



Biodiversität

■ Leben findet sich überall auf der Erde – von den Tiefen der ozeanischen Gräben bis zu den höchsten Gebirgsgipfeln und von den polaren Eiswüsten bis zu den heißen Wüsten und zu hydrothermalen Quellen. Die heutige Biodiversität und deren Verteilung auf der Erde ist das Ergebnis von über 4 Milliarden Jahren Evolution. Die Biodiversität nahm seit der Entstehung des Lebens bis heute grundsätzlich zu, ist aber von mehreren starken Einbrüchen im Verlaufe der Erdgeschichte gekennzeichnet. Allein seit dem Entstehen vielzelliger komplexer Lebensformen kam es zu fünf großen und vielen kleineren Aussterbeereignissen und damit zu plötzlichen starken Einbrüchen der globalen Biodiversität. Die heutige, vorwiegend durch den Menschen verursachte Verlustrate der Biodiversität erreicht oder übersteigt sogar die Raten dieser fünf großen Aussterbeereignisse. Auch wenn über 99% der Arten im Verlaufe der Erdgeschichte

■ Aber warum ist das Leben auf der Erde derart erfolgreich? Welche Anpassungen ermöglichen Leben auf der Erde und sind allen – oder den meisten – Lebensformen gemeinsam? Welche Merkmale und Anpassungen variieren dagegen zwischen verschiedenen Lebensformen und bedingen so die große Vielfalt an Lebensformen? Wie ist die heutige Biodiversität entstanden und wie wirkte sich die Evolution des Lebens auf die Evolution der Erde aus? Und was genau umfasst eigentlich der Begriff „Biodiversität“?

Obwohl der Begriff „Biodiversität“ intuitiv klar erscheint, ist eine Definition schwierig. Es gibt eine Vielzahl von Definitionen, von denen hier nur die in der Biodiversitäts-Konvention (Convention on Biological Diversity, CBD) verwendete Definition angeführt werden soll: Biodiversität bezeichnet danach „die Variabilität unter lebenden Organismen jeglicher Herkunft, darunter unter anderem Land-, Meeres- und sonstige aquatische Ökosysteme und die ökologischen Komplexe, zu denen sie gehören“. Damit umfasst die Biodiversität den Grad der Verschiedenheit von Lebensformen – innerhalb einer Art, eines Ökosystems, eines Bioms oder eines Planeten. Biodiversität ist auf der Erde ungleichmäßig verteilt: Die terrestrische Biodiversität ist in der Regel in den niedrigen Breiten, also in der Nähe des Äquators, am höchsten. Im Meer ist die Biodiversität der küstennahen Taxa im Westpazifik am höchsten, im offenen Meer dagegen in den mittleren Breiten.

Die Anzahl der Arten (Artenvielfalt) ist das wohl gebräuchlichste Maß für Biodiversität, die Art wird daher häu-

bereits wieder ausgestorben sind, ist die Vielfalt an Arten mit alleine über 5 Millionen geschätzten Tierarten und über 400.000 geschätzten Pflanzenarten enorm. Die Diversität der wesentlich schlechter untersuchten Mikroorganismen ist wahrscheinlich noch weitaus größer: Der „Stammbaum des Lebens“, basierend auf molekularen Analysen, spiegelt eine enorme Diversität von Mikroorganismen wider, während sich die Makroorganismen auf wenige kaum wahrnehmbare Seitenzweige beschränken. Ein Zitat aus der Fachzeitschrift *Nature* aus dem Jahr 2004 bringt dies auf den Punkt: „Es ist an der Zeit für Biologen aufzuhören, ihren Studenten und der Öffentlichkeit eine Perspektive des Lebens auf der Erde zu präsentieren, die so verzerrt zugunsten des Sichtbaren ist. Das wird nicht einfach sein. Die erste Herausforderung ist es, zu akzeptieren, dass der Beitrag des Sichtbaren zur Biodiversität sehr gering ist.“

fig als Einheit der Biodiversität angesehen. Allerdings ist nur ein Bruchteil der lebenden Arten bislang wissenschaftlich beschrieben und für weniger als 1% dieser beschriebenen Arten ist mehr als bloß deren Existenz bekannt. Die Artebene ist allerdings nur eine von vielen möglichen Annäherungen an die Biodiversität. Auch unterhalb der Artebene spielt die Biodiversität (intraspezifische Diversität oder Mikrodiversität) eine große Rolle.

Biodiversität ist eine essenzielle Voraussetzung für das menschliche Leben und Überleben und auch die Menschheit selbst ist Teil der Biodiversität. Die Biodiversität ist von grundlegender Bedeutung für Ökosystemdienstleistungen wie eine Regulierung des Klimas, Bodenfruchtbarkeit, Wasserkreislauf, Landwirtschaft und Fischerei, fossile und erneuerbare Energien, Pharmazie, Medizin sowie für Lebensqualität und ökonomische Wettbewerbsfähigkeit. In der Praxis wird Biodiversität in Umweltstudien so gut wie nie vollständig erfasst. Der überwiegende Teil der Studien beschränkt sich auf exemplarische Untersuchungen weniger Organismengruppen – häufig werden dabei Pflanzen, Wirbeltiere und einige Invertebratengruppen erfasst. Viele andere Organismengruppen, insbesondere die viel häufigeren Mikroorganismen, werden selten berücksichtigt. Aber auch innerhalb der etablierten und häufig untersuchten Organismengruppen beschränken sich die Untersuchungen häufig auf Modellgruppen oder ein bestimmtes Größenspektrum der Organismen.

Biodiversität: (Definition des UN-Übereinkommens über die biologische Vielfalt) Variabilität unter lebenden Organismen jeglicher Herkunft, darunter Land-, Meeres- und sonstige aquatische Ökosysteme und die ökologischen Komplexe, zu denen sie ge-

hören. Dies umfasst die Vielfalt innerhalb der Arten (genetische Vielfalt) und zwischen den Arten (Artenvielfalt) und die Vielfalt der Ökosysteme (und entsprechend der Interaktionen darin)



Verschiedene Auflösungsebenen der Diversität: Biodiversität auf der Ebene von Genen, Individuen, Populationen und Ökosystemen



Biodiversität unterhalb der Artebene: *Brassica oleracea* var. *gemmifera* (Rosenkohl), *Brassica oleracea* var. *italica* (Brokkoli), *Brassica oleracea* var. *botrytis* (Blumenkohl), *Brassica oleracea* var. *sabellica* (Grünkohl)



Biodiversität auf der Gesellschaftsebene auf unterschiedlichen räumlichen Skalen am Beispiel eines Laubwaldes: mikrobielle Diversität, Flechten- und Moosschicht, Krautschicht, Baumschicht



Biodiversität auf der Ebene von Lebensräumen und Biomen: Raps-Monokultur, Wüste, temperater Buchenwald, tropischer Regenwald



Zeitliche Dimension der Biodiversität: Bei Mikroorganismen ändert sich die Diversität oft bereits innerhalb von Stunden (hier: *Euglena gracilis*); Arten in Artbildung sind ein gutes Beispiel für die zeitliche Dimension der Biodiversität (hier: *Corvus corone* (Aaskröhe) und *Corvus cornix* (Nebelkröhe)); über 99 % der Arten sind ausgestorben (hier: *Coelonautilus planotergatus*)



Leben

Die Frage „Was ist Leben?“ scheint zunächst einfach zu beantworten zu sein. Eine eindeutige Definition von Leben ist dagegen sehr schwierig oder gar unmöglich – vergleicht man verschiedene Definitionen, findet man zudem überraschend wenige Übereinstimmungen. Zu den häufig genannten Kriterien für Leben gehören Bewegung, Selbsterhaltung, Fortpflanzung, Selbstorganisation und Stoffwechsel. Beschränkt man die Versuche, Leben zu definieren, auf das bekannte (irdische) Leben, lassen sich allerdings einige Eigenschaften von Leben hinzufügen, die die Definition weiter eingrenzen. So bestehen alle bekannten Lebewesen aus hoch entwickelten Zellen (oder sind im Falle der Viren zumindest für ihre Reproduktion auf Zellen angewiesen), zentrale Moleküle sind Nucleinsäuren und Proteine.

Lebewesen werden in der Regel auch als selbstständig lebensfähig angesehen. Dies erscheint zunächst selbstverständlich, auch diese Sicht ist aber problematisch: Die meisten Lebewesen sind zumindest stark abhängig von anderen Lebewesen: Beispielsweise sind nur etwa 10% der Zellen im menschlichen Körper tatsächlich menschliche Zellen, die verbleibenden 90% der Zellen sind nicht menschlich, son-

Ein umfassender Versuch einer Definition von Leben wurde durch ein Expertengremium der NASA unternommen: Leben wird hier als ein chemisches System, fähig zur Darwin'schen Evolution definiert. Diese Definition nimmt insbesondere Bezug auf eine Reproduktion, bei der es zu Fehlern kommt und diese Fehler weiter vererbt werden. Gerade diese Weitervererbung von Fehlern unterscheidet lebende Systeme von verschiedenen nicht-lebenden Systemen, die aber viele Eigenschaften von Leben aufweisen.

Ein oft zitiertes Beispiel für unbelebte Systeme, die viele Kriterien für Leben erfüllen, ist das Feuer. Feuer grenzt sich von seiner Umgebung ab, es hat einen Stoffwechsel – es baut komplexe, brennbare Stoffe zu einfachem Kohlendioxid und Wasser ab, es kann wachsen und sich vermehren. Es kommt sicherlich auch zu „Fehlern“ im Verbrennungsprozess, diese werden aber nicht weitervererbt. Ein weiteres häufiges Bei-

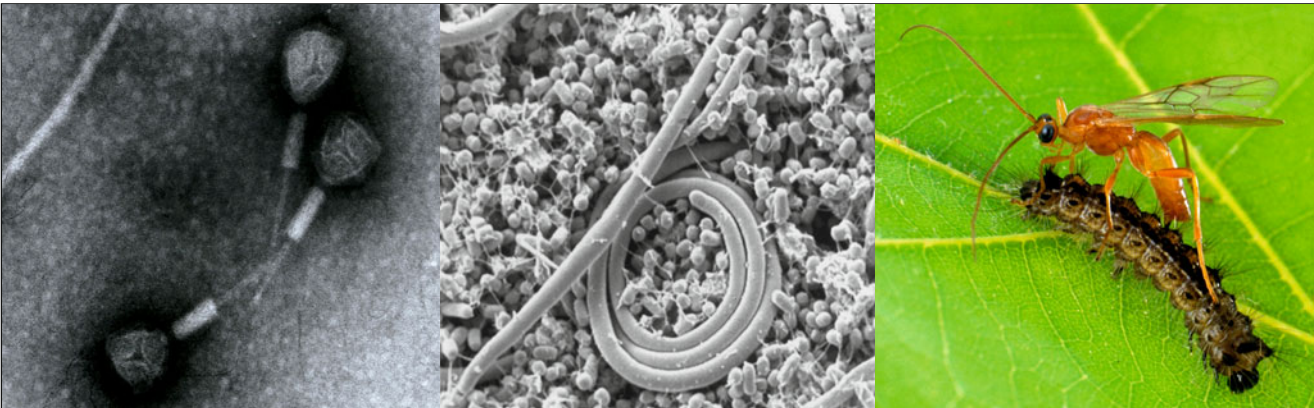
spiel ist das Kristallwachstum. Auch beim Kristallwachstum kommt es zu Fehlern, Kristalldefekte werden aber nicht bei der Bildung von weiteren Kristallen weitergegeben. Eine Evolution im Darwin'schen Sinne ist beim Kristallwachstum nicht möglich.

Andererseits schließt die NASA-Definition Viren ein, während nach vielen anderen Definitionen Viren nicht als Leben angesehen werden. Insbesondere bestehen Viren nicht aus Zellen und besitzen keinen eigenständigen Stoffwechsel. Ein weiterer Nebenaspekt der durch die NASA gegebenen Definition betrifft den Menschen: Durch Werkzeuggebrauch einerseits und die Fortschritte der Medizin andererseits basiert das Überleben und die Vererbung des Menschen nicht mehr rein auf Darwin'scher Evolution – auch hier ist die obige Definition also problematisch.

Leben: (Arbeitsdefinition der NASA) ein sich selbst erhaltendes chemisches System, das eine Darwin'sche Evolution erfahren kann



Der Apfelbaum wird klar als lebend angesehen, obwohl der Großteil der Biomasse aus totem Gewebe besteht. Die im Apfel eingeschlossenen Samen können zu einer neuen Generation von Apfelbäumen auswachsen – der Apfel lebt. Der frisch gepresste Apfelsaft dagegen lebt sicher nicht, wenngleich viele Prozesse des Lebens auch im frisch gepressten Saft noch stattfinden



Viele Lebensformen sind nicht ohne Interaktion mit anderen Lebewesen lebensfähig. Viren und Bakteriophagen, sofern sie als Lebewesen eingeordnet werden, sind für ihre Reproduktion auf Wirtszellen angewiesen. Die meisten höheren Tiere wären ohne die Vielzahl an Bakterien der Darmflora kaum oder gar nicht überlebensfähig. Parasitische und parasitoiden Organismen sind ebenfalls auf andere Lebewesen angewiesen. Die selbstständige Lebensfähigkeit ist also kein zwingendes Kriterium für Leben



Auch nicht lebende Systeme besitzen viele Eigenschaften von Leben. Gute Beispiele sind Kristalle und Feuer. Beide können beispielsweise wachsen und sich vermehren



Die Art

■ Die Art ist die am häufigsten genutzte Einheit der Biodiversität. Es gibt rund 1,6 Millionen beschriebene Arten. Die Gesamtzahl lebender Eukaryoten wird auf etwa 9 Millionen geschätzt, davon ca. 5 Millionen Tiere und ca. 400.000 Pflanzen. Die Zahl der prokaryotischen Arten ist kaum abzuschätzen. Die weitaus meisten Arten sind im Laufe der Erdgeschichte allerdings bereits wieder ausgestorben – die Gesamtzahl der im Phanerozoikum, also in den letzten 542 Millionen Jahren, entstandenen Arten wird auf über eine Milliarde geschätzt.

Aber was ist eigentlich eine Art? Welche Individuen gehören zusammen? Und auf welcher Rangebene sprechen wir von Arten? Wenn auch die Antwort auf diese Frage auf den ersten Blick auf der Hand liegt, entpuppt sie sich bei näherem Hinsehen als schwierig – sogar als unlösbar. Es gibt bislang keine für alle Organismengruppen akzeptierte

■ Die Definition des Artbegriffs ist eng mit dem Verständnis der Veränderlichkeit von Arten verknüpft. Vor dem Aufkommen der Evolutionstheorie wurde die Art als unveränderliche Einheit angesehen, innerartliche Variabilität als Abweichung von der Norm. Mit dem Aufkommen der Evolutionstheorie rückte dann die Veränderlichkeit von Arten in den Fokus, die Idee der Art als unveränderliche Einheit geriet ins Wanken. Die Idee einer klaren Abgrenzung von Arten gegeneinander – ohne Austausch über die Artgrenze hinweg – blieb aber bestehen. Mit dem zunehmenden Verständnis der Vererbung entwickelten sich diese Überlegungen weiter zu Vorstellungen eines getrennten Genpools ohne Genaustausch über die Artgrenzen hinweg. Bei viel-

Definition des Artbegriffs und es ist unwahrscheinlich, dass eine einheitliche Definition jemals gefunden wird. Die biologische Diversität ist schlicht zu facettenreich, um sich mit einem einheitlichen Konzept erfassen zu lassen.

Das am weitesten verbreitete Konzept ist das biologische Artkonzept, das eine reproduktive Isolation zwischen den Arten fordert. In der Praxis werden eukaryotische Arten allerdings meist aufgrund morphologischer Ähnlichkeiten erkannt. Inwieweit diese morphologisch abgegrenzten Arten tatsächlich, wie vom biologischen Artkonzept gefordert, reproduktiv isoliert sind, ist für die meisten Arten unklar.

Die Veränderlichkeit von Arten und die Aufspaltung von Arten in neue Arten birgt weitere Probleme: Kryptische Arten, Artkomplexe und Ringarten sind nur einige Beispiele für die bei der Artabgrenzung auftretenden Probleme.

zelligem und sich sexuell fortpflanzenden Eukaryoten sind diese Überlegungen im biologischen Artkonzept formuliert: Arten sind reproduktiv isoliert, die (seltenen) Nachkommen von Eltern unterschiedlicher Arten sind steril. Das biologische Artkonzept verknüpft damit das historische Verständnis der Arten als klar voneinander getrennten Einheiten mit dem modernen Verständnis von Evolution und Vererbung. Leider sind diese Vorstellungen aber idealisiert: Bei asexuellen Arten – nicht nur viele Mikroorganismen, sondern auch viele Metazoen pflanzen sich asexuell fort – greift dieses Konzept nicht. Aber auch bei sich sexuell fortpflanzenden Arten ist die geforderte reproduktive Isolation oft nicht gegeben.

Artkonzept: die Idee, lebende Organismen in kleine formale Gruppen einzuteilen. In der Regel wird unter Artkonzept eine bestimmte Definition des Artbegriffs (eines bestimmten Autors) verstanden, einige Beispiele sind:

Biologisches Artkonzept: Taxa, die von anderen Arten reproduktiv isoliert sind

Evolutionäres Artkonzept: eine Linie, die unabhängig von anderen Linien evolviert

Morphologisches Artkonzept (nach Darwin): Varietäten, zwischen denen keine oder wenige Zwischenformen existieren
Ökologisches Artkonzept: eine Linie, die eine adaptive Zone besetzt, die sich minimal von denen anderer solcher Linien unterscheidet



Braunbär (*Ursus arctos*) und Eisbär (*Ursus maritimus*) können fertile Hybriden bilden. Dies geschieht auch in der Natur, da sich die Verbreitungsgebiete überlappen. Trotzdem werden sie aufgrund der unterschiedlichen Morphologie, der unterschiedlichen Ökologie und des unterschiedlichen Verhaltens als getrennte Arten angesehen



Löwen und Tiger können fertile Hybriden (Mitte) bilden. Da sich die Verbreitungsgebiete der Arten aber nicht überlappen, sind Hybriden nur als Nachzuchten in Gefangenschaft bekannt



Heliconius erato (obere Reihe) und *Heliconius melpomene* (untere Reihe) sind ein Beispiel für Müller'sche Mimikry. Beide Arten profitieren von der Ungenießbarkeit der jeweils anderen Art. Bei beiden Arten findet sich eine große morphologische Variabilität innerhalb des geographischen Verbreitungsgebiets. Die Farbvarianten beider Arten haben jeweils eine ähnliche Verbreitung

2. Erdgeschichte

Die Erdgeschichte befasst sich mit der Entwicklung der Erde seit deren Entstehung vor 4,6 Milliarden Jahren. Sie ist eng mit der Evolution des Lebens verknüpft. Das Leben hat sich vor etwa 4 Milliarden Jahren auf der Erde entwickelt.

Die für ein Verständnis der Zusammenhänge zwischen biologischer Evolution und Entwicklung der Erde notwendigen Grundlagen werden in einem einführenden Kapitel behandelt: Ein Überblick über die Zusammensetzung der ozeanischen und der kontinentalen Kruste, deren Interaktion bei plattentektonischen Prozessen und deren Verhalten gegenüber Verwitterung, Erosion und Sedimentation ist für das Verständnis geochemischer Stoffflüsse notwendig. Die Bildungsprozesse von magmatischen Gesteinen spielen eine Rolle für die absolute Altersdatierung (Geochronologie) anhand des Zerfalls von radioaktiven Elementen, die in die Kristalle eingebaut wurden. Sedimentationsprozesse, aber auch Verwitterung und Erosion, sind für die Bildung von Fossilien und die spätere Freilegung von Fossilien bedeutend. Die Plattentektonik und damit die Lage der Kontinen-

talmassen in verschiedenen Erdzeitaltern hat Auswirkungen auf das Klima und die Entwicklung des Lebens.

Die folgenden Kapitel behandeln die Entwicklung des Lebens, der wesentlichen Stoffwechselwege und deren Rückkopplung mit geochemischen und klimatischen Prozessen.

Von besonderer Bedeutung für die Evolution des Lebens ist die Entwicklung der atmosphärischen Zusammensetzung: die Verfügbarkeit von freiem Sauerstoff, aber auch die Konzentrationen an klimarelevanten Gasen wie Kohlendioxid und Methan: So schafft der Anstieg der Sauerstoffkonzentration erst die Voraussetzung für die Entstehung von eukaryotischen Zellen. Vor einer Milliarde Jahren überstieg dann die Sauerstoffkonzentration die Marke von 1%, wodurch sich wenige Hundert Millionen Jahre später eine erste Ozonschicht bilden konnte. Dadurch wird die Besiedlung des Landes erleichtert oder auch erst ermöglicht. Der heutige Sauerstoffgehalt von knapp 21% wurde schließlich vor etwa 350 Millionen Jahren erreicht.



2.1 Geowissenschaftliche Grundlagen

Dieses Kapitel behandelt Grundlagen für das Verständnis der Entwicklung und Verteilung von Biodiversität (z. B. Plattentektonik) und der Klimaentwicklung (z. B. Gesteinskreislauf, Carbonatgleichgewicht)



2.2 Präkambrium

Dieses Kapitel behandelt die Entwicklung der Erde von deren Entstehung bis zum Beginn des Phanerozoikums. Ein Schwerpunkt liegt auf der Evolution des für die Klima- und Lebensgeschichte wichtigen Kohlenstoffmetabolismus

2.3 Phanerozoikum



2.3.1 Überblick

Dieser Abschnitt vermittelt einen Überblick über die Entwicklung der Erde und des Lebens im Phanerozoikum sowie über Grundbegriffe der Stratigraphie und Geochronologie



2.3.2 Fossile Biodiversität

Dieser Abschnitt gibt einen Überblick über die stratigraphische Verbreitung der fossil und paläoökologisch bedeutenden Organismengruppen



2.3.3 Paläozoikum

Hier werden die Entwicklungen im Paläozoikum, von der „kambrischen Explosion“ bis zur Perm-Trias-Grenze, behandelt. Ein Fokus liegt dabei auf Entwicklungen, die im Zusammenhang mit der Besiedlung des Landes stehen



2.3.4 Mesozoikum

In diesem Abschnitt werden die Entwicklung der Erde und des Lebens vom Massensterben der Perm-Trias-Grenze bis zum Massensterben am Ende der Kreide behandelt



2.3.5 Känozoikum

Dieser Abschnitt behandelt die Zusammenhänge zwischen Klimaentwicklung, Evolution der Photosynthese und Evolution des Menschen im jüngsten Abschnitt der Erdgeschichte



Geowissenschaftliche Grundlagen

■ Biodiversität, deren Verteilung auf der Erde und die phylogenetische Entwicklung der Biodiversität sind eng mit der Entstehung und Entwicklung der Erde verknüpft.

Die klimatischen und geochemischen Abläufe auf der Erde ermöglichten überhaupt erst die Entstehung und Entwicklung von Leben. Umgekehrt wirkt sich die Aktivität von Lebewesen auf den Gashaushalt der Erde (und damit das Klima) und auf das Erosionsverhalten aus. Hinzu kommt die biogene Sedimentation, die in vielen geologischen Formationen gesteinsbildend war.

■ Der Gashaushalt der Erde, aber auch die Verfügbarkeit von Nährstoffionen, wird wesentlich über geologische und geochemische Prozesse beeinflusst. Vulkanismus fördert neben großen Mengen an Lava auch erhebliche Mengen an Kohlendioxid. Die Förderung der Lava kann sich lokal und bei großen Ausbrüchen auch überregional auf die Verfügbarkeit von Ionen auswirken. Die Förderung von Kohlendioxid (Treibhausgas) wirkt sich klimatisch aus. Diese Rahmenbedingungen beeinflussen die Entwicklung des Lebens.

Umgekehrt wirkt aber auch die Aktivität von Lebewesen direkt auf die klimatische Entwicklung der Erde.

Die basalen Stoffwechselprozesse (vor allem Atmung und Photosynthese) beeinflussen den Gashaushalt der Atmosphäre. Die biogene Entstehung von Sauerstoff wirkt direkt auf die Konzentrationen der Treibhausgase Kohlendioxid und Methan.

Für ein Verständnis dieser Rückkopplungen zwischen der Entstehung und Entwicklung des Lebens einerseits und der Entstehung und Entwicklung der Erde andererseits sind einige geowissenschaftliche Grundlagen notwendig, die in diesem Kapitel behandelt werden. Diese umfassen den Bau der Erde, Aspekte der Gesteinsbildung, die Plattentektonik sowie eine Übersicht über die zeitliche Gliederung der Erdgeschichte.

Die Besiedlung terrestrischer Lebensräume beeinflusst die Verwitterung. Die Durchwurzelung des Bodens bzw. die grabende Aktivität von Tieren verändert die mechanische Beanspruchung und damit die physikalische Verwitterung. Die Aufnahme von Nährstoffionen und Ausscheidung von organischen und anorganischen Substanzen beeinflussen die chemische Verwitterung.

Durch Biomineralisation und biogene Sedimentation haben sich mächtige Sedimente gebildet. Hervorzuheben sind hier die Rifffalke, aber auch Ablagerungen planktischer Organismen (Kreide, Radiolarit) sowie die Bildung von Kohle und Erdöl. Diese biogene Sedimentation steht auch im Zusammenhang mit der Klimaentwicklung der Erde, da viele dieser Bildungen (Kalk, Kohle, Erdöl) mit einer Reduktion der atmosphärischen Kohlendioxidkonzentration einhergehen.

Erosion: Durch Wasser, Wind oder Eis verursachte Auflockerung, Aufnahme und Transport von Materialien

Sedimente: Ablagerungen von Gesteinsmaterial an der Erdoberfläche, verursacht durch Wasser, Luft oder aus dem Eis

Verwitterung: mechanischer oder chemischer Zerfall von Gesteinen

■ **Siehe auch:** Atmung: 2.2.2.4; Photosynthese: 2.2.1.4, 2.2.1.5; Biomineralisation: 4.5.2, 4.5.2.1



Satellitenbild der Erde

Orthoklas (Kalifeldspat), ein Gerüstsilikat



Epidot, ein Gruppensilikat



Farnwedel von *Lonchopteris rugoso*





Bau und Entstehung der Erde

■ Das Universum entstand vor 13,7 Milliarden Jahren und dehnt sich seit dem Urknall immer weiter aus. Unser Sonnensystem entstand vor etwa 4,7 Milliarden Jahren aus einem Sonnennebel. Die im Zentrum dieses Sonnennebels akkumulierte Masse war dabei so groß, dass Kernfusionsprozesse einsetzten.

Die weiter außen liegende Materie begann, sich entlang elliptischer Bahnen zu konzentrieren, und bildete die Protoplaneten. Wie auch die anderen Planeten entstand die Erde durch eine Zusammenballung von Staub und größeren Körpern zu einem Protoplaneten. Durch weitere Kollisionen mit anderen Körpern wuchs die Masse der Erde an und die frei werdende Gravitationsenergie erhitzte die Erde zunehmend.

In der nun flüssigen Erde trennten sich silikatreiche Gesteinsschmelzen von eisenreichen Metallschmelzen. Die dichteren siderophilen (= Eisen liebenden) Elemente reichernten sich im Erdkern an, die leichteren lithophilen (= Stein liebenden) Elemente in den äußeren Bereichen. Damit ent-

■ Das Hadaikum, das früheste Stadium der Erdentwicklung, umfasst den Zeitraum von 4,7 bis 4 Milliarden Jahren vor heute. In dieser Phase war die Erde häufigen Kollisionen mit Meteoriten ausgesetzt.

Der Mond entstand, wahrscheinlich aufgrund einer Kollision der Erde mit einem sehr großen Körper, vor etwa 4,5 Milliarden Jahren. Die Masse des Mondes bremst seither die Rotationsgeschwindigkeit der Erde. Ein Erdtag im frühen Präkambrium dauerte nur etwa 8 Stunden. Die Folge dieses schnellen Tag-Nacht-Wechsels waren starke Stürme mit Windgeschwindigkeiten weit über 500 km/h. Bis heute bremste der Mond durch die Gezeiten der Meere die Erdrotation bis auf die heutige Tageslänge von 24 Stunden. Zudem trägt die Rotation des Mondes um die Erde zur Stabilisierung der Erdachse bei und damit zu langfristig stabilen Klimazonen: Ohne stabilisierte Erdachse würde die Ausrichtung der Erde zur Sonne stark schwanken und damit auch die Lage der Äquatorialregionen und der Polregionen. Zusammengefasst schafft der Mond erst die Voraussetzung für ein gleichmäßiges Jahreszeitenklima und die Ausprägung stabiler Klimazonen auf der Erde.

Die Erde besaß zunächst noch keine feste Oberfläche. Elemente mit hoher Dichte, insbesondere Eisen, wurden im Erdkern konzentriert, mit abnehmender Dichte folgen der Erdmantel, die Erdkruste und die Atmosphäre. Die Urat-

stand der Schalenbau der Erde mit einem eisenreichen Kern und silikatreichen Mantel und Kruste. Der Mantel, aber auch die schwere ozeanische Kruste sind reicher an Eisen und Magnesium als die leichtere kontinentale Kruste. Letztere schwimmt in Schollen auf dem schwereren teilweise geschmolzenen Material des oberen Mantels, der sogenannten Asthenosphäre.

Die Zeit seit der Entstehung der Erde wird in das Phanerozoikum und das Präkambrium unterteilt. Das Phanerozoikum umfasst die letzten rund 541 Millionen Jahre. Das Präkambrium umfasst die Zeit seit der Entstehung der Erde bis zum Beginn des Phanerozoikums. Das Präkambrium wiederum wird unterteilt in das Hadaikum, das Archaikum und das Proterozoikum. Das erste Leben entstand im Archaikum vor etwa 3,8 Milliarden Jahren, nachdem sich die Erdoberfläche so weit abgekühlt hatte, dass sich flüssiges Wasser bilden konnte.

mosphäre bestand vor allem aus Wasserdampf (H_2O ; bis zu 80%), Kohlendioxid (CO_2 ; bis zu 20%), Schwefelwasserstoff (H_2S), Ammoniak (NH_3) und Methan (CH_4).

Vor rund 4,2 Milliarden Jahren sank die Oberflächentemperatur der Erde auf unter $100^\circ C$. Die Erdkruste verfestigte sich und erstmals trat flüssiges Wasser auf.

Die nun folgende Zeitspanne von vor 4 Milliarden Jahren bis vor 2,5 Milliarden Jahren wird als Archaikum bezeichnet. Mit der einsetzenden Bildung der Ozeane wurde die Atmosphäre ärmer an Wasserdampf. Durch UV-Einstrahlung wurden Wasser-, Methan- und Ammoniakmoleküle zum Teil photochemisch zerlegt. Die leichten Gase Wasserstoff und Helium verflüchtigten sich großenteils in den Weltraum, der entstehende Stickstoff verblieb in der Atmosphäre und ist seit etwa 3,4 Milliarden Jahren Hauptbestandteil der Atmosphäre. Das entstehende Kohlendioxid löste sich zum großen Teil in den Ozeanen, die dadurch bis auf etwa pH 4 angesäuert wurden. Chemische und später auch biogene Ausfällung von Carbonaten (Kalk, Dolomit etc.) verringerte die Konzentration an gelöstem CO_2 , der pH der Ozeane stieg damit langsam wieder an.

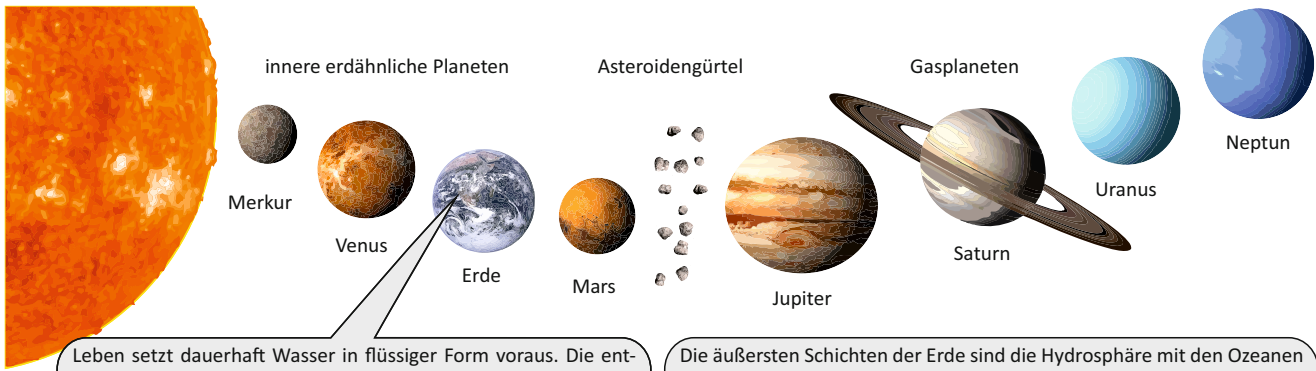
Im Archaikum setzte zunächst die chemische Evolution ein, die abiotische Bildung organischer Moleküle. Vor etwa 3,8 Milliarden Jahren, spätestens aber vor 3,6 Milliarden Jahren, entstand erstes Leben.

Protoplaneten: (griech.: *protos*= erster) Vorläufer eines Planeten

Sonnennebel: Nach der Explosion einer Supernova bleiben dichte Wolken aus interstellaren Materialien über

UV-Strahlung: Ultraviolettstrahlung (Wellenlängen von 100–380 nm)

■ **Siehe auch:** Schalenbau der Erde: 2.1.1.1



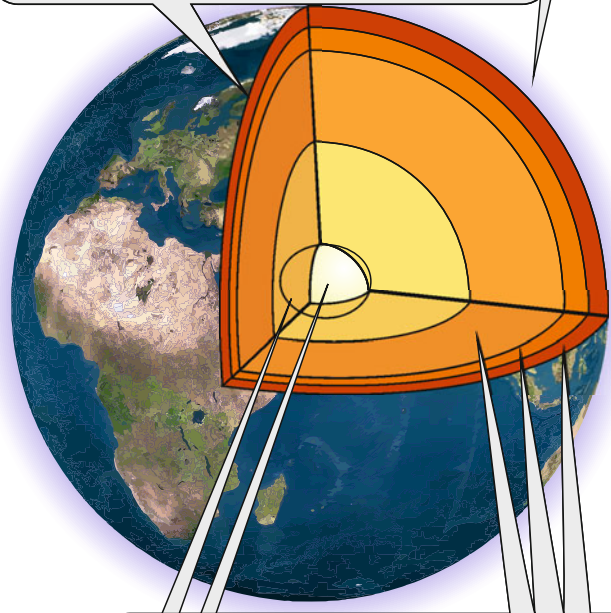
Leben setzt dauerhaft Wasser in flüssiger Form voraus. Die entsprechenden Temperaturen sind nur auf Planeten in einem bestimmten Abstandsbereich um die Sonne zu erreichen – der sogenannten habitablen Zone. Im Sonnensystem befindet sich die Erde in dieser Zone und je nach Berechnungsmodell auch noch der Mars. Auf einer um nur wenige Prozent näher zur Sonne verschobenen Erdumlaufbahn wären durch die höheren Temperaturen keine Ozeane mit flüssigem Wasser möglich, dagegen wäre eine dauerhafte weltweite Vergletscherung die Folge einer um nur wenige Prozent nach außen verschobenen Erdumlaufbahn

Die äußersten Schichten der Erde sind die Hydrosphäre mit den Ozeanen und die Atmosphäre. Die Atmosphäre besteht heute zu rund 78 % aus Stickstoff und zu rund 21 % aus Sauerstoff, daneben verschiedenen Spurengasen, unter anderem Kohlendioxid (ca. 0,04 %)

Die Erdkruste gliedert sich in die basaltreiche ozeanische Kruste und die vorwiegend aus Quarz und Feldspäten bestehende kontinentale Kruste. Die ozeanische Kruste hat eine Mächtigkeit von 5–10 km. Sie wird an den mittelozeanischen Rücken ständig nachgebildet und taucht an den Subduktionszonen wieder in den Mantel ab. Die kontinentale Kruste besteht aus einzelnen auf der Asthenosphäre schwimmenden Schollen (Kontinenten). Sie hat eine mittlere Mächtigkeit von 35 km, kann aber an den Gebirgszügen bis über 60 km mächtig sein



Im Archaikum vor etwa 3,8 Milliarden Jahren ist die Erdoberfläche unter 100 °C abgekühlt, so dass sich die Ozeane bildeten. Im Laufe der folgenden 100–200 Millionen Jahren ist das Leben auf der Erde entstanden



Der Erdmantel besteht vorwiegend aus Mineralen. Gegenüber der Erdkruste hat der Mantel einen erhöhten Anteil an Eisen und Magnesium, aber einen geringeren Anteil an Silicium und Aluminium. Der untere Mantel besitzt eine Mächtigkeit von rund 2.250 km und ist vorwiegend aus schweren Silikaten und Metalloxiden aufgebaut. Der äußere Mantel ist vom unteren Mantel durch eine etwa 250 km mächtige Übergangsschicht getrennt und besitzt eine Mächtigkeit von rund 400 km. Er besteht vorwiegend aus dem an Magnesium- und Eisensilikaten reichen Peridotit. Hauptmineral des Peridotits ist Olivin



Erster freier Sauerstoff wurde chemisch gebunden und lagerte sich unter anderem in Eisenoxiden ab (links: Magnetit; rechts: Roteisenstein)

Der Kern besteht vorwiegend aus Metallen, insbesondere aus Eisen. Der innere Kern der Erde besteht aus einer festen Eisen-Nickel-Legierung und hat einen Radius von etwa 1.250 km. An den festen Erdkern schließt sich der flüssige äußere Kern an, der vorwiegend aus Eisen besteht und eine Mächtigkeit von rund 2.200 km besitzt



Schalenbau der Erde

Die Erde besitzt (ohne Atmosphäre) einen Durchmesser von rund 12.740 km. Die Erde ist in Kern, Mantel, Kruste, Hydrosphäre und Atmosphäre gegliedert. Die schweren Elemente (z. B. Eisen, Nickel, Magnesium) sind dabei in den inneren Schichten angereichert, leichtere Elemente (z. B. Silicium, Sauerstoff) in den äußeren Schichten.

Der Erdkern besteht vorwiegend aus Eisen und ist in einen inneren und einen äußeren Erdkern gegliedert. Der Erdkern hat eine mittlere Dichte von etwa 11 g/cm^3 , der innere Erdkern eine Dichte von $12,5\text{--}13 \text{ g/cm}^3$. Aufgrund des hohen Druckes ist der innere Erdkern (in einer Tiefe von 5.150–6.371 km) trotz der hohen Temperaturen von etwa 5.500°C fest, der äußere Erdkern (in einer Tiefe von 2.900–5.150 km) ist flüssig.

Der Erdmantel besteht hauptsächlich aus Magnesium, Sauerstoff und Silicium und ist in den unteren Mantel, eine Übergangszone und den oberen Mantel gegliedert. Der Mantel hat eine mittlere Dichte von $4,5 \text{ g/cm}^3$ und besteht vorwiegend aus mafischen Gesteinen. Inselsilikate wie Olivin und Kettensilikate wie Pyroxen dominieren. Das im oberen Mantel (in einer Tiefe von 35–660 km) vorliegende Olivin geht in der noch zum oberen Mantel gehörenden Übergangszone (in einer Tiefe von 410–660 km) in die Hochdruckmodifikation Wadsleyit über – dieser Übergang markiert die Grenze zwischen oberem Mantel und Übergangszone. An

Die Zusammensetzung der Gesteine der Erdkruste wird durch die chemische Zusammensetzung der Gesteinsschmelzen der Erdkruste und des oberen Erdmantels bestimmt. Die dominierenden Minerale der Kruste und des Mantels sind Silikate, also Siliciumoxidverbindungen.

Aus Gesteinsschmelzen der kontinentalen Kruste bilden sich andere Kristalle und Gesteine als aus Gesteinsschmelzen der ozeanischen Kruste und des oberen Erdmantels:

Aus Gesteinsschmelzen, die magnesium- und eisenreich (also mafisch sind) sind, entstehen vorwiegend Minerale mit einem vergleichsweise hohen Metallanteil und einem geringeren Silikatanteil. Die Silikattetraeder dieser Minerale liegen entweder vereinzelt vor (Inselsilikate) oder in Ketten oder Bändern (Kettensilikate). Solche Schmelzen entstehen vor allem im Bereich der ozeanischen Rücken, an denen die Plattengrenzen auseinanderdriften und Material des oberen Erdmantels in die Schmelzen einbezogen ist.

Aus silikatreicheren Schmelzen entstehen Silikate mit einem höheren Vernetzungsgrad und einem dementsprechend geringeren Anteil an Metallionen – Schichtsilikate wie Glimmer, Gerüstsilikate wie Feldspäte und Quarz (reines Siliciumdioxid). Silikatreiche Schmelzen entstehen unter anderem aus aufschmelzender Erdkruste im Bereich der Subduktionszonen.

der Grenze zum unteren Mantel zerfällt schließlich Olivin zu Perovskit und Ferroperiklas. Im unteren Mantel (in einer Tiefe von 660–2.900 km) findet sich daher kein Olivin. Durch den hohen Druck ist der Erdmantel trotz hoher Temperaturen (etwa $1.000\text{--}4.200^\circ\text{C}$) vorwiegend fest.

Die Erdkruste (in einer Tiefe von 0–35 km) besteht hauptsächlich aus Sauerstoff und Silicium und verschiedenen leichteren Metallen. Sie ist in die magnesiumreiche ozeanische Kruste und die aluminiumreiche kontinentale Kruste gegliedert. Ozeanische Kruste hat eine mittlere Dichte von etwa 3 g/cm^3 und besteht vorwiegend aus mafischen Mineralen. Das dominierende Gestein ist Gabbro. Die kontinentale Kruste hat eine mittlere Dichte von $2,7 \text{ g/cm}^3$ und ist vorwiegend aus felsischen Gesteinen wie Granit aufgebaut.

Die Hydrosphäre umfasst im Wesentlichen die Ozeane und besteht mit einer Dichte von 1 g/cm^3 hauptsächlich aus Wasser (Sauerstoff und Wasserstoff). Die Atmosphäre besteht vorwiegend aus Sauerstoff und Stickstoff und besitzt an der Erdoberfläche eine Dichte von etwa $0,0012 \text{ g/cm}^3$, zum Weltraum hin nimmt die Dichte ab. Der Übergang zum Weltraum ist kontinuierlich und wird je nach Quelle meist bei 80 km (NASA) oder 100 km (Fédération Aéronautique Internationale) angegeben.

Die Zusammensetzung der Magmen bestimmt, welche Minerale sich bilden. Dieser einfache Zusammenhang wird aber durch die magmatische Differenziation, also eine Veränderung der magmatischen Schmelzen während des Kristallisationsprozesses, variiert: Verschiedene Minerale kristallisieren bei unterschiedlichen Temperaturen aus. Mafische Kristalle bilden sich meist schon bei höheren Temperaturen, die Restschmelze verändert sich dadurch in ihrer chemischen Zusammensetzung – sie wird zunehmend felsischer. Durch diese magmatische Differenziation können auch aus ursprünglich mafischen Magmen felsische Restmagmen entstehen, aus denen dann beispielsweise silikatreiche Alkalifeldspäte und Quarz auskristallisieren können.

Da die Magmen und Gesteine entsprechend ihrer Entstehung unterschiedliche Anteile an Metallionen enthalten, wirkt sich eine veränderte vulkanische Aktivität auch auf die Zusammensetzung der Oberflächengesteine aus. Insbesondere führt ein erhöhter Vulkanismus an den divergierenden Plattengrenzen zu einer stärkeren Bildung von eisen- und magnesiumreichen Gesteinen. Durch Verwitterung und Erosion wird in der Folge auch die Bioverfügbarkeit dieser Elemente in den Ozeanen erhöht.

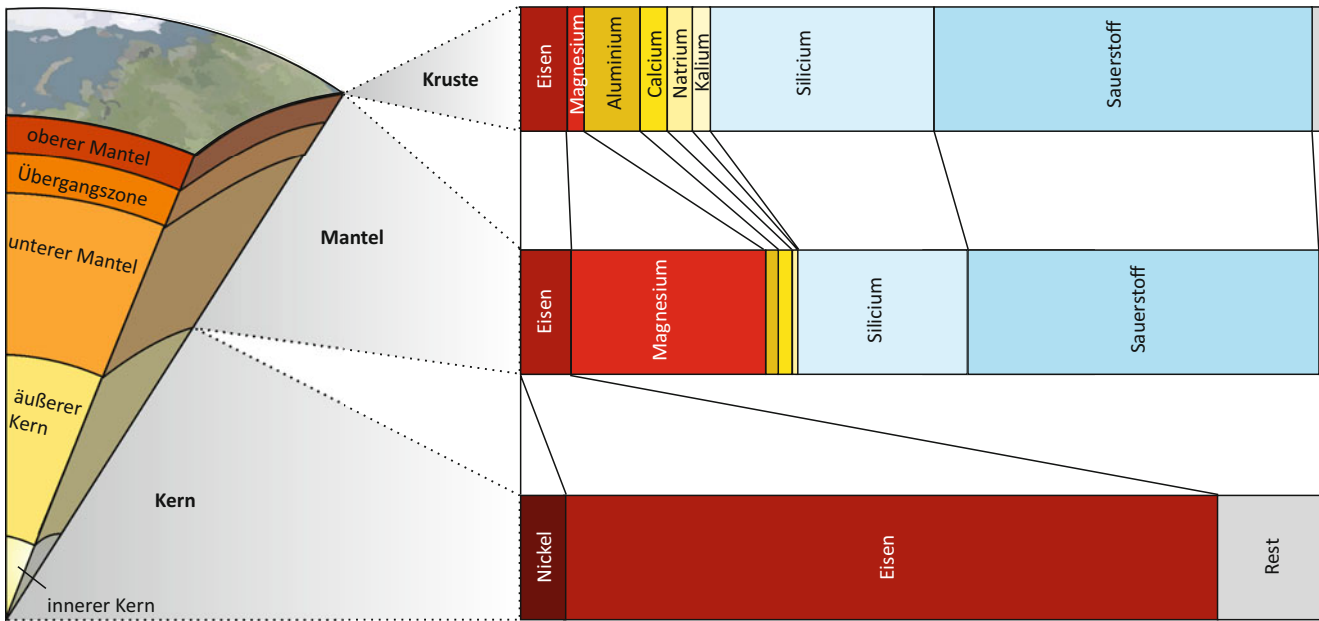
felsisch: Kunstwort aus Feldspat und Silikat. Helle gesteinsbildende kieselsäurereichen Mineralien

mafisch: von Magnesium und Eisen (lat.: *ferrum*). Magnesium- und eisenreiche, dunkle gesteinsbildende Mineralien

Siehe auch: magmatische Gesteine: 2.1.2.1; Subduktion: 2.1.1.2, 2.1.2



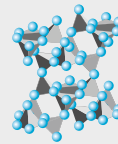
Chemische Zusammensetzung der Kruste, des Mantels und des Erdkerns



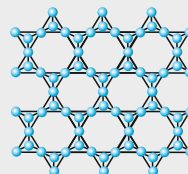
Gesteinsschmelzen der Erdkruste sind silikatreich und enthalten höhere Anteile an leichteren Elementen als der Erdmantel, insbesondere Calcium, Natrium und Kalium. Die daraus entstehenden Gesteine sind dementsprechend meist silikatreich. Gesteine mit einem Silikatgehalt von mehr als 63 % werden als felsisch (Feldspat-Silikat) bezeichnet. Felsische Gesteine sind von Gerüstsilikaten, also dreidimensional verknüpften Silikaten wie Quarz und Feldspat, und Schichtsilikaten, also zweidimensional verknüpften Silikaten wie Glimmer, geprägt. Felsische Gesteine sind oft hell, ihre chemische Zusammensetzung weist auf die Bildung durch Aufschmelzen von Krustenmaterial hin (felsische Magmen können auch aus mafischen Magmen durch differenzielle Auskristallisation mafischer und ultramafischer Kristalle entstehen)

Gesteinsschmelzen des oberen Mantels sind silikatärmer, dafür magnesiumreicher als die Schmelzen der Erdkruste. Die daraus entstehenden Gesteine sind dementsprechend meist sehr silikatarm. Gesteine mit einem Silikatgehalt von weniger als 52 % werden als mafisch (Magnesium-Ferric, also magnesium- und eisenreich), Gesteine mit weniger als 45 % Silikat als ultramafisch bezeichnet. Mafische Gesteine sind von Eisen- und Magnesiumsilikaten geprägt. Häufige Minerale sind Inselsilikate wie Olivin und Kettensilikate wie Pyroxen sowie silikatarmer Feldspäte wie Plagioklas. Mafische Gesteine sind oft dunkel, ihre chemische Zusammensetzung weist auf die Bildung im oberen Mantel hin. Der Erdmantel besteht größtenteils aus Peridotit, einem ultramafischen Gestein mit mindestens 40 % Olivin, daneben kommen Orthopyroxen, Klinopyroxen und – je nach Druck in der Bildungszone – Granat, Spinell oder Plagioklas vor

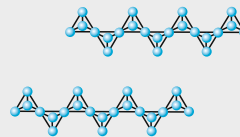
silikatreich



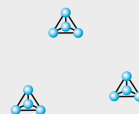
Gerüstsilikate wie Kalifeldspat ($KAlSi_3O_8$) bestehen aus dreidimensional verknüpften Silikattetraedern



Tonminerale und Glimmer, wie Muskovit ($KAl_2(OH)_2AlSi_3O_{10}$), sind Schichtsilikate. Bei Schichtsilikaten sind die Silikattetraeder über die Ecken zu Schichten verknüpft. Die einzelnen Schichten sind untereinander nicht verknüpft



Pyroxen ($(Mg/Fe)_2Si_2O_6$) ist ein Kettensilikat. Bei Kettensilikaten bestehen die Silikate aus linearen Ketten aus Silikattetraedern. Die Kristallform ist oft prismatisch oder nadelig gestreckt



Olivin ($(Mg/Fe)_2SiO_4$) ist ein Inselsilikat. Bei Inselsilikaten bestehen die Silikate aus isolierten Silikattetraedern. Sie sind nicht über Si-O-Si-Bindungen miteinander verbunden

silikatarm



Plattentektonik

Die Plattentektonik ist einerseits von Bedeutung für die Erklärung der Verteilung und den Austausch von Arten zwischen den Kontinenten, zum anderen liegt sie der Gebirgsbildung und dem Carbonat-Silikat-Kreislauf zugrunde und wirkt sich damit klimatisch aus.

Obwohl das Gestein des Erdmantels überwiegend fest ist, kommt es zu einem plastischen Fließen, wie es auch bei Glas, Salz oder Gletschereis stattfindet. Angetrieben wird die Konvektion des Mantels durch die Temperatur- und Dichteunterschiede zwischen oberem und unterem Erdmantel. Diese Konvektion treibt die Bewegung der Erdkruste an. Die verschiedenen Platten werden dabei gegeneinander verschoben. Dort, wo diese auseinanderdriften, bildet sich neue Kruste aus dem aufsteigenden Material des Erdmantels. Werden diese Platten zusammengeschoben, kommt es zur Subduktion oder zur Kollision von Erdkruste und zur Auffaltung von Gebirgen.

So ist der Himalaya das Ergebnis der Kollision der Indischen mit der Eurasischen Platte. Die Alpen entstanden in

Die ältesten Bestandteile der Kruste sind etwa 4,2 Milliarden Jahre alt, die Bildung der meisten Kratone war vor rund 2,5 Milliarden Jahren abgeschlossen. Als Kratone werden die im frühen Präkambrium gebildeten Kerne der Kontinente bezeichnet. Die Kratone sind seit dem mittleren Präkambrium nicht mehr tektonisch überformt worden und bilden die Kerne der heutigen Kontinente. Die Kontinente bestehen in der Regel aus mehreren Kratonen und weiteren, jüngeren, Bestandteilen. Insbesondere an ihren Rändern werden die Kontinente – im Gegensatz zu den Kratonen – gefaltet und umgeschichtet. Durch die Plattentektonik wurden die Kratone – und auch die Kontinente – immer wieder gegeneinander verschoben. Sie lagerten sich mehrfach in der Erdgeschichte zu großen zusammenhängenden Landmassen zusammen, den Superkontinenten.

Im frühen Proterozoikum existierten wahrscheinlich bereits Superkontinente, deren Existenz allerdings nicht gesichert ist (Ur, Kenorland, Columbia). Die Zusammenlagerung zum Superkontinent Kenorland wird mit der huronischen Vereisung, der ältesten gesicherten globalen Vereisung, in Verbindung gebracht. Vor rund 1 Milliarde Jahren bestand der Superkontinent Rodinia, der alle bekannten Landmassen vereinigte. Der verstärkte mafische Vulkanismus des Auseinanderbrechens Rodinias wird mit der Oxygenierung

der Folge des Zusammenpralls der Adriatischen Platte (als vorgelagerte Mikroplatte der Afrikanischen Platte) mit der Eurasischen Platte. Die Rocky Mountains entstanden als Ergebnis der Kollision und Subduktion der Pazifischen Platte unter die Nordamerikanische Platte und die Anden infolge der Subduktion der Nazca-Platte unter die Südamerikanische Platte.

Die aus Mantelmaterial gebildete ozeanische Kruste besitzt eine hohe Dichte, da sie reich an Eisen und Magnesium ist. Die kontinentale Kruste ist dagegen ärmer an Eisen und Magnesium, sie besteht aus leichteren Silikaten und hat eine geringere Dichte. An konvergierenden Plattenrändern wird daher die schwere ozeanische Kruste in der Regel unter die leichtere kontinentale Kruste subduziert. Der Zyklus von Krustenneubildung – vor allem an den ozeanischen Rücken – und Subduktion dauert in etwa 200 Millionen Jahre. Ozeanische Kruste ist daher in der Regel jünger. Nur in wenigen marinen Becken, wie im Mittelmeer, findet sich vereinzelt auch ältere ozeanische Kruste.

der Ozeane, den spätpräkambrischen Vereisungen und der Entfaltung der Diversität der vielzelligen Eukaryoten in Verbindung gebracht.

Die heutigen Nordkontinente waren über lange Zeiträume zum Großkontinent Laurasia vereint, ebenso die heutigen Südkontinente zum Großkontinent Gondwana. Im späten Paläozoikum und frühen Mesozoikum waren Laurasia und Gondwana zum Superkontinent Pangaea vereint, der alle großen Landmassen umfasste.

Die Lage der Kontinente und besonders die Zusammenlagerung zu Superkontinenten wirkt sich auf das Klima und die Entwicklung des Lebens aus. Superkontinente sind durch wenige niederschlagsreiche Küsten und große Trockengebiete im Landesinnern gekennzeichnet. Als Folge dieser Klimaänderung verringert sich die Gesteinsverwitterung und damit die Freisetzung von Nährstoffionen und Carbonaten (und damit von Kohlendioxid), was wiederum auf das Klima wirkt – es kommt zu globalen Abkühlungen. Auch für die Ausbreitung und Evolution des Lebens spielt die Lage der Kontinente eine Rolle: Die Verbindung der Kontinentalmassen erlaubt die Ausbreitung von Organismen, die Trennung einzelner Kontinente beim Auseinanderbrechen eines Superkontinents führt zu Isolation und (oft) adaptiven Radiationen der Organismen.

adaptive Radiation: die Entstehung vieler neuen Arten aus einer einzigen Stammform infolge von Anpassungen an ökologische Bedingungen

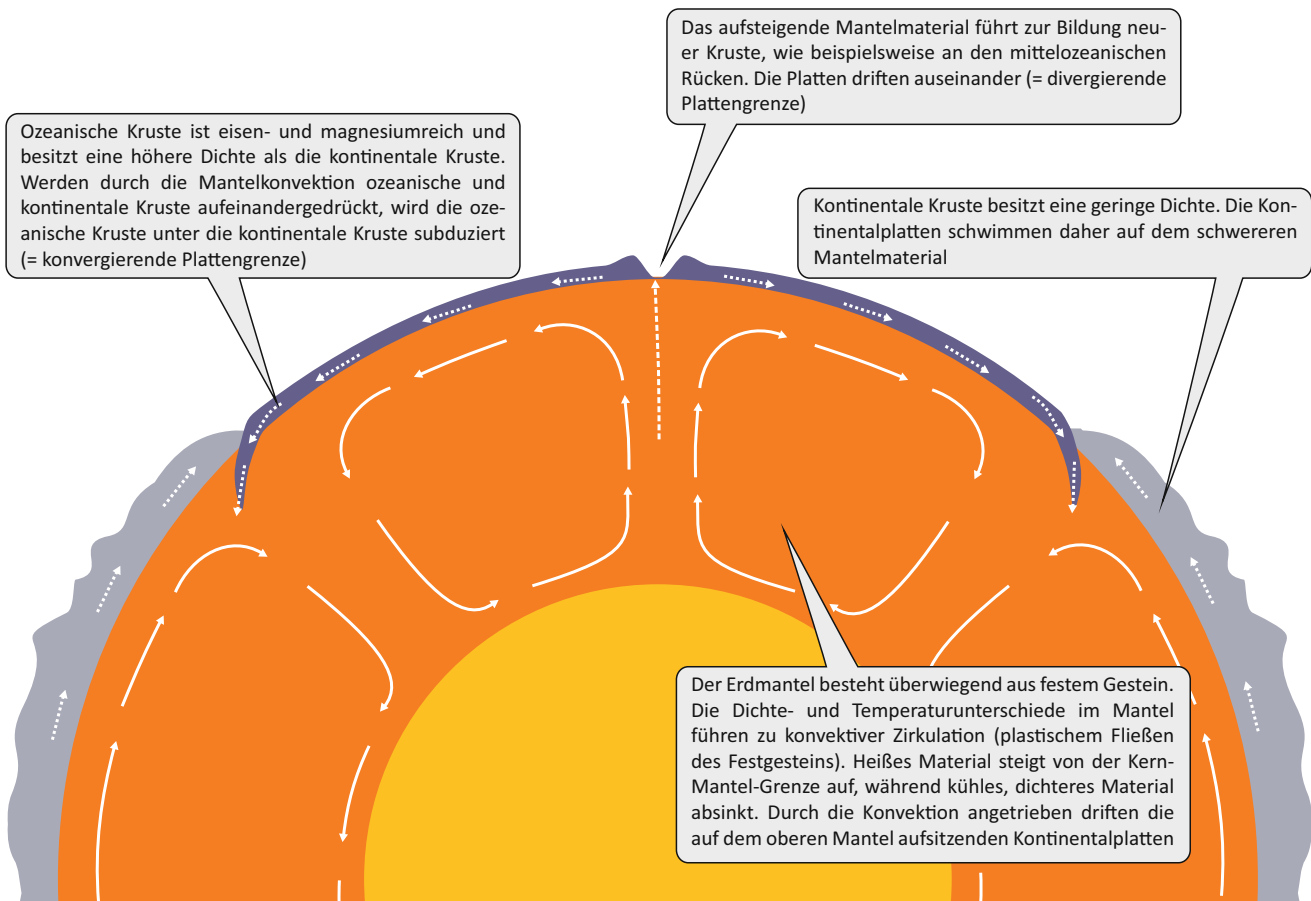
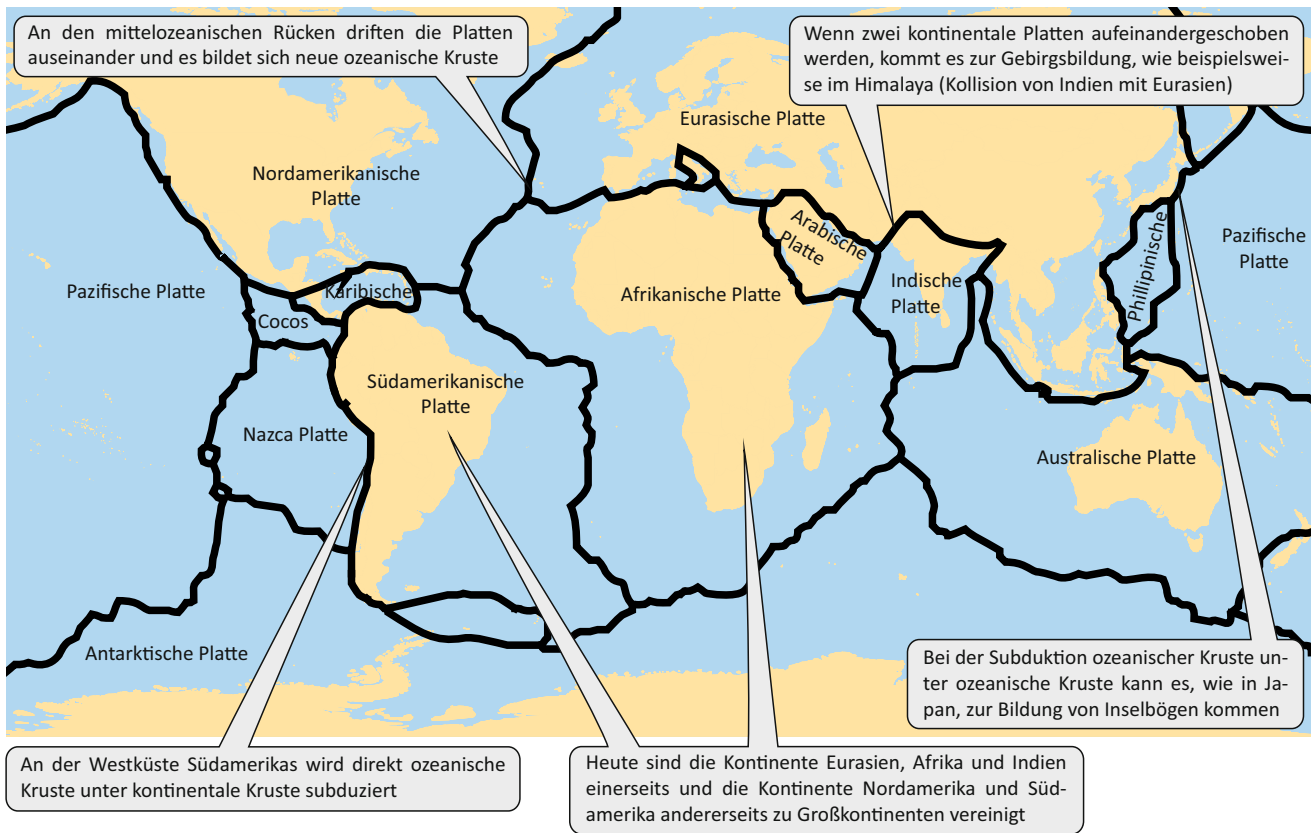
Konvektion: aufgrund von Dichteunterschieden entstehende kreisförmige Bewegung einer fluiden Phase

konvergieren: (lat.: *convergere*= zueinander neigen) sich auf einander zubewegen, zusammentreiben, zusammenlaufen

Oxygenierung: Versorgung mit Sauerstoff, Oxidation mit Sauerstoff als Elektronenakzeptor

Subduktionszone: Plattengrenze zwischen einer abtauchenden Lithosphärenplatte und dem oberen Erdmantel

Siehe auch: Gondwana: 2.3.4.3; huronische Vereisung: 2.2.2.2; Laurasia: 2.3.4.3; Schalenbau der Erde: 2.1.1.1





Gesteinsbildende Prozesse

Die Evolution des Lebens und die gesteinsbildenden Prozesse hängen miteinander zusammen. Biogene Sedimente, insbesondere Kalke, sind von zentraler Bedeutung für den globalen Carbonat-Silikat-Kreislauf. Die vulkanische Förderung von Tiefengesteinen (mit einem höheren Anteil an Calcium und Magnesium) führt zu einem höheren Eintrag dieser Ionen ins Meer und wirkt sich damit auf die Kalkausfällung aus. Durch Diffusionsgleichgewichte senkt dies die atmosphärischen Kohlendioxidkonzentrationen und wirkt damit auf das Klima und auf die Entwicklung des Lebens.

Die verschiedenen gesteinsbildenden Prozesse hängen miteinander zusammen: die Bildung von magmatischen Gesteinen aus Gesteinsschmelzen, die Bildung von Sedimentgesteinen aus verwitterten und erodierten Gesteinsfragmenten, die Bildung von metamorphen Gesteinen unter hohen Temperaturen und Drücken in tieferen Schichten der Erdkruste und die Anatexis, das (teilweise) Wiederaufschmelzen von Gesteinen.

Die durch Wärmegradienten im Mantel angetriebene Konvektion des Mantelgesteins führt zu Bewegungen der

Der zyklische Prozess der Subduktion von Gesteinen, insbesondere der ozeanischen Kruste an den Plattengrenzen, und die Gesteinsneubildung aus (teilweise) aufgeschmolzenem Material wird als Kreislauf der Gesteine zusammengefasst und dauert rund 200 Millionen Jahre – ozeanische Kruste ist daher in der Regel nicht älter als 200 Millionen Jahre. Ausnahmen finden sich in wenigen marinen Teilbecken wie dem Mittelmeer mit bis zu 270 Millionen Jahre alter ozeanischer Kruste. Kontinentale Kruste kann deutlich älter sein, die ältesten an der Erdoberfläche aufgeschlossenen Gesteine sind etwa 4,3 Milliarden Jahre alt.

Für die Entwicklung des Klimas und des Lebens ist der Carbonat-Silikat-Kreislauf bedeutend. Dieser bezeichnet den wechselseitigen Einfluss von Kohlensäure und Carbo-

Erdkruste, der Plattentektonik. Dabei kommt es einerseits zur Subduktion von (in der Regel ozeanischer) Platte und andererseits zur Krustenneubildung, vorwiegend entlang der mittelozeanischen Rücken.

An der Erdoberfläche verwittern Gesteine infolge des Einflusses von Temperaturschwankungen sowie von Wind, Wasser und Eis. Diese verwitterten Gesteinsfragmente erodieren und werden als klastische Sedimente wieder abgelagert. Neben den klastischen Sedimenten spielen chemische Sedimente (z. B. Steinsalz) und biogene Sedimente (z. B. Korallenkalke, Kohle) eine wichtige Rolle. Die Sedimente werden durch zunehmenden Druck und Lösungsprozesse im Porenwasser verfestigt, ein Vorgang, den man als Diagenese bezeichnet. Bei steigenden Temperatur- und Druckbedingungen beginnen sich einige Minerale umzuwandeln, in diesem Fall spricht man von Gesteinsmetamorphose. Kommt es zu noch höheren Temperaturen, werden die Gesteine teilweise (Anatexis) oder ganz (Magmatite) wieder aufgeschmolzen. Diese gelangen durch Hebungsprozesse als Plutonite oder Vulkanite wieder in höhere Schichten.

nat einerseits und Kieselsäure und Silikat andererseits: Atmosphärisches Kohlendioxid löst sich in Wasser. In Wasser gelöstes Kohlendioxid reagiert zu Kohlensäure. Durch Lösungsprozesse verwittert und erodiert die Kohlensäure Silikatgesteine und setzt so Metallionen (unter anderem Calcium und Magnesium) frei. Diese Ionen gelangen schließlich ins Meer und werden (vor allem) durch biogene Carbonatausfällung als Calcit, Aragonit oder Dolomit gebunden und lagern sich am Meeresboden ab. Durch Subduktion gelangen die Carbonate in den Bereich des Erdmantels. Durch den hohen Druck und die hohen Temperaturen bilden sich dort unter Freisetzung von Kohlendioxid wieder Silikate. Durch Vulkanismus gelangt das Kohlendioxid schließlich wieder in die Atmosphäre.

Anatexis: teilweise Gesteinsaufschmelzung in der kontinentalen Kruste bei hochgradiger Regionalmetamorphose

Diagenese: Verfestigung von Sedimenten durch Auflast, Lösung und Umkristallisation bei nicht wesentlich geänderter Temperatur

Erosion: durch Wasser, Wind oder Eis verursachte Auflockerung, Aufnahme und Transport von Materialien

Gestein: Mischung von Mineralien, die in verfestigter Form vorliegen

Gesteinsmetamorphose: Umwandlung von Gesteinen bei hohen Drücken und Temperaturen unter Erhaltung des festen Zustands

Kontaktmetamorphose: Aufheizung durch heißes Magma

Mineral: homogene, natürliche Festkörper; in der Regel anorganisch und kristallisiert

Versenkungsmetamorphose: Metamorphose aufgrund der Versenkung eines Gesteins in größere Tiefen

Siehe auch: magmatische Gesteine: 2.1.2.1; Sedimentgesteine: 2.1.2.2; chemische Evolution, Entstehung des Lebens: 2.2.1.1; Subduktion: 2.1.1.2