

# Grundlagen der Geologie

Bearbeitet von  
Heinrich Bahlburg, Christoph Breitzkreuz

1. Auflage 2012. Buch. xiii, 427 S. Hardcover  
ISBN 978 3 8274 2820 2  
Format (B x L): 16,8 x 24 cm  
Gewicht: 905 g

[Weitere Fachgebiete > Geologie, Geographie, Klima, Umwelt > Geologie > Geologie:  
Allgemeines](#)

Zu [Inhaltsverzeichnis](#)

schnell und portofrei erhältlich bei

**beck-shop.de**  
DIE FACHBUCHHANDLUNG

Die Online-Fachbuchhandlung [beck-shop.de](http://beck-shop.de) ist spezialisiert auf Fachbücher, insbesondere Recht, Steuern und Wirtschaft. Im Sortiment finden Sie alle Medien (Bücher, Zeitschriften, CDs, eBooks, etc.) aller Verlage. Ergänzt wird das Programm durch Services wie Neuerscheinungsdienst oder Zusammenstellungen von Büchern zu Sonderpreisen. Der Shop führt mehr als 8 Millionen Produkte.

# 2 Kontrollfaktoren der exogenen Dynamik

Die exogene Dynamik fasst diejenigen Vorgänge zusammen, die die Erdoberfläche durch die Einwirkung von Luft, Wasser, Eis, Temperatur, Schwerkraft sowie der Lebewelt verändern. Ein an der Oberfläche anstehendes Gestein unterliegt hauptsächlich den Einflüssen von Klima und Wetter, es verwittert. Dies führt zur Auflösung des Gesteinsmaterials in feste und wasserlösliche Komponenten. Im Zuge des großflächigen Abtrags, der **Denudation**, und der **Erosion** (s. u.) werden diese durch fließendes Wasser, Gletscherströme oder durch Wind vom Verwitterungsort wegbewegt. Beim Transport werden die Körner gerundet und weiter zerkleinert. Schließlich gelangt ein großer Teil der bewegten festen und gelösten Fracht in die Meere, wo sie von den Meeresströmungen umgelagert und schließlich abgelagert werden. Der mengenmäßig wichtigste Faktor bei diesen Umlagerungsprozessen ist das fließende Wasser, das auf dem Festland als Oberflächenwasser oder im Untergrund als Grundwasser fließt. Die exogenen Kräfte sind bestrebt, eine bestehende Morphologie, wie sie bei einem Gebirge gegeben ist, zu nivellieren. Meistens arbeiten die endogenen Kräfte den exogenen entgegen, indem sie ständig neue morphologische Elemente hervorbringen, sei es durch andauernde Gebirgsbildung oder durch Vulkanismus.

## 2.1 Atmosphärische Zirkulation

Was aber bildet den Motor der exogenen Dynamik? Wir alle bemerken die wärmende Tätigkeit der Sonne spätestens dann, wenn sie uns an einem eisigen Wintertag beim Schlittschuhlaufen ein wenig wärmt oder wenn sie uns im Som-

mer am Strand röstet. Auch wissen wir, dass es an den Polen im Durchschnitt sehr viel kälter ist als in den tropischen Äquatorialbereichen. Es ist offensichtlich, dass die Erde durch die empfangene Sonnenenergie in unterschiedlichem Maße erwärmt wird und auf den beiden Halbkugeln der Erde ein Temperaturgradient besteht, da die niedrigen, äquatornahen Breiten mehr Wärme empfangen als die Polregionen (Abb. 2.2a).

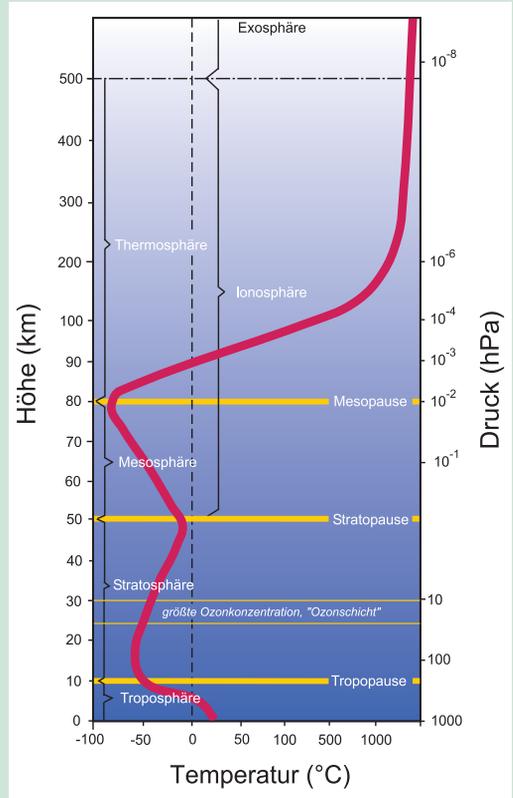
Für das Verständnis dieses Wärmegradienten müssen wir zunächst die **Solarkonstante** betrachten. Sie bezeichnet die Menge an Energie, welche die elektromagnetische Sonnenstrahlung auf einen „extraterrestrischen Quadratmeter Erde“ überträgt, also einen Quadratmeter außerhalb der Atmosphäre. Die Solarkonstante  $F_s$  beträgt im genormten Mittel  $1390 \text{ W m}^{-2}$ . Die **Insolation** beschreibt hingegen den Teil der solaren Strahlung, der tatsächlich die Erdoberfläche erreicht und dort absorbiert wird. Die Reflexion der elektromagnetischen Sonnenstrahlung an Flächen wiederum bezeichnet man als **Albedo**. Diese beschreibt das Verhältnis von einfallender zu reflektierter Strahlung. Aus der durchschnittlichen Rückstrahlung der Erde von ca. 33 % folgt jedoch nicht zwangsläufig, dass die verbleibenden 67 % des solaren Fluxes die Erdoberfläche erreichen und dort absorbiert werden. Vielmehr kommt es bereits in der Atmosphäre (Kasten 2.1) zu vielfältigen Wechselwirkungen, z. B. mit Wolken, Aerosolen und Stäuben. Auch wird ein Teil der Energie in der Atmosphäre absorbiert und erreicht nie die Oberfläche. Insgesamt gelangen nur ca. 70 % der 67 % des solaren Fluxes, der vom System Erdoberfläche-Atmosphäre insgesamt absorbiert wird, bis zur Erdoberfläche.

Die absorbierte Energie erwärmt Kontinente und Meere in Abhängigkeit von der geographischen Breite. Da die Sonnenstrahlung am Äquator nahezu im rechten Winkel auf die Erdober-

## Kasten 2.1 Atmosphäre

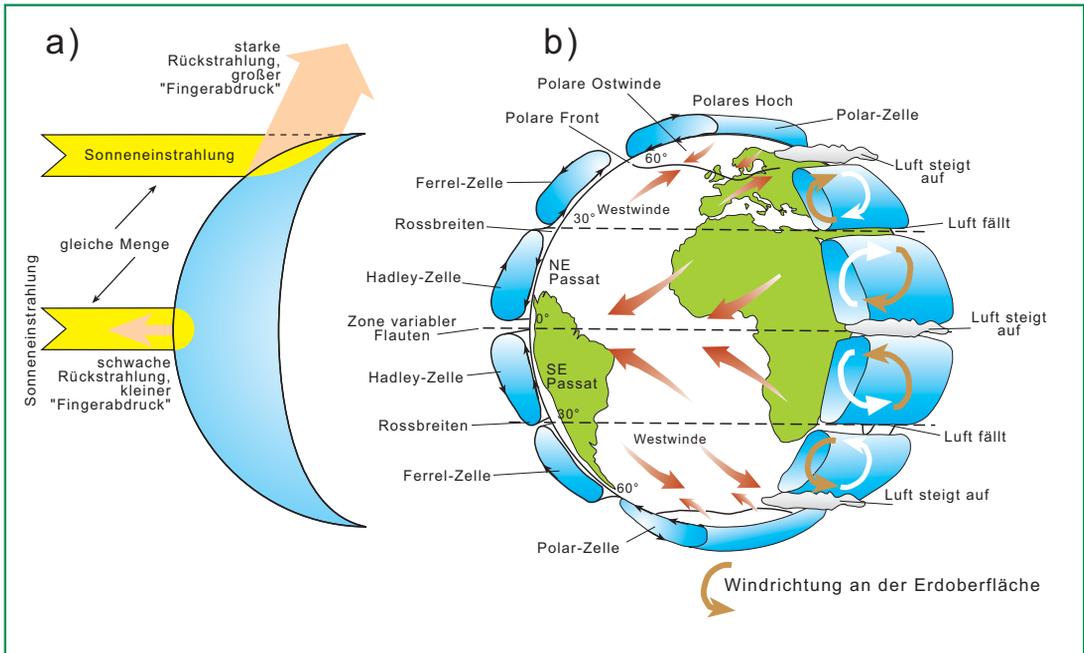
Die Atmosphäre enthält 78 % Stickstoff, 21 % Sauerstoff, 0,9 % Argon, 0,03 % Kohlendioxid sowie geringe Anteile an Edelgasen. Sie gliedert sich in die vier unterschiedlichen Schichten der Troposphäre, Stratosphäre, Mesosphäre und Thermosphäre (Abb. 2.1). Der Druck nimmt in der Atmosphäre mit der Höhe exponentiell ab. Die untere Schicht der Atmosphäre, die **Troposphäre**, enthält – bei einer Mächtigkeit von 8 km an den Polen sowie 12 km in den gemäßigten Breiten und am Äquator – etwa 80 % der gesamten Masse der Atmosphäre und nahezu den gesamten Wasserdampf. In ihr spielt sich das Wettergeschehen ab. Innerhalb der Troposphäre fällt die Temperatur um durchschnittlich  $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}$  pro 100 m Höhenzunahme. Nahe ihrer Obergrenze, am Übergang zur **Tropopause**, erreicht sie  $-57\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Hier wehen in engen Kanälen die zirkumpolaren **Strahlströme** (Jetstreams), die sich zwischen den beständigen Hochdruckgebieten über den Polen, an denen kalte Luft absinkt, und den Gebieten niedrigen Luftdrucks über den Tropen, an denen erwärmte Luft aufsteigt, in etwa parallel zu den Breitengraden bewegen. Die Rückenwindwirkung der beständigen Strahlströme, die Geschwindigkeiten von bis zu 300 km/h erreichen, macht sich die Luftfahrt auf Langstreckenflügen bei geeigneten Routen zu Nutze.

Oberhalb der Tropopause folgt die **Stratosphäre**, in der die Temperaturen wieder ansteigen. Sie reicht bis zur **Stratopause**, die in einer Höhe von 50 km liegt. In der unteren Stratosphäre steigt die Temperatur nur langsam an, in der oberen hat sie einen steileren Gradienten und erreicht etwa  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  an der Stratopause. In etwa 25–30 km Höhe befindet sich in der **Ozonschicht** die maximale Ozonkonzentration. Die Ozonschicht absorbiert einen signifikanten Anteil der eintreffenden UV-Strahlung. Jenseits der Stratopause folgt die **Mesosphäre**, die von einem kontinuierlichen Temperaturabfall bis auf ca.  $-90\text{ }^{\circ}\text{C}$  gekennzeichnet ist. Dieses Temperaturminimum bildet die **Mesopause** in einer Höhe von 80 km. In der Mesosphäre setzt die Ionisierung der Luft durch die Ultraviolettstrahlung der Sonne ein, daher wird sie mit der überlagernden **Thermosphäre** in der **Ionosphäre** zusammengefasst. Über der Mesopause



**Abb. 2.1** Die Atmosphäre der Erde ist etwa 500 km mächtig. Der Temperaturverlauf in ihr ist durch die rote Linie angezeigt. Das uns direkt betreffende Wetter konzentriert sich in der Troposphäre.

steigt die Temperatur in der Thermosphäre zunächst sehr steil, dann verlangsamt auf über  $1000\text{ }^{\circ}\text{C}$  an. Die hohen Temperaturen kommen zu Stande, da die Thermosphäre die von der Sonne stammende Kurzwellenstrahlung nicht als langwellige Strahlung wieder aussenden kann. Allerdings ist die Dichte der Atmosphäre in diesen Höhen so niedrig und die Häufigkeit der Moleküle so gering, dass eine Wärmeleitung nicht mehr stattfindet. Die der Sonne zugewandte Seite eines sich hypothetisch in diesen Höhen aufhaltenden Körpers würde daher extrem aufgeheizt, während an der abgewandten Seite tiefe Frosttemperaturen herrschen würden. Über der Thermosphäre folgt die **Exosphäre** und mit ihr der Übergang ins All.



**Abb. 2.2** Schema der Sonneneinstrahlung auf die Erdoberfläche sowie der Zirkulationssysteme in der Troposphäre. a) Bei gleicher Menge der auf die Erdoberfläche treffenden Sonneneinstrahlung verteilt sie sich in hohen Breiten über eine größere Fläche als in niedrigen. Entsprechend größer ist die Albedo an den Polen und bedingt somit die geringere Erwärmung. b) Die großen atmosphärischen Zirkulationssysteme. Die Rossbreiten liegen unter den absteigenden Ästen der Hadley- und Ferrel-Zellen, die relativ kalte Luft herabführen. Das Meer ist hier oft aufgewühlt. Die häufigen Schaumkämme der stürmischen Wellen erinnerten die Seefahrer an die Mähnen galloppierender Pferde, daher der Name. Am Äquator liegt die Zone der variablen Flauten auf den Meeren unterhalb der Aufstiegszone erwärmter Luft und zwischen den beiden Hadley-Zellen. Die häufigen und langanhaltenden Flauten waren bei den Seeleuten der großen Segelschiffe gefürchtet.

fläche trifft, verteilt sich eine gegebene Wärmemenge über eine relativ kleine Fläche auf der Erde und führt zu einer stärkeren Erwärmung (Abb. 2.2a). Das Sonnenlicht erzeugt gleichsam einen kleinen aber warmen „Fingerabdruck“. In hohen Breiten trifft diese Wärmemenge hingegen in einem deutlich flacheren Winkel auf die Erdoberfläche. Der „Fingerabdruck“ ist daher gegenüber den äquatorialen Regionen entsprechend größer und kälter, da die einkommende Energie über eine größere Fläche verteilt wird. Insgesamt ist also die Insolation am Äquator erheblich größer als in den Polregionen.

Zudem spielt es eine Rolle, von welcher Beschaffenheit die Erdoberfläche in den verschiedenen geographischen Breiten ist. Wüsten haben eine Albedo von 20-30 %, d. h. 20-30 % der einkommenden Sonnenstrahlung werden reflek-

tiert. Bei Waldgebieten liegt dieser Wert nur bei 5–10 %, bei frischem Schnee hingegen zwischen 80 und 85 %. Die hohe Albedo der vereisten Polregionen der heutigen Erde übt also eine zusätzliche kühlende Wirkung aus. Die Albedo von Wasserflächen hängt wiederum stark vom Sonnenstand ab; steht die Sonne im Zenit liegt der Wert etwa bei 5 %, steht sie hingegen am Horizont, so kann er 80 % erreichen.

Die Sonneneinstrahlung erwärmt also die Festlandsflächen und das Oberflächenwasser der Meere in unterschiedlichem Maße. Im Zuge der Evaporation tragen vor allem die Meere zur Bildung von Wolken bei, deren Albedo etwa bei 75 % liegt. Das in diesen als Wasserdampf enthaltene Wasser fällt schließlich als Niederschlag in Form von Regen oder Schnee auf die Erdoberfläche zurück. Die Wärmeabgabe der

2

Meere und vor allem der Kontinente an die sie überlagernde Luftschichten beeinflusst die Zirkulation der Luftmassen in der Atmosphäre (Abb. 2.1), die wir nahe der Erdoberfläche als Wind spüren (Abb. 2.2b), wesentlich.

Zwei Faktoren sind es vor allem, die das atmosphärische Zirkulationsmuster in der Troposphäre erzeugen (Abb. 2.2b). Die Luftmassen werden in Abhängigkeit von der geographischen Breite unterschiedlich stark erwärmt. Damit unterscheiden sie sich in Volumen und Dichte und setzen sich entsprechend dieser Kontraste in Bewegung. Sind sie einmal in Bewegung, so wird diese durch den **Coriolis-Effekt** als Folge der Erdrotation abgelenkt, d. h. von der Strömungsrichtung nach rechts auf der Nordhalbkugel und nach links auf der Südhalbkugel. Letztlich aus der Wechselwirkung der Wärmeeinstrahlung von der Sonne mit der Erdrotation ergibt sich ein komplexes Muster von Zirkulationswalzen, Zellen genannt, die sich jeweils über etwa 30 Breitengrade erstrecken.

Die **Hadley-Zellen** transportieren erwärmte Luft vom Äquator polwärts. Bei etwa 30 ° führt ihre Abkühlung zum Absinken bei abnehmender Sättigung an Wasserdampf. Ein Teil dieser Luftmassen strömt an der Unterseite der Hadley-Zelle gegen den Äquator zurück und erzeugt so die richtungskonstanten **Passat-Winde** (Abb. 2.2b). Den NE Passat der Nordhalbkugel machte sich die europäische Segelschiffahrt auf den Wegen in die Karibik zu nutze. Ein anderer Teil der Luftmassen wird in den mittleren Breiten von den **Ferrel-Zellen** übernommen und strömt an ihrer Basis polwärts. Bei ca. 60 ° treffen diese Luftmassen auf diejenigen der **Polar-Zellen**. Luft über den Polen kühlt ab und strömt äquatorwärts. Bei Querung des 60. Breitengrades ist sie ausreichend erwärmt um aufzusteigen. Diese Luftmassen sind aber immer noch dichter als diejenigen der Ferrel-Zellen, beide mischen sich daher nicht leicht. Dies führt zu sehr wechselhafter Witterung in den entsprechenden Breiten. Nach dem Aufstieg strömt der größte Teil der polaren Luftmassen erwärmt zu den Polen zurück, während die Luft an der Oberseite der Ferrel-Zellen gegen den Äquator fließt. Insgesamt bilden diese Zellen jedoch nicht in sich geschlossene Systeme. Der zwischen ihnen stattfindende Luftaustausch reicht aus, um gemeinsam mit den von den Zir-

kulationssystemen erzeugten oberflächlichen Meeresströmungen recht effektiv Wärme vom Äquator gegen die Pole zu transportieren.

Für die klimatischen Verhältnisse auf der Erde ist demnach nicht alleine die Sonne verantwortlich. Einen wichtigen Faktor stellen die Ozeane dar, die immerhin den größeren Teil der Erde bedecken. Sie dienen zum einen als riesiges Wärmereservoir. Sie geben Wärme an die kalte Atmosphäre ab oder nehmen sie von einer warmen auf. Ihre eigene Temperatur bleibt dabei im Durchschnitt relativ konstant. Die oben skizzierten großräumigen Windsysteme treiben aber zum anderen die Oberflächenschichten des Meerwassers an, indem sie einen Teil ihrer Bewegungsenergie durch Reibung auf die Oberfläche der Meere übertragen. Auf diese Weise entstehen die Wellen und Oberflächenströmungen der Ozeane. Sie transportieren, z. B. im Golfstrom, einen großen Teil der Wärme von den Äquatorregionen zu den hohen Breiten. Im Nordatlantik sinken die auf ihrem Wege nach N abgekühlten und damit dichter gewordenen Wassermassen ab und gehen in die ozeanischen Tiefenströmungen über. Die atmosphärischen und ozeanischen Strömungsmuster waren im Verlauf der Erdgeschichte ihrerseits wiederum stark beeinflusst von der sehr variablen geographischen Verteilung der Kontinente auf der Erde. Schließlich dürfen wir nicht vergessen, dass die Erde als Himmelskörper bestimmten kosmischen Einflüssen unterworfen ist. Als Beispiel sei der die Erde umkreisende Mond genannt, der neben der Sonne durch seine Anziehungskraft die Gezeiten der Meere hervorruft.

Die genannten klimatischen und ozeanographischen Faktoren wiederum steuern die Entwicklung der Biosphäre, d. h. die Ausbildung der pflanzlichen und tierischen Lebewelt, die den unterschiedlichen Klimazonen der Erde sowie den Bedingungen in den Ozeanen angepasst ist. Ändern sich beispielsweise die lokalen oder regionalen Klimabedingungen an einem bestimmten Ort auf einem Kontinent deutlich, so muss sich die an die vergangenen Klimabedingungen gewöhnte Lebewelt an die neuen Verhältnisse im Zuge ihrer Evolution anpassen, auswandern oder vergehen. Diese Änderungen haben aber wiederum Rückwirkungen auf die exogenen Prozesse. Die klimatisch bedingte Abnahme der

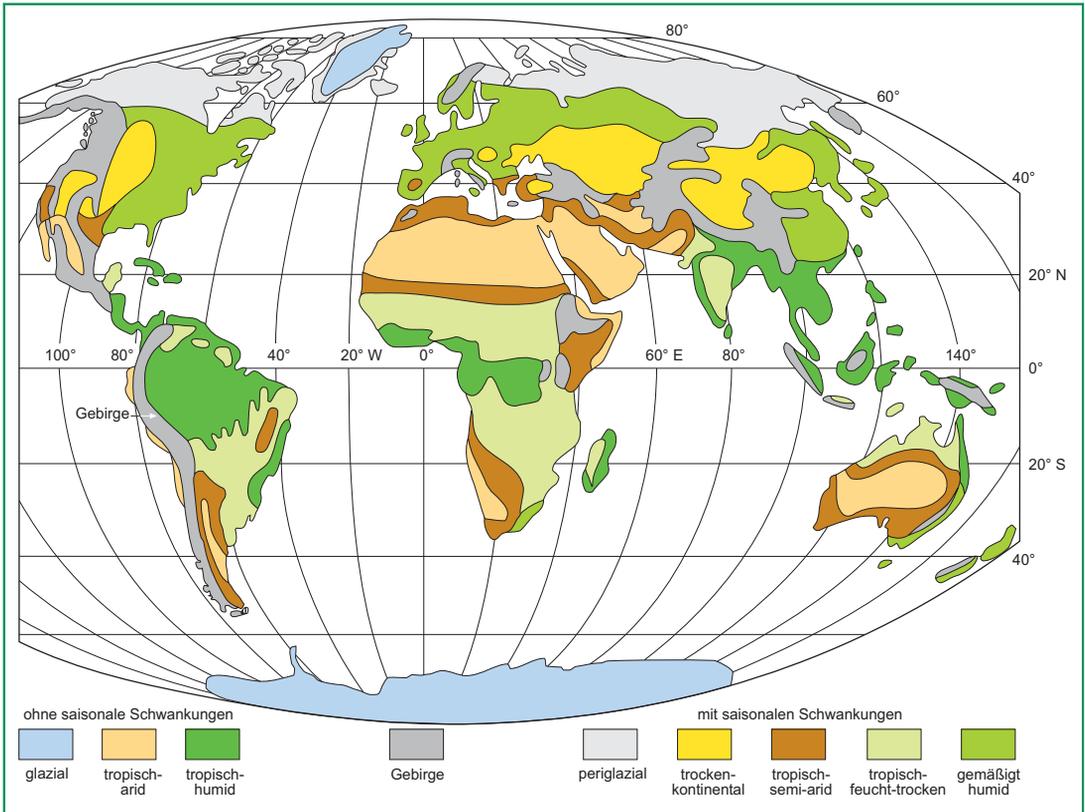


Abb. 2.3 Karte der Klimazonen auf den Kontinenten (nach TRICART & CAILLEUX, 1972; SUMMERFIELD, 1991).

Dichte einer Vegetationsdecke wird in erhöhte Raten von Erosion und Denudation münden. Es ist erkennbar, dass die exogenen Prozesse ein dynamisches System bilden, dessen einzelne Faktoren in wechselnden Beziehungen miteinander verbunden sind.

## 2.2 Klima und Klimazonen

Das Klima ist der ausschlaggebende Steuerungsfaktor der exogenen Prozesse auf der Erde. Es kennzeichnet die durchschnittlichen Wetterverhältnisse eines Ortes oder einer Region im Verlauf vieler Jahre. Wie wir bereits gesehen haben, sind das Klima und seine Verteilung auf der Erde von der Intensität der Sonneneinstrahlung geprägt, die vom Äquator zu den Polen abnimmt. Daher ist die Erde in eine Folge etwa West-Ost

angeordneter Klimazonen gegliedert, deren Ausbildung vor allem auf den Kontinenten gut zu beobachten ist (Abb. 2.3). Über den Meeren verlaufen die Grenzen der Klimazonen parallel zu den Breitengraden. Auf dem Festland hingegen verändern regionale geographische Elemente wie z. B. Lage, Orientierung und Höhe von Gebirgen diese einfache Gliederung zu einem komplexeren Muster.

Die Temperaturverteilung an jedem Ort der Erde entscheidet u. a. darüber, ob Niederschläge als Schnee oder Regen fallen und ist somit ein wesentliches Einteilungskriterium (Tab. 2.1). Neben der Temperatur sind Art und Menge der Niederschläge im Verhältnis zur ortstypischen Verdunstungsrate entscheidende Einflussgrößen für die biologische, geologische und geomorphologische Gestaltung der Klimazonen. Die jährliche Niederschlagsmenge verringert sich auf beiden Erdhalbkugeln zwischen dem 20. und 40. Breitengrad relativ stark. Südlich und nördlich

**Tab. 2.1** Übersicht über wesentliche Eigenschaften der Klimazonen, die angegebenen Werte sind Durchschnittswerte (verändert nach CORLEY et al., 1984, sowie SUMMERFIELD, 1991)

|  | Glazial  | Periglazial  | Trocken-kontinental                          | Tropisch-arid            | Tropisch-semi-arid | Tropisch-feucht-trocken            | Gemäßigt-humid  | Tropisch-humid        |
|--|----------|--------------|--|--------------------------|--------------------|------------------------------------|-----------------|-----------------------|
| <b>Wetter und Klima</b>                    |          |              |  |                          |                    |                                    |                 |                       |
| Temperatur (°C)                            | -15 – 10 | -10 – 2      | 2 – 12                                       | 5 – 30                   | 8 – 30             | 12 – 30                            | 18 – 30         | 20 – 30               |
| Niederschlag (mm a <sup>-1</sup> )         | 0 – 1000 | 0 – 1250     | 0 – 800                                      | 0 – 300                  | 300 – 1000         | 1000 – 1800                        | 800 – 1700      | 1800 – 2750           |
| Anzahl feuchter Monate (>50 mm)            | –        | 0 – 7        | 0 – 5  | <2                       | 2 – 5              | 5 – 11                             | 4 – 10          | ≤11                   |
| T °C des wärmsten Monats                   | <0       | 0 – 10       | 10 – 12                                      | >22                      | >22                | >24                                | >26             | >22                   |
| <b>Verwitterung</b>                        |          |              |  |                          |                    |                                    |                 |                       |
| <b>Physikalisch</b>                        |          |              |  |                          |                    |                                    |                 |                       |
| Frost                                      | Hoch     | Hoch         | Jahreszeitlich schwankend<br>Niedrig – mäßig | Niedrig                  | Niedrig            | Keine                              | Niedrig – hoch  | Keine                 |
| Mechanisch                                 | Mäßig    | Hoch         | Niedrig – mäßig                              | Hoch                     | Niedrig – mäßig    | Niedrig – mäßig                    | Niedrig – mäßig | Niedrig               |
| Chemisch                                   | Niedrig  | Niedrig      | Niedrig – mäßig                              | Niedrig                  | Niedrig – mäßig    | Hoch                               | Mäßig           | Hoch                  |
| <b>Erosion</b>                             |          |              |  |                          |                    |                                    |                 |                       |
| Häufigkeit von Hangrutschten               | Niedrig  | Hoch         | Mäßig  | Niedrig                  | Mäßig              | Mäßig – hoch                       | Mäßig – hoch    | Hoch, sehr episodisch |
| Wirkung oberflächlich abfließenden Wassers | Niedrig  | Mäßig        | Mäßig – hoch, episodisch                     | Niedrig, sehr episodisch | Hoch, episodisch   | Mäßig – hoch, episodisch, saisonal | Mäßig           | Mäßig – niedrig       |
| Glaziale Erosion                           | Hoch     | Niedrig      | Keine  | Keine                    | Keine              | Keine                              | Nur in Gebirgen | Keine                 |
| Windwirkung                                | Hoch     | Mäßig – hoch | Mäßig  | Hoch                     | Mäßig – hoch       | Mäßig – niedrig                    | Niedrig         | Keine                 |

vom 30. Breitengrad wird in beiden Hemisphären kalte Luft aus größeren Höhen entlang der absteigenden Äste der Hadley- und Ferrel-Zellen herabgeführt (Abb. 2.2b). Dabei wird sie erwärmt und kann zunehmende Mengen an Wasserdampf aufnehmen und halten. Die Verdunstung nimmt von den wärmeren zu den kühleren Breiten relativ regelmäßig ab. Die genannten Einflussgrößen bestimmen somit den Charakter der Vegetation, Art und Umfang der Verwitterung der auf dem Festland zutagetretenden Gesteine sowie die morphologische Gestaltung der Erdoberfläche über den lokalen und regionalen Abtrag (Tab. 2.1, Kap. 3 und 5).

Die Klimazonen können nach Vorhandensein und Abwesenheit jahreszeitlicher Schwankungen in zwei Gruppen eingeteilt werden. Zu den nicht jahreszeitlich schwankenden Klimata gehören die glaziale Zone der Pole sowie die tropisch-ariden und tropisch-humiden Bereiche. Jahreszeitliche Schwankungen prägen die periglaziale, trocken-kontinentale, tropisch-semi-aride, tropisch-feucht-trockene und die gemäßigt-humide Klimazone (Tab. 2.1).

**Klimazonen ohne saisonale Schwankungen.** In der **glazialen Klimazone** der Polarregionen fallen die geringen Niederschläge als Schnee und akkumulieren zum Eis der Gletscher. Es herrscht Dauerfrost, nur etwa 90 Tage im Jahr sind frostfrei. Die physikalische Verwitterung (Abschn. 3.1) ist geprägt durch Frostsprengung. Chemische Verwitterungsaktivität ist, ebenso wie die abtragende Wirkung des nur geringfügig vorhandenen Schmelzwassers, niedrig. Aufgrund der niedrigen Niederschlagsraten ist auch das glaziale Klimareich arid und kann als Kältewüste bezeichnet werden. Abkühlung der Luft über den Eismassen erzeugt vehemente Fallwinde (Katabatische F.), die bedeutende Mengen Lockermaterial äolisch verfrachten können. Das glaziale Klima der Hochgebirgsregionen verzeichnet demgegenüber etwas betontere jahreszeitliche Schwankungen, eine deutlich längere frostfreie Sommerperiode und damit eine etwas stärkere chemische Verwitterung sowie einen stärkeren Abtrag durch die abfließenden Schmelzwässer.

Die **tropisch-aride Klimazone** ist gekennzeichnet durch geringe und sehr unregelmäßige Niederschläge, die als episodische, heftige Güsse

fallen. Dies unterbindet eine ständige Wasserführung der Flüsse. Die durchschnittliche Jahresniederschlagsmenge bleibt unter 300 mm, es kann aber an einem Tag die Niederschlagsmenge mehrerer Jahre fallen. Die **potentielle Verdunstung** erreicht im Vergleich zu den niedrigen Niederschlagsmengen sehr hohe Werte von 2000 – 4000 mm pro Jahr. Die mittleren Temperaturen reichen von ca. 5 °C im Winter bis zu 30 °C im Sommer. Die Temperaturunterschiede im Tagesverlauf sind meist sehr ausgeprägt. Der Mangel an Wasser unterbindet die chemische Verwitterung, mechanische Verwitterung wird hauptsächlich durch die Temperaturverwitterung ausgeübt (Abschn. 3.2).

Die **tropisch-humide Klimazone** ist von Regenwald bedeckt und empfängt zwischen 1800 und 2750 mm Niederschlag pro Jahr. Die Niederschläge variieren zwischen sog. Trocken- und Regenzeiten, mit dem Maximum in der Regenzeit. Hohe Niederschlagsraten und hohe Durchschnittstemperaturen zwischen 20 °C und 30 °C bedingen eine intensive und tiefgründige chemische und biochemische Verwitterung, physikalische Verwitterung spielt kaum eine Rolle. Wirkt die chemische und biochemische Verwitterung lange genug, kann sie 100 m und mehr in die Tiefe vordringen.

**Klimazonen mit saisonalen Schwankungen.** In der **periglazialen Klimazone** wechseln sich bei Durchschnittstemperaturen zwischen –10 und 2 °C winterliche Dauerfrostphasen mit sommerlichen Auftauperioden ab. Dies erlaubt hohe Raten der Frost- und mechanischen Verwitterung. Die Schmelzwasserproduktion hat ein deutliches Maximum im Frühjahr. Abtrag durch Wasser und Wind sind erheblich, aber jahreszeitlich stark schwankend. Tundra ist der beherrschende Vegetationstyp.

Die Gebiete in der **trocken-kontinentalen Klimazone** sind zumeist mit Steppenvegetation bedeckt. Durchschnittstemperaturen schwanken i. d. R. zwischen 2 und 12 °C, können im Winter aber ausnahmsweise auf –10 °C fallen. Niederschläge fallen episodisch und führen häufig zu Überflutung. Chemische und physikalische Verwitterung haben nur geringen bis mäßigen Einfluss. Die **tropisch-semiaride Klimazone** hat ähnliche Merkmale, jedoch fehlen die niedrigen Temperaturen.

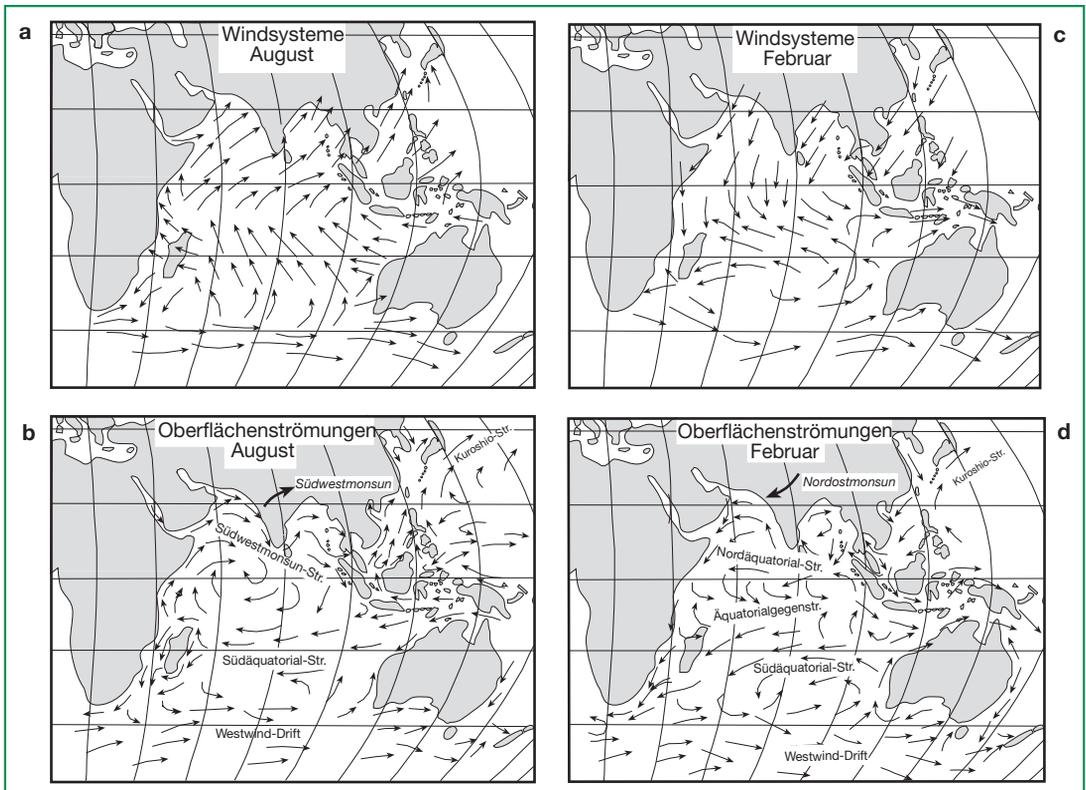
2

Die **tropisch-feucht-trockene Klimazone**, auch feuchte Savanne genannt, ist recht heterogen zusammengesetzt. Sie umfasst einerseits stark saisonale Wechsel zwischen Regenzeit und Trockenzeit, andererseits lange Regenzeiten, die nur durch kurze Trockenperioden unterbrochen werden. Die Niederschlagsraten können mit bis zu 1800 mm pro Jahr recht hoch sein und führen zu erhöhten Abtragsraten. Chemische Verwitterung überwiegt und dringt tief in den Untergrund ein.

Die **gemäßigt-humide Klimazone** nimmt die mittleren Breiten ein. Bei Durchschnittstemperaturen zwischen 18 und 30 °C und Niederschlags-

raten zwischen 800 und 1700 mm pro Jahr entstehen aus der kombinierten Wirkung von mechanischer und chemischer Verwitterung gut entwickelte und zumeist fruchtbare Böden (Abschn. 3.3). Insgesamt sind sowohl die klimatischen Einflussgrößen als auch die aus ihnen abgeleiteten modifizierenden Faktoren von nur mäßiger Wirkung.

Die auf dem Land gut erkennbaren klimatischen Unterschiede sind im Bereich der Meere weniger offensichtlich. Sie äußern sich bei den Wassermassen der offenen Ozeane vor allem und direkt ablesbar in der Temperatur sowie in der Strömungsrichtung der windgetriebenen

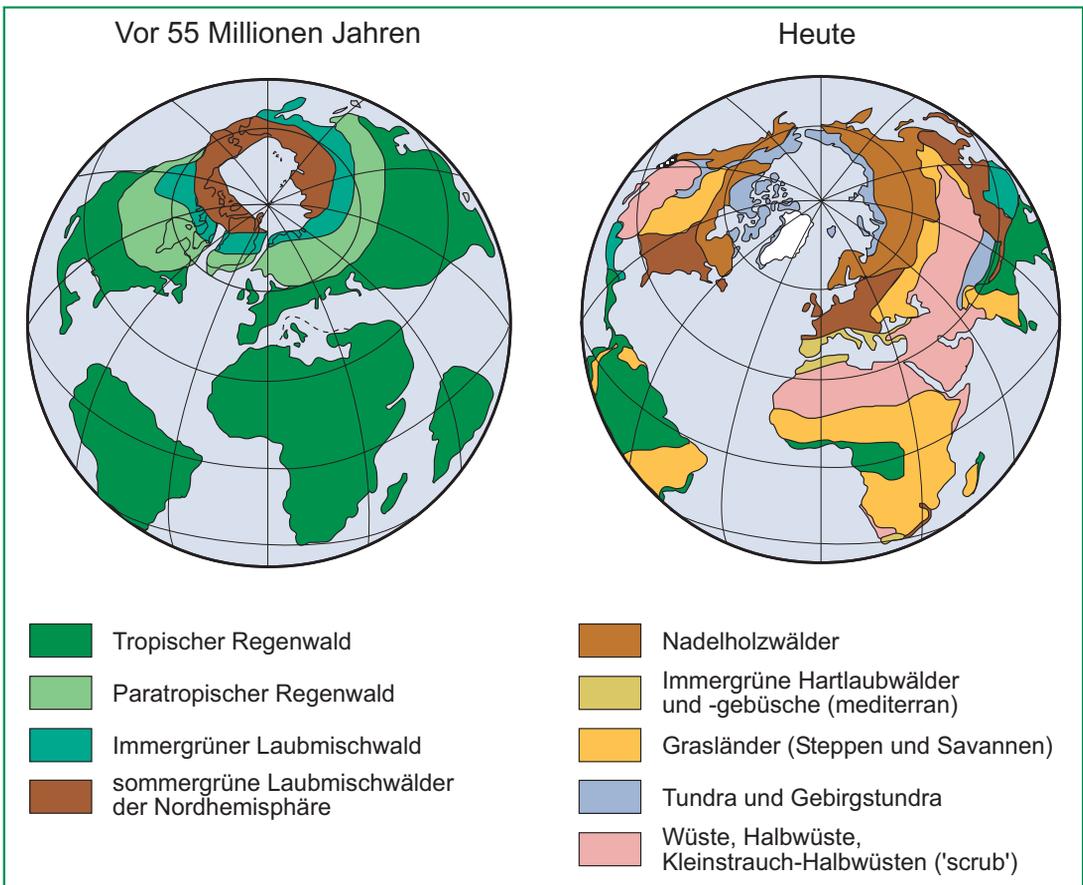


**Abb. 2.4** Jahreszeitliche Variation der Monsunströmungen. a) August: Asien wärmt sich im Verlauf des Sommers auf, daher steigt die erwärmte Luft über der großen kontinentalen Landmasse auf und zieht Luft aus SW an. b) Dieser Luftstrom bewegt sich nordostwärts nach Asien hinein und erzeugt vorher westlich von Indien im Indischen Ozean durch Reibungsübertragung die entsprechende Meeresströmung des SW-Monsunstroms, der an die Stelle des nördlichen Äquatorialstroms tritt. c) Februar: Kalte asiatische Luft weht im Winter als NE-Monsun aus NE über den Indischen Ozean, da nun hier in Äquatornähe infolge stärkerer Erwärmung Luftmassen aufsteigen. d) Es bildet sich der Nord-Äquatorialstrom wieder aus und der Indische Ozean zeigt Strömungsmuster wie die anderen Ozeane (nach Gross, 1977).

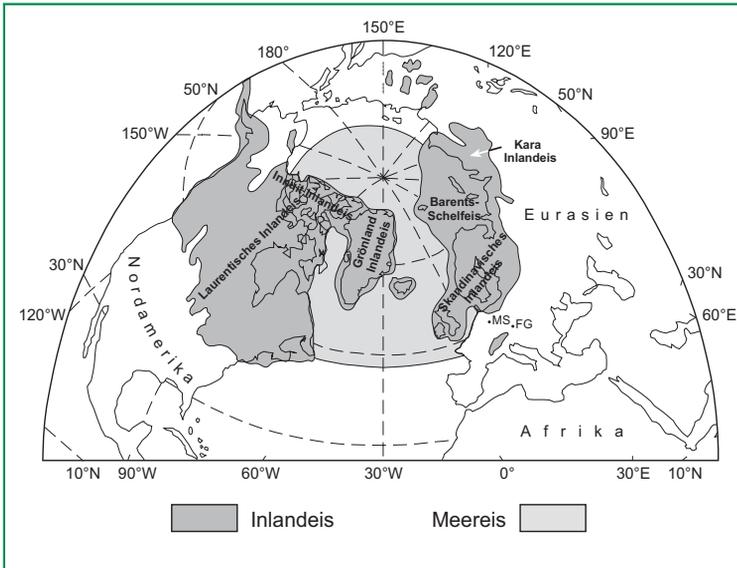
Oberflächenströmungen (Abschn. 6.3). Da Salzwasser mit abnehmender Temperatur an Dichte zunimmt, bewirkt der Temperaturgradient zwischen dem Äquator und den Polen, dass die zirkumpolaren Wassermassen abkühlen, an Dichte zunehmen und daher in die Tiefe der Ozeane absinken. Von dort strömen sie wieder gegen den Äquator und unter den leichteren Wassermassen weniger tiefer Bereiche hinweg. Auf diese Weise entsteht das klimatisch angetriebene System der ozeanischen Tiefenströmungen (Abschn. 6.3).

## 2.3 Klima und die Verteilung der Kontinente

Die geographische Verteilung der Kontinente auf der Erde übt einen erheblichen Einfluss auf das Klima und die Meeresströmungen aus. In der nördlichen Hemisphäre sind die hohen Breiten des nördlichen Atlantik und Pazifik durch eine Zone ganzjährig vorherrschender Westwinde gekennzeichnet, die nach S über die Rossbreiten in die Passatwindzone mit vorherrschenden Ostwinden übergeht (Abb. 2.2b). Sie wird im S durch



**Abb. 2.5** Die Position der Kontinente und ihre Vegetationszonen im Paläogen vor 55 Ma und heute. Im Paläogen hatte die Erde ein durchschnittlich deutlich wärmeres Klima und weite Teile der Kontinente waren mit tropischem Regenwald bedeckt. Die Vegetationsgürtel gemäßigter und polarer Klimabereiche waren gegenüber heute schmal und gegen den Nordpol gedrängt. Heute bedeckt der tropische Regenwald demgegenüber nur relativ begrenzte Kontinentgebiete. Die größten Flächen werden von Wüsten und semi-ariden Grasländern eingenommen. Laub- und Nadelwälder der gemäßigten Klimazonen, die relativ hohe Niederschlagsraten benötigen, sind auf Europa, Asien und das östliche Nordamerika beschränkt (Bildrechte: nach IRVING & HEBDA, 1993).



**Abb. 2.6** Verbreitung von Inland- und Meereis auf der nördlichen Hemisphäre während des Höhepunktes der letzten pleistozänen Eiszeit vor 18000 Jahren.

die Äquatorialsysteme begrenzt. Die Oberflächenströmungen des Meeres haben eine entsprechende Orientierung (Abschn. 6.3). Allerdings gibt es mit dem nördlichen Indischen Ozean eine Region, in der drastische jahreszeitliche Änderungen des Windsystems Umkehrungen der marinen Strömungsrichtungen verursachen. Der **Monsun** weht von W gegen Indien. Die resultierenden Meeresströmungen, auch Südwest-Monsundrift genannt, fließen daher von W nach E. Im Gegensatz dazu wehen die kalten Winde des nördlichen Winters von Asien nach SW über den Indischen Ozean (Abb. 2.4). Die entsprechenden Meeresströmungen, die Nordost-Monsundrift, fließt von E nach W oder nach SW. Weiter südlich und außerhalb der Monsundrift entsprechen die Strömungsmuster denen des südlichen Atlantik und Pazifik.

Die Oberflächenströmungen des Meerwassers führen zu einem Transport warmen äquatorialen Wassers zu den Polen und spielen daher eine wichtige Rolle bei der Umverteilung von Wärme auf der Erde. Anders als im jüngeren Känozoikum (Abb. 1.6), das durch ausgedehnte polare Eiskappen gekennzeichnet ist (Abb. 2.6), waren die Pole der Erde über lange Zeiträume der Erdgeschichte eisfrei. Fiele bei der heutigen Verteilung der Kontinente die durchschnittliche Temperatur auf der Erde um  $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ , könnten dennoch keine Eismassen im Äquatorbereich entste-

hen. Offenbar kann die Veränderung der Temperaturverhältnisse auf der Erde allein die polaren Vereisungen nicht auslösen. Seit dem Mesozoikum drifteten mehrere Kontinente polwärts. Eine Voraussetzung dafür, dass sich im jüngeren Känozoikum Eiskappen an den Polen bilden konnten, im Mesozoikum hingegen nicht, ist offenbar die Gegenwart von Kontinenten in Polnähe in Verbindung mit einem entsprechend veränderten Muster der Meeresströmungen.

Gletscher bilden sich entweder in Polnähe in geringen Höhen oder in Gebirgen der mittleren Breiten (Abschn. 4.3). Vor allem in Äquatornähe befinden sie sich in beträchtlichen Höhen. Der Aufstieg neuer Gebirge kann also zur Bildung von Gebirgsgletschern führen und somit die lokale wie auch globale Klimaentwicklung erheblich beeinflussen. Ursache der Gebirgsbildungen und damit dieser Klimaänderungen ist letzten Endes die Plattentektonik. Die Änderung der Lage der Kontinente und die daraus resultierenden Veränderungen des Klimas wiederum bedingen einen gleichzeitigen Wechsel in den atmosphärischen und marinen Strömungsmustern (dazu mehr in Kap. 6). Eine geeignete Kombination dieser Langzeitprozesse kann demnach die für großräumige Vereisungen notwendige globale Klimaabkühlung herbeiführen. Der relativ rasche Wechsel zwischen Kalt- und Warmzeiten innerhalb der pleistozänen Vereisungsperiode lässt

sich jedoch durch diese Langzeitprozesse nicht erklären. Die Ursache dieses Wechsels dürfte vielmehr in periodischen Variationen der Erdumlaufbahn um die Sonne und der Neigung der Erdachse sowie in der Sonne selbst zu suchen sein. Diese im Vergleich zur Plattentektonik kurzperiodischen Änderungen beeinflussen die Intensität der Einstrahlung der Sonnenenergie auf die Erde und modellieren damit die langfristige Klimaentwicklung (Abschn. 15.2).

## Weiterführende Literatur

- CROWLEY, T.J. & NORTH, G.R. (1996): *Paleoclimatology*. – Oxford Monographs on Geology and Geophysics, 18, Oxford University Press, 349 S.
- GARRISON, T. (2009): *Oceanography: An invitation to Marine Science*. 7th edition. – Brooks Cole, 608 S.
- JOUSSAUME, S. (1996): *Klima. Gestern – Heute – Morgen*. – Springer, Heidelberg, 143 S.
- MALBERG, H. (2006): *Meteorologie und Klimatologie. Eine Einführung*. 5. Auflage, Springer Verlag, Heidelberg, 396 S.



<http://www.springer.com/978-3-8274-2820-2>

Grundlagen der Geologie

Bahlburg, H.; Breitzkreuz, C.

2012, Etwa 450 S. 390 Abb. in Farbe., Hardcover

ISBN: 978-3-8274-2820-2