

## 1. DAS MEER UND SEINE ENTWICKLUNG

Im Vergleich zu anderen Planeten im Sonnensystem ist unsere Erde veränderlicher. Dieser Wandel wird stark durch die Bewegung der tektonischen Platten vorangetrieben. Von dieser Verschiebung der Kontinente sind auch die Form, Größe und Lage der Meere betroffen. Wir können heute die Änderungen in einem Jahr auf mm genau ermitteln. Im zentralen Atlantik beträgt die Spreizungsrate ca. 25 mm/Jahr und ist damit erheblich langsamer als im Ostpazifik, wo sie bis zu 150 mm/Jahr erreichen kann. In der Vergangenheit lagen die Kontinente woanders und sie hatten andere Umrisse als heute. Diese Veränderungen laufen aber sehr langsam in Millionen von Jahren ab. Die heutigen oft flachen Küsten sind das Produkt eines Anstiegs des Meeres durch das Abschmelzen großer Eisschilde. Küsten reagieren sensibel auf klimatischen Wandel, werden am stärksten vom Menschen genutzt und erheblich umgewandelt. Da unser Planet ungleichmäßig von der Sonne bestrahlt wird, gibt es warme und kalte Regionen. Die Wärme wird aus niedergeographischen Breiten von der Atmosphäre und den Meeresströmungen polwärts transportiert. Dabei gelangen auch Nährstoffe, Gase und Salze von einer Region zur anderen. Die Bestandteile des Meeres unterliegen daher nur leichten Veränderungen. In diesem Kapitel wird die Bedeutung der Meere für das Erdsystem beschrieben.

### 1.1 Entstehung der Meere: Vom Urmeer bis zur Neuzeit

MARTIN MESCHÉDE

*The origin of the oceans - From ancient seas to modern oceans: Only a few remnants remain of the ancient oceans that formed in the dawn of the Earth's evolution. From a geological point of view, oceans are short-lived features although they cover large portions of the Earth's surface. The present oceans are, without exception, young features with a maximum age of 250 mill. years; this includes areas with remnant oceanic crust. All older oceans are completely subducted and can be reconstructed only from remnants found on the continents. The predecessor of the Pacific Ocean, presently the largest ocean on Earth, was the Panthalassa Ocean. Remnants of its oceanic crust exist only as a few ophiolitic complexes within younger mountain ranges. Sediments of this ocean are also locally preserved. Similarly, relicts of the Tethys Ocean exist as ophiolites and sedimentary material in the present mountain ranges of the Alps and Himalayas. Oceanic sediments yield information about oceans from the dawn of the Earth's evolution that long ago faded away. For instance, the oceans of the Archean about 2.5 billion years ago had a very low content of free oxygen. This can be deduced from banded iron formations which under present free oxygen-bearing conditions could not be formed because they would be instantly oxidized. It is suggested that bacteria also influenced the precipitation of the iron minerals. It took another two billion years until the life spread from oceans onto the continents.*

Nur wenige Überreste sind von den Urmeeren überliefert, die im Vergleich zu den Kontinenten sehr kurzlebige Gebilde sind. Vor dem Pazifik, dem heute größten Ozean mit den ältesten Teilen die gerade mal 190 Mio. Jahre alt sind, gab es den weltumspannenden Ozean Panthalassa. Er kann heute nur noch, wie auch alle anderen Meere der Urzeit, anhand von wenigen überlieferten Resten rekonstruiert werden. Dennoch sind die Ozeane mit ihrer kontinuierlichen Geschichte die Quelle des Lebens, das sich aus den Meeren heraus auf die Kontinente verbreitete.

#### Ozeanische Lithosphäre

Unser Bild von der Entstehung der Erde hat sich in den letzten Jahrzehnten durch die Theorie der Plattentektonik grundlegend gewandelt. Die Erde ist als ein dyna-

mischer Planet einem ständigen Wandel unterworfen, sowohl in ihrem Inneren als auch auf der äußeren Schale, der Erdkruste. Die heutige Verteilung von Land und Meer und die Position der Kontinente ist nur eine Momentaufnahme. In der Vergangenheit lagen sie woanders und hatten ganz andere Umrisse als heute. Die Veränderungen laufen aber so langsam in Zeiträumen von vielen Hunderttausenden oder Mio. von Jahren ab, dass wir sie als Menschen nicht direkt wahrnehmen können. Sie liegen außerhalb unseres direkten Erfahrungshorizontes. Mit moderner GPS-Technik (GPS = Global Positioning System) ist es allerdings heute möglich, Plattenbewegungen auf wenige Millimeter genau zu bestimmen.

Die großen Landmassen sind aus kontinentaler Kruste aufgebaut und umfassen ungefähr ein Drittel der Erdoberfläche. Sie unterscheiden sich fundamental von den großen Tiefseeebenen der Meere. Unter den Kon-

inenten ist die Erdkruste im Durchschnitt 30–35 km mächtig, wobei relativ leichte Gesteine (durchschnittlich ca.  $2,7 \text{ g/cm}^3$ ) mit einem hohen Anteil an Siliziumdioxid ( $\text{SiO}_2$ ) und Aluminium den Hauptanteil stellen. Ozeanische Kruste hingegen ist deutlich schwerer (durchschnittlich ca.  $3,0 \text{ g/cm}^3$ ) und fast vollständig aus basaltischen Gesteinen mit hohen Eisen- und Magnesium-Anteilen aufgebaut. Sie wird, im Gegensatz zur kontinentalen Kruste, in Subduktionszonen wieder in den Erdmantel zurückgeführt. Über einen Zeitraum von mehr als 4,5 Mrd. Jahren seit der Entstehung der Erde wurden daher leichte Gesteine in der kontinentalen Kruste angesammelt, so dass wir heute auf den Kontinenten eine bunte Mischung von Gesteinen aller Altersgruppen der Erdzeitalter finden, wobei die ältesten bekannten Gesteine Bildungsalter von fast 4 Mrd. Jahren aufweisen.

Ganz anders verhält es sich mit der ozeanischen Kruste, die fast vollständig unter den Meeren unseren direkten Blicken verborgen bleibt. Die älteste heute noch im ursprünglichen Zusammenhang erhaltene ozeanische Kruste befindet sich im westlichen Pazifik und stammt aus dem unteren Jura (*Abb. 1.1-1*). Damit ist sie mit gerade mal 185 Mio. Jahren geologisch sehr jung im Vergleich zum Alter der Erde. Meere hat es natürlich auch in der Zeit vor dem Jura in etwa gleicher Größe wie heute gegeben, nur ist von der Kruste, die unter diesen Meeren lag, heute nichts mehr übrig. Die ozeanische Kruste ist bis auf ganz wenige Reste durch Subduktion wieder in den Erdmantel zurückgeführt worden.

## Dynamische Veränderungen der Weltmeere

Ozeane sind sehr dynamische Gebilde. Sie wachsen und vergehen und ändern ständig ihr Aussehen. Die Geschwindigkeiten, mit denen sich die Ränder eines wachsenden Ozeans auseinander bewegen, sind häufig über lange geologische Zeiträume hinweg stabil. Derzeit können wir die höchsten Bewegungsgeschwindigkeiten am Ostpazifischen Rücken etwas südlich des Äquators mit ungefähr  $15 \text{ cm/Jahr}$  beobachten. Hier rücken die Pazifische und die Nazca-Platte pro Jahr um einen Betrag von  $15 \text{ cm}$  auseinander und die entstehenden Lücken werden durch aufdringende basaltische Schmelzen verschlossen. Im zentralen Atlantik beträgt die Spreizungsrate nur etwa  $2,5 \text{ cm/Jahr}$  und ist damit erheblich langsamer als im Pazifik. Diese Geschwindigkeit ist vergleichbar mit der Wachstumsgeschwindigkeit unserer Fingernägel, die obwohl sie uns sehr langsam erscheint, sich dennoch über geologische Zeiträume hinweg zu großen Beträgen summiert. Eine mittlere Spreizungsrate von  $10 \text{ cm/Jahr}$  würde schon in der geologisch kurzen Zeit von 1 Mio. Jahren einen Streifen von  $100 \text{ km}$  Breite ergeben.

Neue ozeanische Lithosphäre wird immer in der Mitte eines Ozeans am Spreizungszentrum gebildet. Daraus ergibt sich für die Altersverteilung der Kruste ein Streifenmuster (*Abb. 1.1-1*), das anhand magnetischer Messungen auf relativ einfache Art und Weise festgestellt werden kann. Die Ausrichtung des Erdmag-

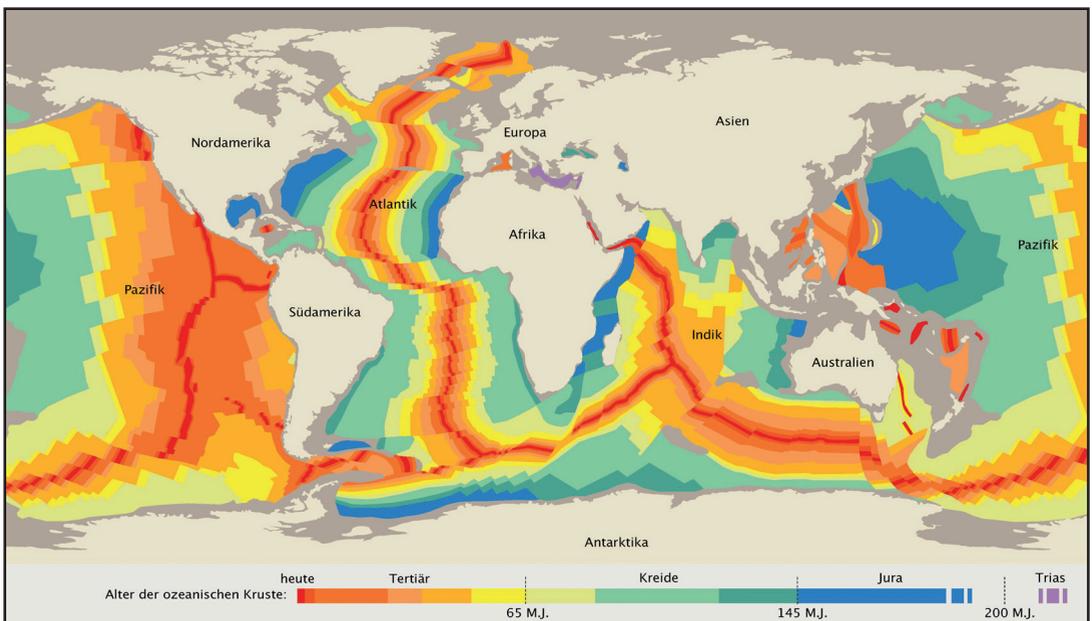


Abb. 1.1-1: Altersstruktur der ozeanischen Lithosphäre (verändert nach FRISCH & MESCHEDÉ 2009).

netfeldes wird in den neu gebildeten Gesteinen gespeichert, und da sich das Magnetfeld in unregelmäßigen Abständen umpolt, ist es möglich, anhand der unterschiedlichen Abstände der Umpolungen, ähnlich einem Strichcode für Produktkennzeichnungen, das Alter der Kruste zu bestimmen.

In der geologischen Vergangenheit gab es Zeiten, in denen die Spreizungsrate mehr als doppelt so hoch war wie heute am Ostpazifischen Rücken. So lassen sich während der mittleren Kreide Spreizungsraten von über 40 cm/Jahr feststellen, die sich global in einem starken Anstieg des Meeresspiegels auswirkten. Am stärksten machten sie sich an den Rändern der Ozeane bemerkbar, da hier das Meer flacher ist und sich je nach Meeresspiegelstand mehr oder weniger weit auf die Kontinente ergießt. Die randlichen Bereiche der kontinentalen Lithosphären-Platten werden als Schelfgebiete bezeichnet. Ihre Ausdehnung ist aber stark von Meeresspiegelschwankungen abhängig, was sich auch in den Sedimenten widerspiegelt, die auf ihnen abgelagert werden.

### Das Wasser der Ozeane

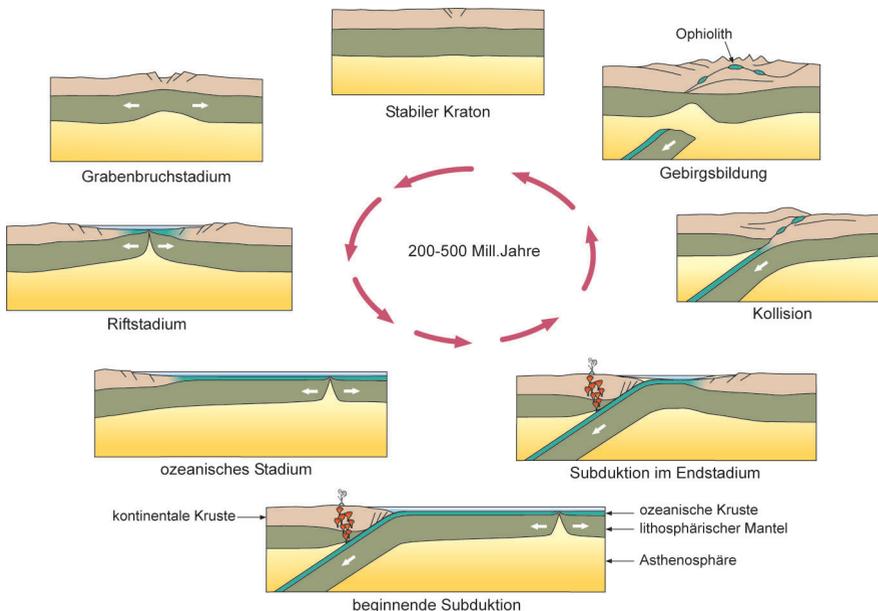
Das Wasser in den Ozeanen wird durch Verdunstung und Niederschlag umgewälzt, und nur ein kleiner Teil geht über die Subduktionszonen wieder hinein in den Gesteinskreislauf. Zur Zeit der Erdentstehung existierte Wasser bereits als Wasserdampf, der sich dann in Folge der Abkühlung der Erdoberfläche mit der gleichzeitigen Ausbildung von Lithosphäre, Hydrosphäre und Atmosphäre als Wasser niederschlug. Die Hydrosphäre,

als eine erdumfassende Wasserschicht, bildete sich vermutlich schon relativ kurze Zeit nach der Erdentstehung. Die ältesten Sedimentgesteine mit einem Alter von ca. 3,8 Mrd. Jahren weisen nach, dass Ozeane mindestens seit dieser Zeit existieren. Vermutlich gab es sie aber schon früher vor ca. 4,2 Mrd. Jahren. Ein weiterer Teil des Wassers wurde durch Ausgasen des Urmagmas der Erde in vulkanischen Exhalationen hinzugefügt, und ein nicht unerheblicher Teil ist auch von außen durch Asteroiden, Kometen und Meteoriten auf die Erde gelangt. Welche Mengenanteile des Wassers jedoch durch Ausgasung und welche durch Einschläge entstanden sind, ist bis heute nicht endgültig geklärt (s. Kap. 1.5: Lozan & Karbe)

Durch fortgesetzten Regen wurde Kohlendioxid aus der Atmosphäre ausgewaschen und gelangte so in die Meere. Daraufhin konnten sich schon in der Frühzeit der Erdentwicklung karbonatische Sedimente mit dem Mineral Kalziumkarbonat ( $\text{CaCO}_3$ ) in den Meeren bilden. Dieses Mineral bildete später einen Grundbaustein für die Hartteile von Lebewesen.

### Großkontinente und Urozeane

Die Weltmeere unterliegen einem ständigen und in geologischen Dimensionen gerechnet sehr schnellen Wandel. Das Werden und Vergehen der Weltmeere lässt sich in einem Zyklus beschreiben, der einen Zeitraum von mehreren hundert Mio. Jahren umfasst (zwischen 200 und 500 Mio. Jahren). Der »Wilson-Zyklus« (benannt nach J. Tuzo Wilson, 1908–1993, einem der Grün-



**Abb. 1.1-2:** Das Werden und Vergehen von Ozeanen im plattentektonischen Wilson-Zyklus.

derväter der Theorie der Plattentektonik) beginnt mit dem Zerbrechen der Kontinentalplatten in einem Grabenbruchsystem (Abb. 1.1-2). Aufdringende, teilweise aufgeschmolzene Asthenosphäre (das heißt Material, das aufgrund geringerer Viskosität durch geologische Kräfte verformbar ist) drückt die beiden Grabenschultern auseinander und führt zu einer Verbreiterung des Grabens und schließlich zur Öffnung eines Ozeans, in dessen Mitte neue ozeanische Kruste an einem Spreizungszentrum gebildet wird. Im Laufe von 100 Mio. Jahren kann so aus einem Riss in der Kontinentalplatte ein Meer von mehreren 1.000 km Breite entstehen.

Die Geschichte der Ozeane endet für gewöhnlich in den Subduktionszonen. Wenn auf einer Kugel an einer Stelle neue Kruste hinzugefügt wird, wie es an den mittelozeanischen Rücken der Fall ist, muss es an anderer Stelle zur Kompensation kommen, denn andernfalls würde sich die Kugel immer weiter vergrößern. Die Kompensation geschieht über die Subduktionszonen,

in denen die ozeanische Lithosphäre nahezu vollständig wieder in den Erdmantel zurückgeführt wird. Nur ein äußerst geringer Anteil wird in Gebirgsbildungsprozesse einbezogen und bleibt dadurch der Nachwelt erhalten, man spricht dann von sog. Ophiolithen (benannt nach ihrer vielfach schlangenähnlichen Textur, Ophis [Griech.] Schlange). Da die älteste noch nicht subduzierte ozeanische Kruste nur etwas mehr als 200 Mio. Jahre alt ist (Abb. 1.1-1), können wir annehmen, dass sich die ozeanische Lithosphäre in dieser Zeit einmal komplett erneuert hat. Das bedeutet gleichzeitig, dass sämtliche Meere, die sich vor 200 Mio. Jahren um die Kontinente herum gruppierten, heute nicht mehr existieren. Seit dem Beginn der Erdentwicklung könnten so mehr als 20 komplette Zyklen durchgelaufen sein.

Im Laufe der Erdgeschichte ist es mehrfach zur Bildung von Großkontinenten gekommen, die alle großen Kontinentalplatten in sich vereinen (Abb. 1.1-3). Zuletzt war dies im Perm vor ca. 260 Mio. Jahren der Fall mit

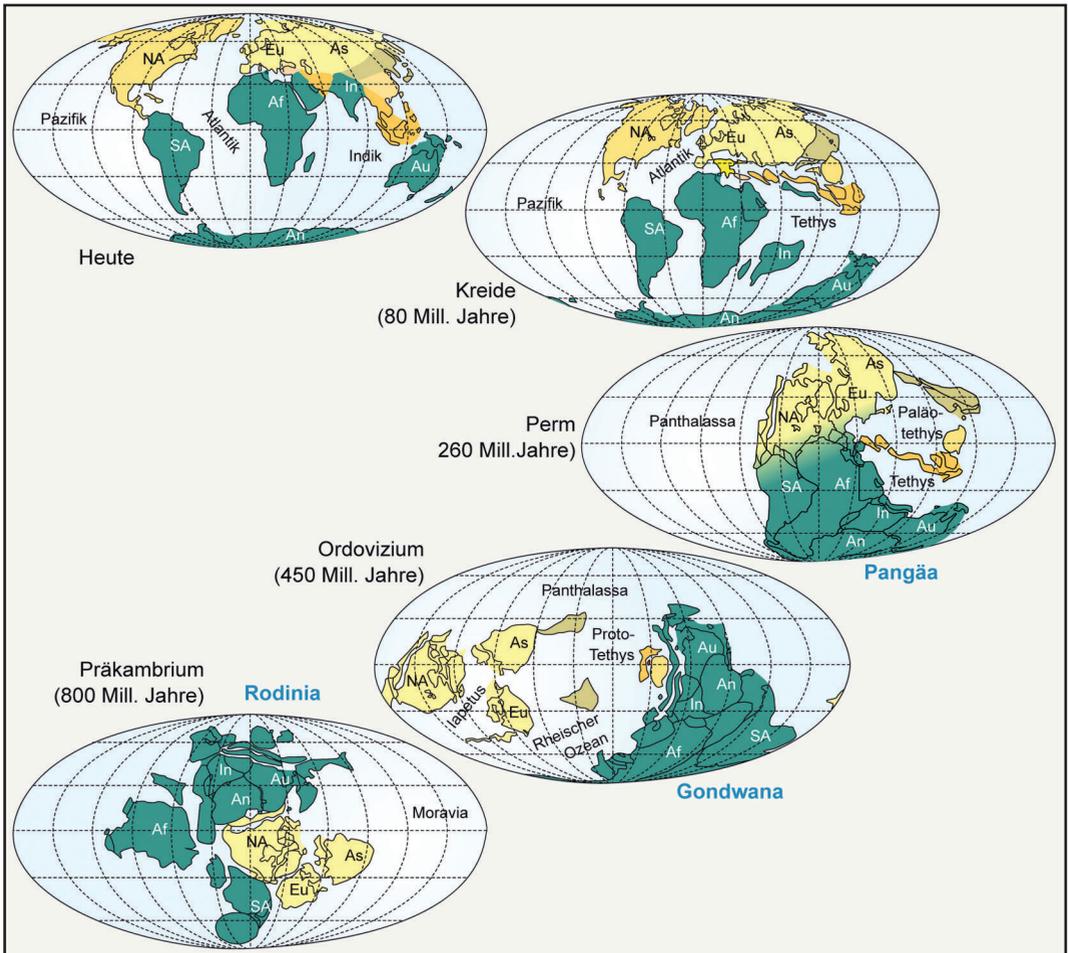


Abb. 1.1-3: Großkontinente seit dem späteren Präkambrium und ihr Zerfall (verändert nach FRISCH & MESCHEDÉ 2009).

dem Großkontinent Pangäa (pan [griech.] = allumfassend; gaia [griech.] = Erde, Land). Im Präkambrium lässt sich vor ca. 1100 bis 800 Mio. Jahren der Großkontinent Rodinia (rodit [russ.] = zeugen, gebären) nachweisen. In der Zeit nach dem Zerfall von Rodinia und bis zur Öffnung des Atlantik vor 150 Mio. Jahren existierte ein großer Südkontinent, Gondwana, der allerdings nicht alle kontinentalen Platten in sich vereinte. Ein wesentlich älterer Großkontinent, der als Kenorland bezeichnet wird und vor ca. 2,4 Mrd. Jahren entstand, gilt als wahrscheinlich, umstritten ist hingegen der Großkontinent Columbia, der von 1,8 bis 1,5 Mrd. Jahren existiert haben soll. Alle Großkontinente wurden von ebenso großen Ozeanen umgeben. Um Pangäa herum war dies der Ozean Panthalassa, während sein Vorläufer, der Ozean Mirovia den Großkontinent Rodinia umgab. Die großen Ozeane Proto-Tethys, Paläotethys, Tethys, Iapetus und Rheischer Ozean sind Teile des Panthalassa-Ozeans (Abb. 1.1-3), deren Reste sich heute in verschiedenen Gebirgszügen wiederfinden (Die Ozeane sind nach Göttern der griechischen Mythologie benannt: Tethys, Thalassa, Iapetos, Rhea und auch Okeanos).

## Meeresspiegelschwankungen und Plattentektonik

Meeresspiegelschwankungen können in einem direkten Zusammenhang mit der Neubildung ozeanischer Lithosphäre stehen. Neu gebildete ozeanische Lithosphäre ist anfänglich leichter und wird dadurch isostatisch stärker herausgehoben. Erst mit der Zeit wird sie durch Anwachs von unten schwerer und sinkt auf die Tiefe der Tiefseeebenen ab. Das bewirkt die großen untermeerischen Gebirge, die mittelozeanischen Rücken, die bis zu 2–3 km über die Tiefseeebenen herausragen und sich über mehr als 50.000 km über alle Ozeane hinweg ziehen.

Hohe Spreizungsraten bewirken eine hohe Produktionsrate junger ozeanischer Lithosphäre. Dadurch werden immer größere Bereiche von relativ junger und damit leichter ozeanischer Lithosphäre bedeckt, die entsprechend geringere Wassertiefen zur Folge hat. Die flachen mittelozeanischen Rücken werden dadurch erheblich breiter und das Wasser, was zuvor die Tiefseeebenen füllte, wird auf die Kontinente verdrängt. Der Anstieg des globalen Meeresspiegels – in der Kreidezeit vor 80–90 Mio. Jahren wird z.B. ein globaler Anstieg um mindestens 170 m, möglicherweise aber auch mehr als 200 m angenommen – bewirkt damit eine Überflutung der Schelfbereiche an den Kontinenträndern. Man nennt solch eine Überflutung Transgression und wenn sie wieder zurückgeht, spricht man von Regression. Die Neubildung junger ozeanischer Lithosphäre ist allerdings nicht der einzige Grund für starke Meeresspiegelschwankungen. Auch die Ausbildung von Eis-

kappen und große submarine vulkanische Ereignisse über Heißen Flecken tragen einen großen Teil dazu bei und laufen häufig gleichzeitig ab.

## Die »Schneeball-Erde«

Im Laufe der Erdgeschichte kam es mehrfach zu Vereisungsphasen. Die erste fand vor etwa 2,3 Mrd. Jahren statt, eine weitere vor ca. 1 Mrd. Jahren. Im späten Präkambrium im Zeitraum von ca. 750 bis 580 Mio. Jahren war die Erde mehrfach von einem fast vollständigen Eispanzer bedeckt, der bis an den Äquator heranreichte und auch die Ozeane komplett bedeckte. Als Grund für diese Vereisung wird angenommen, dass der Großkontinent Rodinia zu dieser Zeit auseinanderbrach. Dadurch gerieten weite Gebiete, die zuvor durch ihre Meeresferne wüstenhaft und trocken waren, wieder unter den Einfluss von Niederschlägen und damit der chemischen Gesteinsverwitterung. Das führte am Ende dazu, dass Kohlenstoffdioxid aus der Atmosphäre entfernt wurde und dadurch die Temperaturen sanken. Damit konnte eine weltweite Vereisung einsetzen, bei der die Ozeane möglicherweise bis zu einer Tiefe von 2 km vereisten. Ein sich selbst verstärkender Effekt, der sog. Albedo-Effekt, bei dem das Sonnenlicht durch große Eisflächen reflektiert wird und damit weniger Wärme von außen auf die Erde gelangt, trägt ebenfalls zur weltweiten Vereisung bei.

Das Auseinanderbrechen eines Großkontinents ist nicht die einzige Ursache, die zu einer Vereisung führen kann. So entwickelten sich in der Karbonzeit einerseits große Wälder, in denen riesige Mengen an Kohlenstoff langfristig eingelagert wurden. Andererseits begann die Entwicklung planktonisch lebender Organismen, die Kalk einlagerten und damit ebenfalls Kohlenstoff in Form von Kohlendioxid der Atmosphäre entzogen. Das Ergebnis war eine Vereisung, die im Perm zur Entwicklung vereister Polkappen führte.

## Tropische Meere während der Kreidezeit

In der mittleren Kreidezeit war es viel wärmer als wir es heute kennen. Eiskappen gab es nicht und es herrschten überwiegend tropische und feuchte Klimabedingungen. Zu dieser Zeit fanden auch die Transgressionen als Folge der extrem hohen Spreizungsraten statt. Die Meere breiteten sich überall stark aus. Sie waren jedoch sehr häufig schlecht durchlüftet und es entstanden viele Stillwasserbecken, in denen das Wasser am Boden »verfaulte«. Die warmen Klimabedingungen bewirkten eine extrem hohe Produktionsrate von Lebewesen in den Meeren und es wurde dadurch viel organisches Material bereitgestellt. Der im Wasser anfangs

vorhandene Sauerstoff reichte sehr bald nicht mehr aus, die abgestorbenen Reste der Organismen abzubauen. Dadurch bildeten sich sauerstofffreie Zonen, in denen die organischen Reste erhalten blieben und in die Sedimente eingebettet wurden. Es entstanden mächtige kohlenstoffreiche Sedimente. Durch Umwandlungsprozesse wurden die organischen Reste später in Erdöl umgewandelt, das in der Folge aus dem Gestein nach oben wanderte und in einem Speichergestein in einer Erdölfalle heute Erdöllagerstätten bildet.

In der oberen Kreide verbesserte sich die Durchlüftung der Meere und es kam in weiten Teilen der Weltmeere zu einer Blüte von Kalk aufbauenden Organismen, die während dieser Zeit mächtige Kalkablagerungen hervorbrachten. Gleichzeitig trug der verstärkte Kalkaufbau jedoch auch dazu bei, dass der Atmosphäre das Klimagas Kohlendioxid wieder entzogen wurde und es dann zum Ende der Kreidezeit hin, vor allem aber zum Ende des Paläozäns zu einer starken Abkühlung kam.

### **Kontinentale Meeresbecken in Mitteleuropa**

In Mitteleuropa bildeten sich am Ende des Paläozoikums und während des Mesozoikums verschiedene Meeresbecken, die von kontinentaler Lithosphäre unterlagert waren und dementsprechend nur verhältnismäßig seichte Tiefen erreichten. Solche Meere werden als epikontinentale Flachmeere bezeichnet. Zur Zeit des Perm herrschten in diesem Gebiet aride, wüstenartige Klimabedingungen, wie sie typisch für die Mitte des Großkontinentes Pangäa waren. Vor ca. 260 Mio. Jahren entwickelte sich hier ein abgeschlossenes, nur durch kleine und flache Zufuhrkanäle mit dem Welt-ozean verbundenes Meeresbecken, das Germanische Becken. Die Verdunstung war in diesem Meer, das sich von Litauen über Polen und Deutschland bis weit hinein in die Nordsee erstreckte, so hoch, dass sich unter den extrem heißen Klimabedingungen die Salzkonzentration immer weiter erhöhte und sich Eindampfungssedimente (Evaporite) bilden konnten. Daraus entwickelten sich die mächtigen Salzlager des Zechsteins, die heute in Form von Salzkissen oder Salzstöcken in diesen Regionen zu finden sind.

Während des oberen Perm und der unteren Trias fiel der Meeresspiegel und die Zechstein-Sedimente des Germanischen Beckens wurden von kontinentalen Sedimenten zugedeckt, teilweise kam es auch zur Abtragung. In der mittleren Trias kam es von Süden her erneut zu einem Meereseinbruch mit der Ausbildung von Kalken und stellenweise auch Evaporiten. Mit dem Rückgang des Meeresspiegels setzte dann in der oberen Trias wieder die Sedimentation von kontinentalen Sedimenten ein. Im Jura und in der Kreide kam es er-

neut zu einem Meereseinbruch und es wurden neben schwarzen Tonsteinen, die reich an organischen Resten sind und in strömungsarmen Stillwasserbecken gebildet wurden, mächtige Kalksteinschichten abgelagert, die in einem nunmehr besser durchlüfteten zum Weltozean hin offenen Meer entstanden. Die Situation im oberen Jura lässt sich mit den heutigen Bedingungen auf den Bahamas oder im Großen Barriere Riff vor Australien vergleichen.

### **Die Tethys und ihre Überreste**

Im Osten wurde der Großkontinent Pangäa im Perm von der Paläotethys begrenzt. Dieser Ozean bildete sich schon im Paläozoikum als Nachfolger der Proto-Tethys (*Abb. 1.1-3*) und wurde zu dieser Zeit bereits nach Norden hin subduziert. Am Ostrand von Pangäa begann sich gleichzeitig ein relativ schmaler Streifen kontinentaler Lithosphäre scherenartig von ihm zu lösen. Dazwischen entstand die Tethys an einem sich immer weiter nach Norden vorschiebenden Riftsystem und später einem ozeanischen Spreizungszentrum zwischen Afrika, Indien und Australien auf der einen Seite und der Apulisch-Adriatischen Platte, Anatolien und Kimmeria auf der anderen (*Abb. 1.1-3*). Einen kleinen Rest dieses Ozeans, der während der Trias seine größte Ausdehnung erfuhr, können wir heute noch im östlichen Mittelmeer antreffen. Seit der Kreide unterlag die Tethys weitestgehend der Subduktion, so dass heute nur noch kleine Reste von ihr übrig sind. In den großen Gebirgssträngen in Europa und Asien, die von den Alpen bis zum Himalaya reichen, sind vielfältige Zeugen des ehemaligen Tethys-Ozeans zu finden.

Am Rand der Tethys entstanden während des Mesozoikums große Schelfgebiete, in denen es aufgrund des warmen tropischen Klimas zu Riffbildungen kam, die sich uns heute in den mächtigen Karbonatplattformen der Dolomiten oder der nördlichen Kalkalpen zeigen. Das warme Klima begünstigt die Bildung von kalkigen Skeletten und Schalen, führt aber, wie schon ausgeführt dazu, dass Kohlendioxid der Atmosphäre entzogen wird. Eine teilweise Abkühlung zu Beginn des Jura wird u.a. auf diesen erneuten Kohlendioxid-Entzug zurückgeführt.

### **Literatur**

FRISCH W. & M. MESCHEDA (2009): Plattentektonik - Kontinentverschiebung und Gebirgsbildung. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt. 3. Auflage. 196 pp.

Prof. Dr. Martin Meschede  
Institut für Geographie und Geologie  
Lehrstuhl für Regionale & Strukturgeologie  
Universität Greifswald  
Friedrich-Ludwig-Jahn-Str. 17A - 17487 Greifswald  
meschede@uni-greifswald.de