahl 3 zur Wärme erhöht und sank erst in den nächsten Jahren wieder auf den normalen Wert (BAKER & LUPTON 1990). Das Helium kann nur aus dem Erdmantel stammen; deshalb wird die Erhöhung auf magmatisch-tektonische Vorgänge im Untergrund zurückgeführt. Vermutlich ist Magma aus dem Erdmantel vorgedrungen, hat die Kruste gedehnt und einen Teil der im Magma gelösten Gase an das hydrothermale Zirkulationssystem abgegeben.

Erstmals wies ELDER (1965) auf einen möglichen Kühlmechanismus durch ein mittelozeanisches Kluftsystem hin. In die Klüfte einsickerndes Wasser würde erklären, warum der Wärmefluß an einigen Stellen der Rücken ausgesprochen niedrig ist. Noch

vor der Entdeckung aktiver Schwarzer Raucher haben WOLERY & SLEEP (1976) errechnet, daß das gesamte Wasser der Ozeane in 5-11 Millionen Jahren theoretisch einmal durch das Kluftsystem der ozeanischen Kruste fließt. Möglicherweise ist der Kühleffekt noch wirkungsvoller, als damals angenommen. Jedenfalls geht man heute davon aus, daß rund 25 % des gesamten Wärmeflusses der Erde über diese hydrothermalen Mechanismen erfolgen (LOWELL et al. 1995).

Wertung und Ausblick

Die Bedeutung der hydrothermalen Prozesse für die globalen Stoffumsetzungen und den Wärmehaushalt der Erde sind erst seit weniger als zwei Jahrzehnten erkannt. Zur Zeit sind knapp 10% der Ozeanrücken näher untersucht, und die Forscher sind auf weitere Überraschungen gefaßt (LOWELL et al. 1995). In den nächsten Jahren werden von dreidimensionalen numerischen Modellen zusätzliche Erkenntnisse über die Zirkulation der hydrothermalen Lösungen erwartet. Wenn genügend quantitative Daten vorliegen, wird sich die Frage nach den Überresten und der Intensität der gleichen Prozesse in der Erdvergangenheit stellen. Sicherlich zeugen die Ophiolithe von einer älteren ozeanischen Kruste mit annähernd dem gleichen Aufbau wie die heute gebildete. Doch die Ophiolithentstehung scheint von Zeit zu Zeit verstärkt aufzutreten (NICOLAS 1995, S. 190), z. B. während der Aufspaltung des Superkontinents Pangäa in der Jurazeit.

Wo waren damals aber die ozeanischen Rücken? Gab es sie in gleicher Ausdehnung wie heute? Wie wurde die Erdwärme abgeführt? Staute sie sich unter dem Superkontinent an und führte zu dessen Aufspaltung? Gegenwärtig können viele solcher Fragen erst angedacht werden, da unsere Kenntnisse vom derzeit ablaufenden Geschehen noch unvollkommen sind; die Übertragung in die Vergangenheit ist auch deshalb so schwierig, weil viele Zeugnisse erdhistorischer Prozesse unwiederbringlich zerstört wurden oder in die Tiefe gesunken sind.

Die Ergebnisse der Ozeankrustenerkundung sind bestens geeignet, einige Grundprobleme geowissenschaftlicher Forschungstätigkeit, ja von Forschung überhaupt, zu beleuchten.

Zunächst einmal sind die Ergebnisse abhängig von der Untersuchungsmethode, also „vom Stand der Technik“ und ihrer Verfügbarkeit. Nach dem Zweiten Weltkrieg wurde die Forschung durch die Umwandlung militärischer Einrichtungen für zivile Zwecke begünstigt (NICOLAS 1995). Die Erkundung der Topographie des Meeresbodens und die Entdeckung der magnetischen Streifenmuster (das wechselnde Magnetfeld der Erde ist in den Gesteinen „gespeichert“), die schließlich den Ausschlag

zur Anerkennung der Kontinentalverschiebung gaben, sind letztlich Ableger dieser Entwicklung. Die faszinierenden Bilder von den Schwarzen Rauchern und der eigentümlichen Fauna waren erst durch die gezielte Suche mit bemannten Unterseebooten möglich; einige Beobachtungen beruhten schlicht auf Zufall.

Daß die Erkundung des Meeresbodens ab den 60er Jahren intensiviert wurde, hängt zum zweiten mit der neuen Leittheorie der Plattentektonik zusammen. Die Mittelozeanischen Rücken, die postulierten Plattenränder und Subduktionszonen rückten nun ins Zentrum des Interesses; die Beobachtungen, Meßresultate und neuen Deutungen leiten sich unmittelbar aus den Fragen und Anforderungen der Plattentektonik ab. Eine derart theoriegeleitete Forschung mag mit der Vorstellung von voraussetzungsloser Wissenschaft vordergründig nicht viel gemein haben, aber aus einer anderen Perspektive heraus betrachtet ist diese Vorgehensweise verständlich: Forschung ist nun einmal teuer, und niemand wird in unbegründete Projekte investieren. Folglich orientieren sich viele Untersuchungen an der aktuellen Entwicklung innerhalb eines Fachgebietes. In der Regel erfährt die ursprüngliche Leittheorie zahlreiche Modifikationen. Die Erforschung der ozeanischen Kruste im Rahmen der Plattentektonik ist hierfür ein treffendes Beispiel.

Die wandernden Lithosphärenplatten und die gebündelte Wärmeabführung an den ozeanischen Rücken zeichnen ein ausgesprochen dynamisches Bild von den Vorgängen auf der Erde. Im übertragenen Sinne gilt diese Dynamik auch für die allgemeine Lage der geowissenschaftlichen Disziplinen. Kein Teilgebiet kann unter dem Vermerk der gesicherten Erkenntnis ausgegliedert und für die Zukunft festgeschrieben werden. Unsere Generation steht somit vor anspruchsvollen und spannenden Forschungsaufgaben – und vielen unerwarteten Resultaten.

Dank: Bei Franz EGLI-ARM, Ingo HEPPNER und einem weiteren Gutachter möchte ich mich ganz herzlich für die Durchsicht des Manuskripts und die wertvollen Verbesserungsvorschläge bedanken. Hanna JORDAN danke ich für die Erstellung der Abbildung 5.

Literatur

- ALT JC, KINOSHITA H, STOKKING LB et al. (1993): Costa Rica Rift. – 2. Site 504. Proc. ODP, Init. Repts. 148, 27–84.
- AUZENDE JM, BIDEAU D, BONATTI E, CANNAT M, HONNOREZ J, LAGABRIELLE Y, MALAVIELLE J, MAMALOUKAS-FRANGOULIS V & MEVEL C (1989) Direct observation of a section through slow-spreading oceanic crust. *Nature* 337, 726–729.
- BAKER ET & LUPTON JE (1990) Changes in submarine hydrothermal ^3He /heat ratios as an indicator of magmatic/tectonic activity. *Nature* 346, 556–558.
- BEIERSDORF H (1991) Mit wissenschaftlichen Tiefseebohrungen ins nächste Jahrhundert. Mitteilung XX der Senatskommission für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsforschung; VCH, Weinheim.
- BISCHOFF JL & ROSENBAUER RJ (1989) Salinity variations in submarine hydrothermal systems by layered double-diffusive convection. *Jour. Geology* 97, 613–623.
- BRINKMANN R (1984) Allgemeine Geologie. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- ELDER JW (1966) Physical processes in geothermal areas. In: LEE WHK (Hrsg.) Terrestrial heat flow. AGU Geophysical Monograph Series 8, S. 211–239; Washington.
- EMBLEY RW, FEELY RA & LUPTON JE (1994) Introduction to special section on volcanic and hydrothermal processes on the southern Juan de Fuca Ridge. *J. Geophys. Res.* 99, 4735–4740.
- GOULD SJ (1992) Die Entdeckung der Tiefenzeit. Dtv, München.
- KARL DM, WIRSEN CO & JANNASCH HW (1980) Deep-sea primary production at the Galapagos hydrothermal vents. *Science* 207, 1345–1347.
- KENNETT J (1982) Marine Geology. Prentice-Hall, Englewood Cliffs.
- KERR RA (1983) Ophiolites: windows on which ocean crust? *Science* 219, 1307–1309.
- LOWELL RP, RONA PA & VON HERZEN RP (1995) Seafloor hydrothermal systems. *J. Geophys. Res.* 100, 327–352.
- MACDONALD KC & LUYENDYK BP (1981) Tauchexpedition zur Ostpazifischen Schwelle. *Spektrum der Wissenschaft*, Juli, S. 72–87.
- NICOLAS A (1989) Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Kluwer, Dordrecht.
- NICOLAS A (1995) Die Ozeanischen Rücken. Gebirge unter dem Meer. Springer, Berlin – Heidelberg.
- PETERSSON H (1954) The ocean floor. Yale University Press, New Haven.
- RONA PA (1986) Erzbildung an heißen Quellen im Meer. *Spektrum der Wissenschaft*, März, S. 78–87.
- RONA PA & THOMPSON G (1993) Introduction to Atlantic hydrothermal activity. *J. Geophys. Res.* 98, 9621–9623.
- SEIBOLD E (1974) Der Meeresboden. Springer-Verlag, Heidelberg.
- SPIESS FN et al. (RISE Project Group; 1980) East Pacific Rise: hot springs and geophysical experiments. *Science* 207, 1421–1433.
- SULLIVAN W (1980) Warum die Erde bebt. Fischer, Frankfurt.
- VON DAMM KL (1990) Seafloor hydrothermal activity: black smoker chemistry and chimneys. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 18, 173–204.
- WOLERY TJ & SLEEP NH (1976) Hydrothermal circulation and geochemical flux at mid-ocean ridges. *J. Geology* 84, 249–275.