

Vier Milliarden Jahre Klimageschichte im Überblick

W. Oschmann

Unser heutiges Klima ist nur eine Momentaufnahme. In der Erdgeschichte gab es Phasen mit extremem Treibhausklima und globalen Vereisungen. Die Klimaentwicklung wurde und wird maßgeblich von der Menge der Sonnenstrahlung, der Zusammensetzung und Zirkulation der Atmosphäre, der Größe und Lage der Kontinente und Ozeane, den polaren Eiskappen (falls vorhanden) und der Größe und Aktivität der Biosphäre (einschließlich des Menschen) geprägt (Abb. 1). Atmosphärenwissenschaftler können heute diese Einflussgrößen und ihre Wechselwirkungen messtechnisch erfassen. In der Vergangenheit sind viele dieser Faktoren nicht oder nur bedingt zugänglich und müssen über Proxi-Daten (Näherungsdaten; siehe Boxen im Text) oder deduktiv erschlossen werden. Dabei spielen besonders die langfristigen Veränderungen im Kohlenstoffkreislauf eine große Rolle. Vor allem in der frühen Erdgeschichte ist daher die Rekonstruktion des Klimas schwierig, weil nur wenige Proxi-Daten verfügbar sind. In den letzten Jahrzehnten wurden die Aktivitäten im Bereich Paläoklimaforschung intensiviert, sodass heute eine zusammenfassende, qualitative Darstellung der Klimaentwicklung, auch für die frühe Erdgeschichte möglich ist. Im Folgenden soll dargestellt werden, welchen Variationen die Klimaparameter in der Erdgeschichte unterworfen waren und wie sie sich wechselseitig beeinflussen. Anschließend werden 4 Milliarden Jahre Klimageschichte zusammenfassend dargestellt.

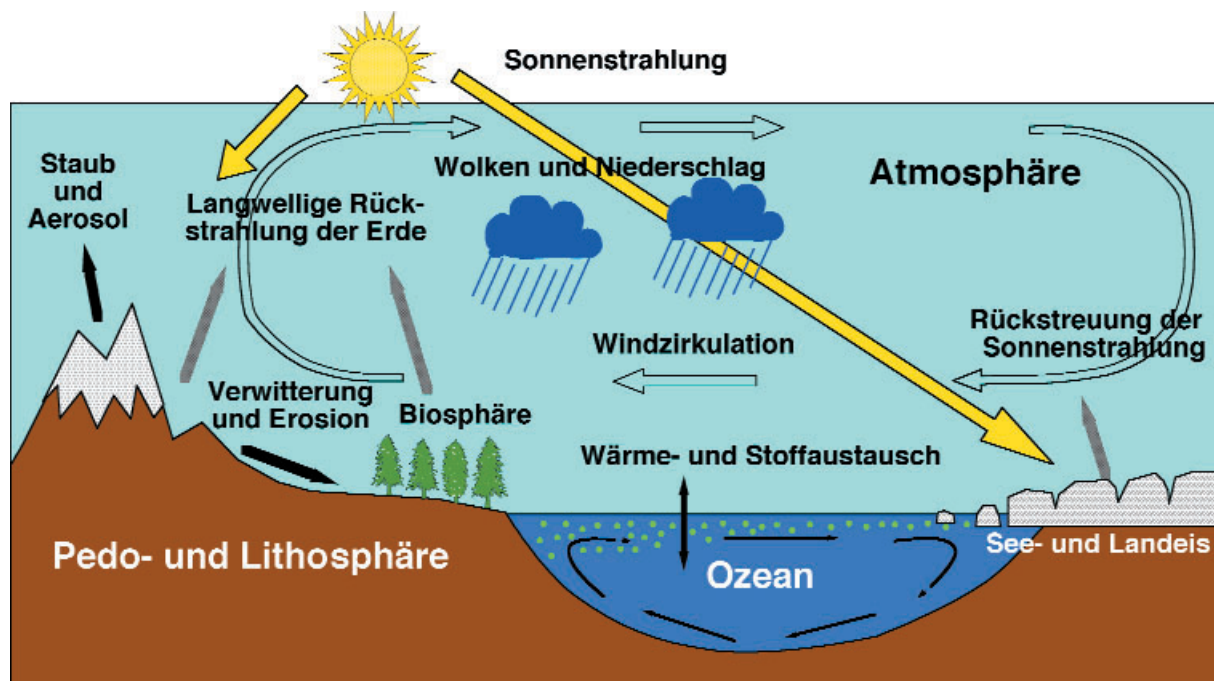


Abb 1. Die Einflussgrößen und ihre Wechselwirkungen im Klimasystem können von den Atmosphärenwissenschaftlern messtechnisch erfasst werden. In der Erdgeschichte müssen dazu Proxi-Daten herangezogen werden, über die auf die Klimafaktoren rückgeschlossen wird.

Variabilität der wesentlichen Klimafaktoren

Strahlungshaushalt

Die auf der Erde ankommende Sonnenstrahlung (im Mittel 1368 W/m^2) ist nicht konstant. Kurzfristige Schwankungen der Strahlungsemission der Sonne sind am besten im 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus und seinen Vielfachen (Hale-Zyklus 22 Jahre und Gleisberg-Zyklus 88 Jahre) bekannt. Ihre Auswirkungen auf den irdischen Wärmehaushalt sind allerdings sehr gering. Längerfristige periodische oder aperiodische Schwankungen der Strahlungsemission der Sonne von 1000 oder Millionen Jahren

Klimaproxis: Datenträger für Paläoklimainformationen

Geochemische Klimaindikatoren

Die Bestimmung des Verhältnisses der Sauerstoffisotope ^{16}O und ^{18}O , die chemisch gleich, aber verschieden schwer sind (Sauerstoff ^{18}O hat zwei Neutronen mehr) ist eine der wichtigsten Standardmethoden zur Paläotemperatur-Rekonstruktion in marinen Ökosystemen. Der Einbau der beiden Isotope in Kalkschalen und Knochen der Organismen ist temperaturabhängig und erfolgt (bei vielen Organismen) im Gleichgewicht mit dem Meerwasser. Aus Plankton- und Benthosorganismen kann somit die Temperatur des Oberflächen- und Bodenwassers im Ozean rekonstruiert werden (Abb. 11).

Durch die Plattentektonik werden die Ozeanböden und ihre Sedimente immer wieder aufgeschmolzen und neu gebildet. Daher gibt es keine Ozeanböden älter als 160 Millionen Jahre. Über die Bodenwassertemperaturen im Ozean früherer Zeiten können daher nur Annahmen gemacht werden. Neben der Sauerstoffisotopie sind in den letzten Jahren noch weitere Möglichkeiten zur Erstellung geochemischen Proxi-Daten etabliert worden z.B. das Ca/Sr-Verhältniss, das Mg/Ca-Verhältniss und die Ca-Isotopie als Temperaturindikatoren.

Dauer sind durchaus möglich, aber wegen der viel zu kurzen instrumentellen Messreihen nicht nachweisbar. Diskutiert wird beispielsweise eine Änderung der Strahlungsintensität, wenn die Sonne bei der Umrundung der Galaxis die staubreichen Spiralarme durchwandert. Die höhere kosmische Hintergrundstrahlung soll zusätzlich die Wolkenbildungsrate beeinflussen. Da sich in den gleichen Zeiträumen auch Variationen der irdischen Klimafaktoren ereignen, gibt es derzeit keine Möglichkeit diese Einflussgrößen zu trennen. Die meisten Paläoklimatologen sehen aber die irdischen Einflüsse als dominant an.

Besser bekannt aus astronomischen Untersuchungen und Modellrechnungen ist eine Zunahme der Strahlungsenergie im Laufe der Entwicklung und Alterung eines Sterns. Für unsere Sonne hat seit 4,5 Milliarden Jahren die Strahlungsenergie um etwa 30% und ihr Radius um etwa 5% zugenommen (z.B. Newman & Rood 1977; Gilliland 1989; Smoluchowski 1989). Bei der heutigen Zusammensetzung der Atmosphäre wäre die Erde in ihrer Frühphase ein Eisplanet gewesen. Der kompensierende Faktor war eine Venus-artige Atmosphäre mit einem extremen CO_2 -Treibhauseffekt (z.B. Kasting 1992a, b, Kasting et al. 1992).

Für den Wärmehaushalt sind auch die Variationen der Bahnparameter der Erde (Abb. 2 Milankovitch-Zyklen) entscheidend, die nach dem serbischen Mathematiker und Astronom Milankovitch (1939) benannt sind. Wie die anderen Planeten auch, kreist unsere Erde auf einer Ellipsenbahn um die Sonne, die aber mit einer Periode

von etwa 100.000 Jahren zwischen mehr oder weniger elliptisch schwankt (Exzentrizität). Zusätzlich verändert sich die Neigung der Erdachse mit einer Periode von etwa 40.000 Jahren zwischen $21,8^\circ$ und $24,4^\circ$ (Obliquität). Als dritter Erdbahnparameter verändert sich der sonnennächste Durchgang der Erde mit den Jahreszeiten in etwa 20.000 Jahren (Präzession). Neben diesen Hauptzyklen gibt es noch vielfältige Überlagerungen (z.B. Bond et al. 1993). Die kumulierten Auswirkungen dieser Schwankungen sind für die letzten 5 bis 10 Millionen Jahre relativ genau berechnet. Die Strahlungsmenge von der Sonne ändert sich dadurch zwar nur wenig, aber die Verteilung auf der Erdoberfläche variiert deutlich. Durch Rückkopplungen können in der Energiebilanz der Erde bis zu 8% Variation auftreten. Die jüngste Eiszeitgeschichte der Nordhemisphäre seit einer Million Jahre wird damit erklärt (z. B. Imbrie 1985). Sicher gab es diese Schwankungen auch in der weiter zurückliegenden Erdgeschichte. Milankovitch-Zyklen können aber nur dann Auslöser von Eiszeiten sein, wenn die Polregionen bereits abgekühlt sind und ein weiterer Temperaturrückgang zur Bildung von Festlandeis führt. Die meiste Zeit der Erdgeschichte war es dafür zu warm.

Milankovitch-Zyklen sind nur näherungsweise periodisch, was die Berechnung ihrer Dauer in die Vergangenheit zunehmend erschwert. Obliquität und Präzession werden stark von unserem Mond beeinflusst. Ihre Perioden wurden im Laufe der Erdgeschichte durch die Gezeitenreibung erheblich länger. Auch die Tageslänge wird durch die Gezeitenreibung des Mondes beeinflusst. Vor 4 Milliarden Jahren betrug die Tageslänge vermutlich nur etwa 14 Stunden, was sich ausgleichend auf den Tag-Nacht-Gegensatz ausgewirkt haben dürfte (z.B. Walker 1990.). Ein Jahr hatte entsprechend mehr als 600 Tage.

Kohlenstoffkreislauf

Außer dem Strahlungshaushalt werden alle weiteren der oben aufgezählten Klimaparameter wesentlich über den Kohlenstoffkreislauf gesteuert und sind vielfältig rückgekoppelt. Der Kohlenstoffkreislauf lässt sich in zwei Teilsysteme trennen: den Silikat-Karbonat-Kreislauf und den Kreislauf aus CO_2 und organischem Kohlenstoff (C-org.).

Der Silikat-Karbonat-Kreislauf ist ein Langzeitkreislauf, der für das Phanerozoikum (die letzten 600 Millionen Jahre) in etwa ausgeglichen ist. Aus den drei eingehenden Prozessen, chemische Verwitterung, Bildung von Kalkschalen und Vulkanismus ergibt sich eine etwa ausgeglichene Bilanz für das CO_2 (Abb. 3, Berner et al. 1983). In der frühen Erdgeschichte, zwischen 3,5 und 2 Milliarden Jahren, wurde sehr viel kontinenta-

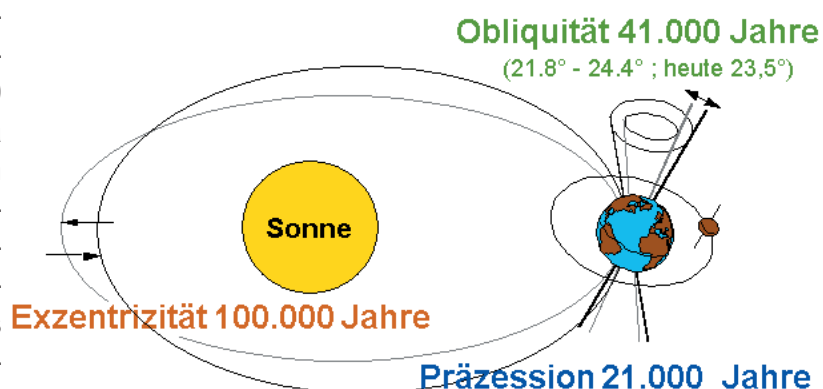


Abb. 2. Die Erdbahn um die Sonne weist drei variierende Parameter auf, Exzentrizität, Obliquität und Präzession, die Einfluss auf den Energiehaushalt der Erde haben.

le Kruste auf der Erde gebildet (Abb. 4 und 8). Der Anteil der Verwitterung mit starkem CO₂-Verbrauch überwoh bei weitem (Eriksson et al. 1998, Vlaar 2000).

Abhängig von der exponierten Landfläche, die der Verwitterung preisgegeben ist, dem CO₂-Gehalt der Atmosphäre und der Ozeanboden-Neubildung variiert der Silikat-Karbonat-Kreislauf auch in der jüngeren Erdgeschichte noch beträchtlich. Sein Einfluß ist aber viel geringer als der des CO₂-C-org.-Kreislaufs.

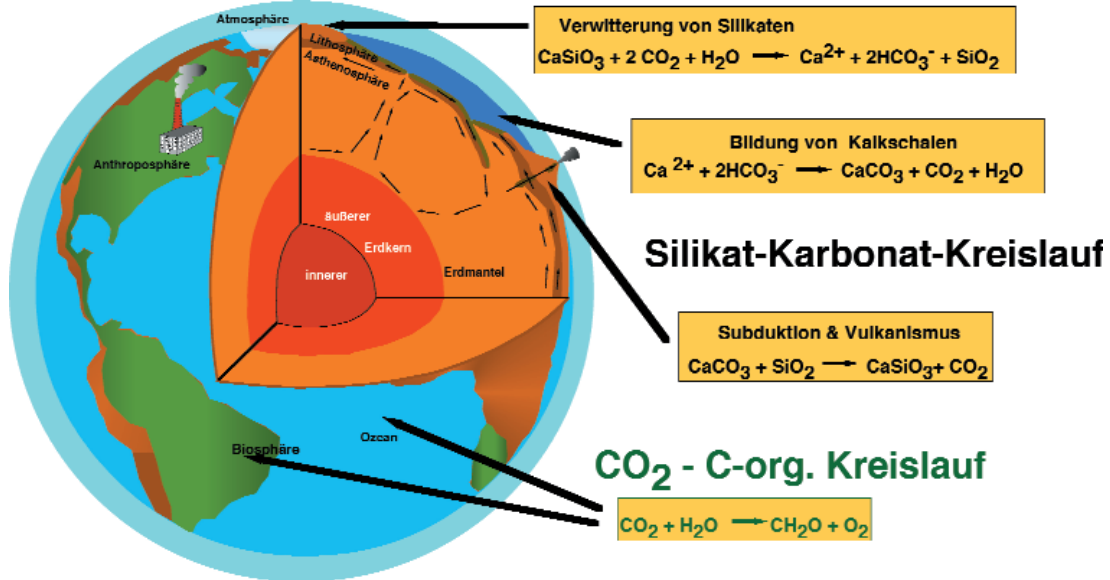


Abb. 3. Der globale Kohlenstoffkreislauf, besteht aus dem Silikat-Karbonat-Kreislauf und dem CO₂-C-org.-Kreislauf. Im Verlauf der Erdgeschichte wurde über beide Kreisläufe sehr viel CO₂ verbraucht.

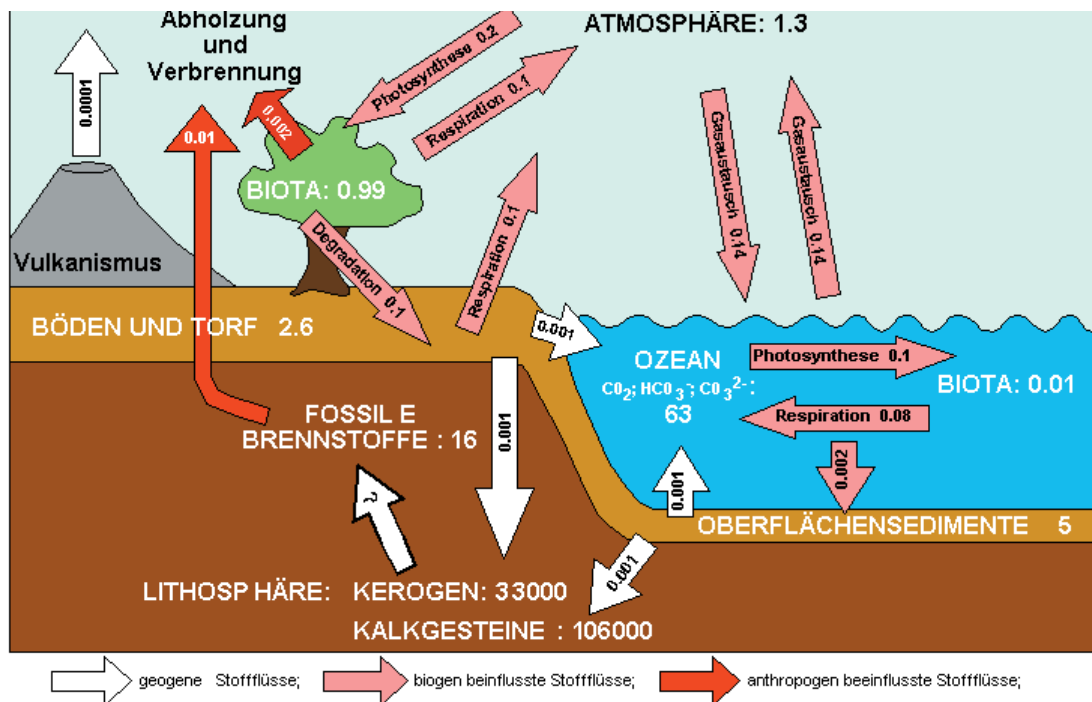


Abb. 4 Schematische Darstellung der Stoffflüsse (jährliche Raten) und Speicher im heutigen Kohlenstoffkreislauf. Obwohl die Biosphäre der kleinste Kohlenstoffspeicher ist, steuert sie die größten Umsatz- und Stoffaustauschraten. Die angegebenen Größen für die Kohlenstoffspeicher und die jährlichen Flussraten sind Relativzahlen bezogen auf die Biomasse = 1. Die Biomasse beträgt heute etwa 0,6 x 10¹⁸ g Kohlenstoff.

Der CO₂ - C-org.-Kreislauf wird maßgeblich über die Biosphäre gesteuert (Abb. 3 und 4; z.B. Berner 1991, 1997). In der frühen Erdgeschichte war sein Anteil gering, ist aber im Laufe der Evolution stark angestiegen (Schidlowski 1988, 1993). Heute hat dieser Teilkreislauf eine wesentlich größere Bedeutung als der Silikat-Karbonat-Kreislauf, obwohl die Biosphäre den kleinsten Kohlenstoffspeicher auf der Erde ist. Die durch die Biosphäre verursachten Stoffflüsse sind bei weitem die größten und laufen am schnellsten ab. Der Umfang des in der Biosphäre gespeicherten und durch sie umgesetzten Kohlenstoffs hat in der Erdgeschichte erheblich zugenommen. In jüngster Zeit trägt auch der Mensch in beträchtlichem Ausmaß zum Kohlenstoffkreislauf bei.

Klimaproxis: Datenträger für Paläoklimainformationen

Organismen als Klimaindikatoren

Viele (heutige und fossile) Organismen sind gute Klimaindikatoren. Voraussetzung ist, dass ihre ökologischen Ansprüche bekannt sind bzw. sich rekonstruieren lassen. Je weiter wir in die Erdgeschichte zurückgehen, umso unsicherer werden die Rekonstruktionen. Um klimarelevante Aussagen machen zu können, ist es notwendig, die Verbreitung diagnostischer Organismen möglichst global zu erfassen. Geeignete Organismen bzw. Organismengruppen oder Ökosysteme sind z.B. Landpflanzen (Bäume und ihre Blattformen), Phytoplankton, Zooplankton, und Riffe.

Riffe: Heutige tropische Flachwasserriffe sind an eine Temperatur des kältesten Monats von größer 20 °C gebunden. Dieser Riffotyp existiert erst seit 220 Millionen Jahren. Für viele andere Riffotypen der Erdgeschichte sind ebenfalls warme Bedingungen (subtropisch bis tropisch) anzunehmen. Es kann allerdings kein genauer Temperaturbereich angegeben werden.

Landflora: Bäume können z. T. bis in sehr hohe Breiten (Polarkreis) vorkommen, zeigen dann aber häufig Frostschäden, die an den Wachstumsringen erkannt werden können. Die Blattformen bei Laubbäumen sind ebenfalls zur Klimakonstruktion nutzbar.

Landfauna: Kaltblüter (Ampibien und viele Reptilien) bevorzugen tropische bis subtropische Klimazonen. Warmblüter (Vögel, Säugetiere und manche Dinosaurier) kommen auch in polaren Regionen vor.

Diversität: Die Vielfalt in Ökosystemen nimmt generell vom Äquator in Richtung Pol ab. Neben der Temperatur wirken auch andere Ökofaktoren.

Provinzialität: Die Verteilung von Faunen und Floren ist stark temperaturabhängig. Ausgeprägte Faunen- und Florenprovinzen deuten auf große Klimagradienten.

Dendro- und Skleroökologie: Viele Organismen zeigen regelmäßige Anwachsmuster beim Größenwachstum (z. B. Bäume, Korallen und Muscheln). Anhand der Jahresringe und Schalenwuchsraten lassen sich saisonale und längerfristige Klimaschwankungen rekonstruieren. Aus dem Holz und Schalenmaterial lassen sich zusätzlich Paläotemperaturdaten über die Sauerstoffisotopie gewinnen. Diese Methoden sind vor allem in der jüngsten Erdgeschichte sehr erfolgreich.

Lage der Größe der Ozeane und Kontinente

Die Ozeane nehmen heute 72 % der Erdoberfläche ein. Dieser Wert ist aber nicht konstant. Vor etwa 20.000 Jahren lag der Meeresspiegel 130 m tiefer als heute, die Ozeanfläche war beträchtlich geringer. Beim Abschmelzen der heutigen Eispanzer

auf Grönland und in der Antarktis würde der Meeresspiegel um etwa 80 m ansteigen. Die Ozeanfläche würde sich entsprechend stark auf Kosten der Landfläche ausdehnen. Die Ozeanneubildung durch die Plattentektonik verursacht ebenfalls große Meeresspiegelschwankungen (Abb. 9). In der Kreide vor etwa 100 Millionen Jahren lag der Meeresspiegel wahrscheinlich 200 bis 250 m über dem heutigen Niveau. Zu dieser Zeit war die Landfläche daher erheblich kleiner und das Klima war bis in hohe Breiten warm humid. Neben der Ozeanfläche hat auch die Temperatur, vor allem im Tiefenwasser der Ozeane, eine große Klimawirksamkeit. Im Tiefenwasser kalter Ozeane ist mehr CO_2 , HCO_3^- und CO_3^{2-} gespeichert als in warmen Ozeanen. Ein sich erwärmender Ozean gibt also CO_2 an die Atmosphäre ab. Ein Erwärmungstrend würde dadurch verstärkt. Andererseits ist die Wärmekapazität von Wasser etwa 1000mal größer als die von Luft. Die Ozeane wirken also immer als Puffersysteme, die rasche Temperaturänderungen in der tiefen Troposphäre bremsen. Heute sind die Ozeane kalt (Durchschnittstemperatur etwa 4 °C). Vor 100 Millionen Jahren waren sie mit etwa 14 bis 16° C ungewöhnlich warm (z.B. Crowley & North 1991, Frakes, Francis & Syktus 1992).

Nicht nur die Fläche der Ozeane bzw. Kontinente beeinflusst das Klima, sondern auch ihre Verteilung. Über den Anteil der Kontinentkruste und ihre Verteilung auf der Erde wissen wir in der frühen Erdgeschichte sehr wenig. Zunächst waren nur wenige kleine Mikrokontinente vorhanden, deren Zahl sich rasch erhöhte bis sie schließlich zu größeren Kontinenten verschmolzen, und möglicherweise auch mehrere Superkontinentphasen durchliefen (Abb. 5). Seit etwa 1 Milliarde Jahren haben wir ungefähre Vorstellungen über die Verteilung und Lage der Kontinente auf der Erde, seit etwa 600 Millionen Jahren haben wir genauere Rekonstruktionen (z. B. Dalziel 1991, Scotese 1988, Ziegler & Scotese 1979). Als genereller Zusammenhang gilt, je zerkümmelter die Kontinente sind umso ausgeglichener das Klima. Allerdings gibt es Überlagerungen durch andere Faktoren vor allem durch den Einfluss der Biosphäre.

Flüssiges Wasser existiert heute zwischen 0 und 100 °C und ist die Voraussetzung für die chemische Verwitterung und die Bildung von Sedimentgestein. Sedimente gibt es seit mindestens 4 Milliarden Jahren (Eriksson et al. 1998). Sie werden oft als Be-

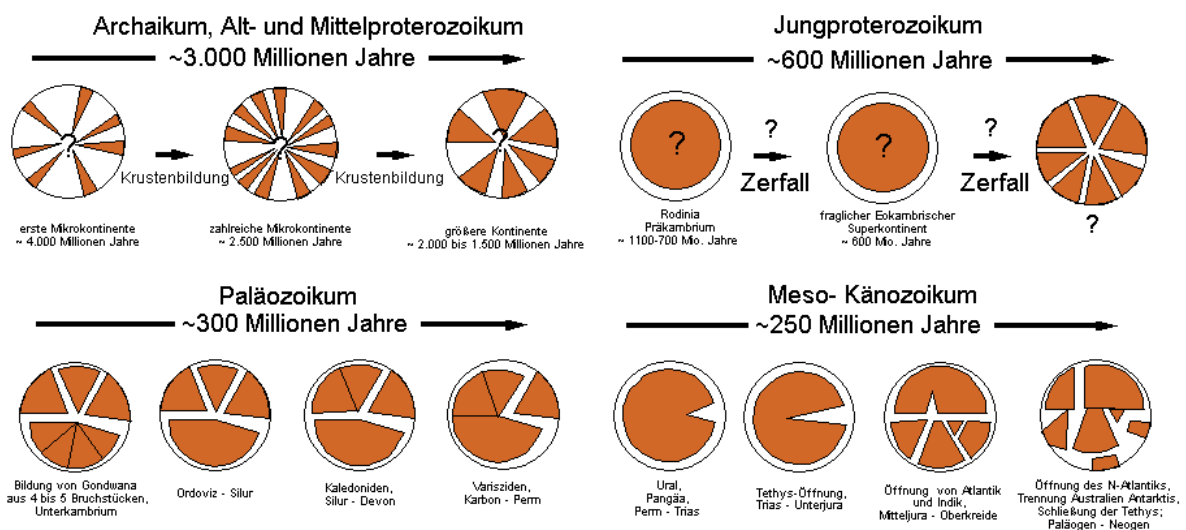


Abb. 5 Schematische Darstellung der Größe und Zahl der Kontinente durch die Erdgeschichte.

leg dafür angeführt, dass die Temperatur auf der Erdoberfläche 100 °C nicht überschritten hat. Dies ist zweifellos richtig für die jüngere Erdgeschichte. In der Frühphase der Erde, bei einem hohen Atmosphärendruck, war aber das "flüssige Fenster" von Wasser deutlich größer, z. B. zwischen –5 und +160 °C bei 5 bar Druck. Dieser Wert ist durchaus plausibel für das frühe Hadaikum und Archaikum (Abb. 8 und 10). Als Beleg für deutlich höhere Temperaturen können bestimmte Gruppen der Archaeobakterien gesehen werden, die als die ursprünglichsten Organismen auf der Erde gelten. Sie zeigen eine ausgeprägte Thermophilie (Vorliebe für Hitze), mit Optimumtemperaturen von > 120 °C (z. B. Oschmann et al. 2002).

Klimaproxis: Datenträger für Paläoklimainformationen

Sedimente und Sedimentstrukturen als Klimaindikatoren

Viele Sedimente und Sedimentstrukturen sind gute Klimaanzeiger. Die genaue Alterseinstufung ist aber oft schwierig.

Glaziale Sedimente (Beispiele)

Tillite, Moränen, gekritzte Geschiebe und **Dropstones** sind Beispiele für Anzeiger von terrestrischer bzw. mariner Vereisung. Sie werden erzeugt, indem Gletscher Sedimentfracht vor sich herschieben, beziehungsweise Kratzspuren auf felsigem Untergrund hinterlassen. Dropstones entstehen wenn Eisberge beim Schmelzen ihre Geröllfracht sedimentieren.

LÖß ist ein äolisches Periglazialsediment, typisch für ein kaltes und trockenes Kontinentalklima.

Zusammensetzung und Zirkulation der Atmosphäre

Die heutige Atmosphäre besteht aus Stickstoff (78%), Sauerstoff (21%), Argon (1%), CO₂ (0,0370% bzw. 370 ppm) und verschiedenen Spurengasen. In Abhängigkeit von der Temperatur können zusätzlich bis zu 4% Wasserdampf enthalten sein. Diese Zusammensetzung verdanken wir der Verwitterung und der biologischen Evolution. Die Atmosphäre in der Frühzeit der Erde bestand im wesentlichen aus CO₂, N₂ und Wasserdampf, in geringeren Mengen auch aus CO, H₂S, CH₄, NH₃ und Argon. Über einen Zeitraum von vier Milliarden Jahren wurden durch den Kohlenstoffkreislauf gewaltige Mengen an Kerogen (fein verteiltes organisches Material in Sedimentgesteinen) und Kalkgesteinen (Karbonate) in der Erdkruste gespeichert (Schidlowski 1988, 1993). Rechnet man die darin enthaltene Menge an CO₂ um, kommt man auf eine Zusammensetzung der "Uratmosphäre" mit etwa 95 % CO₂ bei einem Druck von 80 bis 100 bar. Eine solche Atmosphäre ähnelt den Verhältnissen auf der Venus. Die Entstehung des Lebens fand also unter vollkommen anderen Bedingungen als heute statt (Oschmann et al. 2002).

Ein großer Unsicherheitsfaktor bei diesen Abschätzungen ist der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre. Wasserdampf ist ein sehr wirksames Treibhausgas, allerdings hängt sein Gehalt in der Atmosphäre von der Temperatur ab. Treibhausklimabedingungen sind vermutlich immer auch mit höheren Wasserdampfanteilen in der Atmosphäre verbunden und daher mit dem CO₂-Anteil positiv rückgekoppelt. Der Einfluß von Wasserdampf und CO₂ kann in der Paläoklimatologie nicht getrennt werden. Unsicher und nicht quantifizierbar ist damit auch Art und Umfang der Bewölkung.

Für die Zirkulation der Atmosphäre in der Erdgeschichte gilt, dass sie den gleichen physikalischen Gesetzmäßigkeiten gehorcht wie heute. Trotzdem muss wegen der verschiedenen Klimatypen, Eishaus- und Treibhausklima, mit höherem, bzw. wesentlich niedrigerem Äquator-Pol-Temperaturkontrast und wegen der anderen Kontinentverteilung stark abstrahiert werden. In Abb. 6 ist die troposphärische Zirkulation (im Nordsommer) für einen hypothetischen, rautenförmigen "Mega-Kontinent" auf der Basis einer dreizelligen Zirkulation (tropische Hadley-Zelle, Ferrel-Zelle und Polarzelle) dargestellt. Diese Situation begünstigt eine starke meridionale Zirkulation, wie sie in der Erdgeschichte zu Zeiten von Pangaea vor etwa 280 bis 190 Millionen Jahren herrschte (z.B. Kutzbach & Gallimore 1989; Hay et al. 1990 a, b; Parrish 1993; Oschmann 2002; Röhl et al. 2001). Ein typisches Merkmal unseres heutigen Klimas sind die polaren Hochdruckgebiete (wegen der polaren Eiskappen), und die Polarfront an der Grenze Ferrel-Zelle zu Polarzelle. Während Treibhausklimaphasen war das Frontensystem wahrscheinlich deutlich schwächer und weiter polwärts verschoben. Möglicherweise fehlte es während der Sommermonate ganz (z.B. Oschmann 1990).

Für einige Abschnitte der jüngeren Erdgeschichte (vor allem seit der Oberkreide, seit etwa 100 Millionen Jahren) gibt es ausreichend Proxi-Daten für die Oberflächenwassertemperaturen der Ozeane und Kontinente, erstellt z. B. anhand der Sauerstoffisotopie von Planktonorganismen und Blattformen der Landpflanzen (siehe Box S. 11). Auf Basis dieser Daten lassen sich die Atmosphärentemperaturen und die Zirkulationsmuster modellieren (z. B. Barron & Peterson 1991; Barron 1992; Barron et al. 1995). In der Erdgeschichte mit bekannter Paläogeographie aber unzureichenden Proxidata wird versucht, durch Abstraktion der heutigen Verhältnisse die atmosphärische Zirkulation qualitativ zu beschreiben (Parrish & Curtis 1982; Parrish et al. 1982, Oschmann 1990, Gyllenhaal et al. 1991).

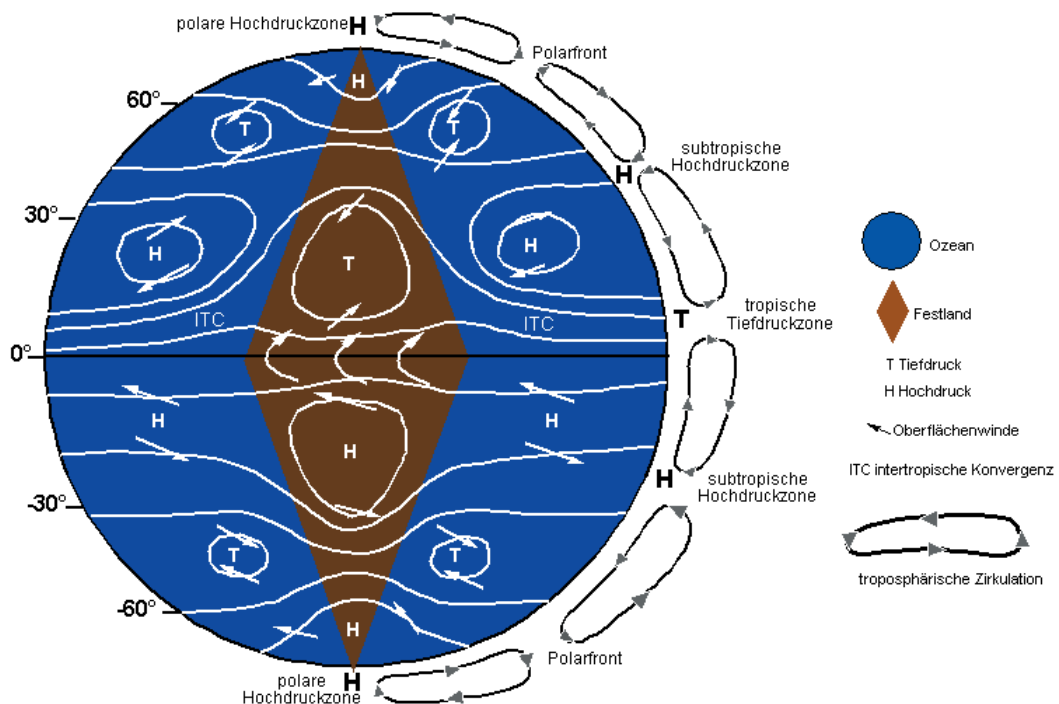
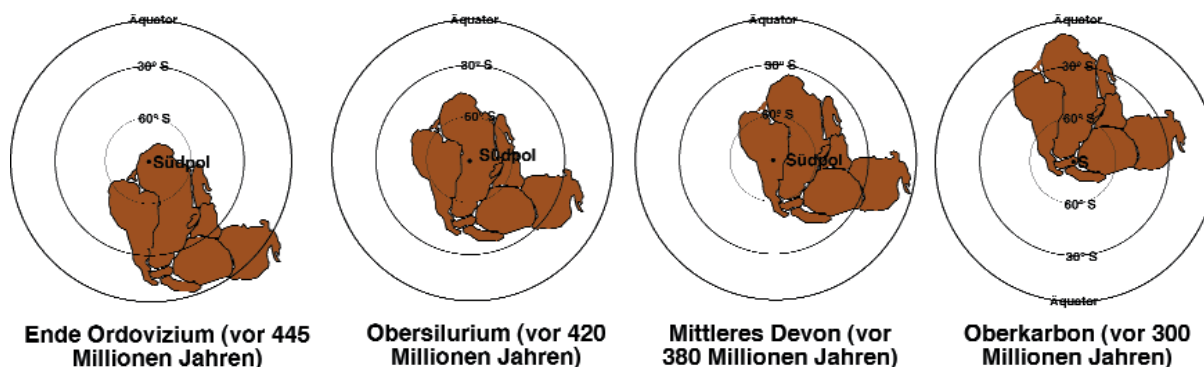


Abb. 6 Globales Zirkulationsschema für einen hypothetischen "Mega-Kontinent" im Nordsommer. Diese Situation führt zu einer verstärkt meridionalen Zirkulation (nach Hay et al. 1990 a, b, und Oschmann 1990).

Kryosphäre

Als Kryosphäre werden Eispanzer in den Polarregionen auf Kontinenten, wie heute in Grönland und der Antarktis, bezeichnet. In der Erdgeschichte gab es mindestens fünf große Vereisungsphasen in denen sich großflächige und kilometerdicke kontinentale Eismassen bildeten. Die Dauer dieser Eiszeiten betrug bis zu einigen 100 Millionen Jahren. Allerdings wechselten sich innerhalb dieser Zeiträume Vereisungs- und Warmphasen in kürzeren Zeitintervallen ab. Die Entstehung der fünf großen Vereisungsphasen in der Erdgeschichte sind mit Evolutionsschüben verbunden, die neue Primärproduzenten hervorbrachten. Jede evolutive Weiterentwicklung erhöhte die Biomasse. Durch die Entwicklung immer stabilerer Zellwand- und Stützgewebe wurde immer mehr organisches Material als Kerogen in die Gesteine eingelagert und nicht wieder zu CO_2 zersetzt (z.B. Berner 1997). Diese Defizite im CO_2 -Haushalt sind vermutlich die wichtigste Voraussetzung für Eiszeiten.

Eine entscheidende Rolle spielt auch die Verteilung der Kontinente auf der Erdoberfläche. Das beste Beispiel ist die Wanderung des großen Südkontinents Gondwana (bestehend aus Afrika, Antarktika, Australien, Arabien, Indien und Südamerika) über den Südpol (Caputo & Crowley 1985; Abb. 7). Ausgedehnte Festlandsvereisung war nur möglich, wenn dieser große Kontinent sich in Polrandlage befand (Ende Ordovizium und Oberkarbon). Bei zentraler Polposition in der Mitte des Kontinents (Obersilurium) lagen die niederschlagsreichen Randgebiete bereits in mittleren Breiten zwischen 30° und 50° . Das trockene Innere des Riesenkontinents konnte nicht vereisen. Die Situation im Mittleren Devon stellt einen Übergang dar, bei der es zu einer schwächeren, lokalen Vereisung in Südamerika gekommen ist.



Größe:

Antarktis: 14 Millionen km^2 Australien: 8 Millionen km^2 Südamerika: 17 Millionen km^2
 Afrika: 30 Millionen km^2 "Arabien u. Indien": 7 Mill. km^2 **Gondwana: ~75 Millionen km^2**

Abb. 7 Vier skizzenhafte Polpositionen des großen Südkontinents Gondwana (bestehend aus Afrika, Antarktika, Australien, Arabien, Indien und Südamerika). Ausgedehnte Festlandsvereisungen entstanden nur, wenn dieser große Kontinent sich in Polrandlage befand (Ende Ordovizium und Oberkarbon)

Geosphäre und Biosphäre

In der Geosphäre steckt heute der bei weitem größte Teil des irdischen Kohlenstoffs im Kerogen (organische Reste) und in den Kalkgesteinen. Die darin enthaltene Menge entspricht mehr als der 100.000-fachen Menge der heutigen Atmosphäre. Zurückgerechnet in CO₂ ergibt sich daraus die Zusammensetzung der "Uratmosphäre" mit etwa 95 % CO₂ bei einem Druck von 80 bis 100 bar (siehe oben).

Durch die fortschreitende Evolution im Verlauf der Erdgeschichte tritt die Biosphäre als treibender Motor für den Kohlenstoffkreislauf und die Klimaentwicklung immer stärker in den Vordergrund. Zum einen erhöht sich die Menge an Biomasse gewaltig. Vor allem mit der Ausbildung der terrestrischen Waldökosysteme steigt die Biomasse um das Tausendfache. Zusätzlich entwickeln in der Erdgeschichte die Primärproduzenten (chemo- und photoautotrophe Bakterien, Phytoplankton und Landpflanzen) immer resistenter Zellwand- und Stützgewebe. Diese werden (und wurden) bei der Zersetzung nur noch teilweise zu CO₂ und H₂O zurückverwandelt und damit langfristig in der Geosphäre gespeichert. Die organischen Anteile der Geosphäre, das Kerogen, reichern sich unter günstigen Bedingungen zu fossilen Brennstoffen an. Seit etwa 150 Jahren wurden und noch einige Jahrzehnte werden Erdöl- und Erdgasreserven verbraucht, die zu ihrer Entstehung viele 100 Millionen Jahre gebraucht haben. Die Langzeitspeicherfunktion der Geosphäre wird damit aufgehoben.

Klima durch die Erdgeschichte.

Im Wesentlichen wird das Klima in die Erdgeschichte von der gegenläufigen Entwicklung im CO₂-Gehalt der Atmosphäre und der Strahlungsenergie der Sonne bestimmt. Während die Sonnenenergie etwa gleichförmig zunimmt, verläuft der Rückgang im CO₂-Gehalt in Schüben, verursacht durch Verwitterung, Kalkbildung und biogene CO₂-Bindung (Abb. 8). Dadurch kommt es im Verlauf der Erdgeschichte zu einem mehrfachen Wechsel von Warm- und Kaltphasen. Ob dabei großflächige Vereisungen auftreten können, hängt zusätzlich von anderen überlagernden Klimafaktoren, wie z.B. der Kontinentverteilung, ab.

Die folgende Darstellung soll und kann nur einen generalisierten Überblick der wechsellagen Klimageschichte geben.

Die ersten zwei Milliarden Jahre

Vor 4,5 Milliarden Jahren war die Erde glühflüssig mit Temperaturen an der Oberfläche von > 1200 °C. Die hohen Temperaturen haben mehrere Ursachen. Sie resultierten aus der adiabatischen Aufheizung bei der Bildung des Sonnensystems, aus der Energie heftiger Meteoriteneinschläge und Protoplanetenkollisionen in der späten Akkretionsphase (ein solches Ereignis führte zur Mondbildung) und aus dem Zerfall kurzlebiger Radionuklide. In der Bildungsphase des Sonnensystems durchlief unsere Sonne zusätzlich die kurze T-Tauri-Phase, in der sie eine variierende aber z.T. vielfach höhere Strahlungsenergie lieferte (Smoluchowski 1989). Zu dieser Zeit gab es keine dauerhafte Atmosphäre oder Ozean auf der Erde.

In der Folgezeit stabilisierte sich die Sonne als Hauptreihenstern. Die Strahlung betrug zunächst nur etwa 70% des heutigen Wertes, steigerte sich aber langsam bis heute (Newman Rood 1977; Gilliland 1989). Die Oberfläche der Erde kühlte langsam ab und bildete durch Ausgasung des Mantels eine Atmosphäre. Möglicherweise ging diese durch extreme Meteoriteneinschläge mehrfach wieder verloren und wurde neu gebildet. Der Druck der frühen Atmosphäre betrug möglicherweise 80 bis 100 bar, bei einem sehr hohen Wasserdampf und CO₂-Anteil. In der Erdatmosphäre war damals möglicherweise mehr als 100.000 mal soviel CO₂ vorhanden wie heute. Die geringere Strahlung der jungen Sonne wurde dadurch kompensiert. Die Mengenangaben für den CO₂-Gehalt in der frühen Atmosphäre differieren erheblich (z. B. Jenkins 1991; Kasting 1992a, b; Kasting et al. 1992, Walker 1990; Eriksson et al. 1998). Eine vernünftige Annahme beruht darauf, dass Venus und Erde bei der Akkretion etwa gleich viel CO₂ erworben haben. Auf der Venus gibt es etwa 6×10^{20} kg CO₂. Wenn man alle oberflächennahen Reservoirs der Erde addiert, ergibt sich eine Äquivalentmenge von 8×10^{19} kg CO₂ (Abb. 4.). Die Differenz, etwa der Faktor 7, steckt wahrscheinlich noch im Erdmantel. Es ist plausibel davon auszugehen, dass ein Großteil des heute lithosphärisch gebundenen CO₂ früher gasförmig in der Atmosphäre enthalten war. Eine ähnliche Abschätzung kann für den Wassergehalt der Erde gemacht werden. Die Ozeane beinhalten etwa $1,4 \times 10^{20}$ kg flüssiges Wasser. Dazu kommt nochmal die etwa 7-fache Menge, die im Erdmantel gespeichert ist. Das Wasser der Ozeane war zunächst als Dampf in der Atmosphäre enthalten. Die frühe Atmosphäre der Erde dürfte demnach sehr dicht gewesen sein.

Klimaproxis: Datenträger für Paläoklimainformationen

Anzeiger für arides Klima (Beispiele)

Fossile Dünen sind Indikatoren für ein arides Klima und weitgehend konstante Windrichtungen.

Redbeds (Rotsedimente) sind Anzeiger für warme und trockene Gebiete, heute zwischen 40°N und 40°S zu finden;

Evaporite (Eindampfungsgesteine) sind in den Subtropen zwischen 15 -30°, z.T. auch im Inneren der Kontinente niedriger und hoher Breiten anzutreffen.

Calcrete (Caliche) sind durch Verdunstung entstandene Kalkkrusten auf ariden Böden.

Carneole sind durch Verdunstung entstandene Kieselsäureausfällungen auf ariden Böden.

Karbonate (Kalkgesteine) gelten als Anzeiger für flachmarine Bereiche in einem warmtrockenen Klima. (Man kennt mittlerweile auch Kaltwasser-Karbonate.)

Anzeiger für humides Klima (Beispiele)

Laterite (Fe und Al reiche Roterde) und Bauxite (Al reiche Erde) sind Verwitterungsprodukte bei warm-humidem Klima am Festland.

Kohlen sind Anzeiger für humides Klima von den Tropen bis in kühl gemäßigte Zonen. Kohle bildet sich aus Landpflanzen, die seit dem Silur vorkommen.

Nachdem die Oberfläche der Erde sich ausreichend abgekühlt hatte, bildete sich durch Differenziation aus dem Mantel eine dauerhafte Kruste (Kontinente) und die Ozeane regneten aus der Atmosphäre ab. Nun konnte viel CO_2 physikalisch und chemisch im Ozean gelöst werden. Zusätzlich wurde durch den nun einsetzenden Silikat-Karbonat-Kreislauf über die Verwitterung und Kalkbildung sehr viel CO_2 gebunden und auf der kontinentalen Kruste abgelagert und damit dem Recycling über die Subduktion entzogen. Allmählich machte sich auch die Primärproduktion der Bakterien bemerkbar und erhöhte zusätzlich den CO_2 -Verbrauch (Eriksson et al 1998; Schidlowski 2001; Oschmann et al 2002).

Diese früheste Phase der Erdgeschichte ist nicht bzw. nur sehr dürftig überliefert. Die ältesten Minerale sind etwa 4,3 Milliarden, die ältesten Gesteine etwa 4 Milliarden Jahre alt. Informationen aus der Zeit davor stammen von Meteoriten, unseren benachbarten Himmelskörpern und theoretischen Überlegungen. Älteste Nachweise des Verwitterungskreislaufs (und damit von flüssigem Wasser) gehen auf mindestens 4 Milliarden Jahre zurück. Die mutmaßlich ältesten Bakterien sind 3,5 Milliarden Jahre alt (zur kontroversen Diskussion siehe: Schopf & Packer 1987, Schopf et al. 2002, Brasier et al. 2002). Wahrscheinlich gehen flüssiges Wasser und bakterielles Leben auf der Erde viel weiter in die Erdgeschichte zurück, vermutlich deutlich jenseits von 4 Milliarden Jahren (zur kontroversen Diskussion siehe z. B.: Eriksson et al. 1998; Schidlowski 2001, Oschmann et al. 2002; Zuilen et al. 2002; Abb. 8).

Die erste große Eiszeit (2,5 bis 2,3 Milliarden Jahre)

Die Phase der langsamen Abkühlung und des stetigen CO_2 -Verbrauchs hielt bis etwa 2,5 Milliarden Jahre vor heute an. Schließlich unterschritt das Energiebudget der Erde den kritischen Wert und die erste große Eiszeit, die etwa 200 Millionen Jahre dauerte, setzte ein (Jenkins 1991; Kasting 1992a, b; Kasting et al. 1992; Walker 2000). (Zum Vergleich, das Zeitalter der Dinosaurier war mit 135 Millionen Jahren deutlich kürzer.) Sehr wahrscheinlich handelt es sich nicht um eine durchgehende Eiszeit, sondern um mehrere sich mit Warmzeiten abwechselnde Vereisungsphasen. Wenn die organische Produktion und die Rate der chemischen Verwitterung hoch waren, wurde viel CO_2 verbraucht und die Erde vereiste. Dadurch kam die bakterielle Produktion und die chemische Verwitterung weitgehend zum Erliegen und der CO_2 -Wert stieg wieder an. Als Folge hörte die Vereisung wieder auf. Dieser Wechsel wiederholte sich, bis die Solarstrahlung, die inzwischen auf etwa 85% des heutigen Wertes gestiegen war, den Mangel an CO_2 kompensierte. Am Ende der Eiszeitperiode treten die ersten Rotsedimente auf, die ihre Farbe durch sedimentäre Mineralbildungen mit 3-wertigem Eisen bekommen. Zur Bildung dieser Minerale muss in der Atmosphäre freier Sauerstoff vorhanden gewesen sein. Die zunehmende Bedeutung des biogenen Kreislaufs ($\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CH}_2\text{O} + \text{O}_2$) wird dadurch deutlich (Eriksson et al 1998; Schidlowski 2001; Oschmann et al 2002; Abb. 8).

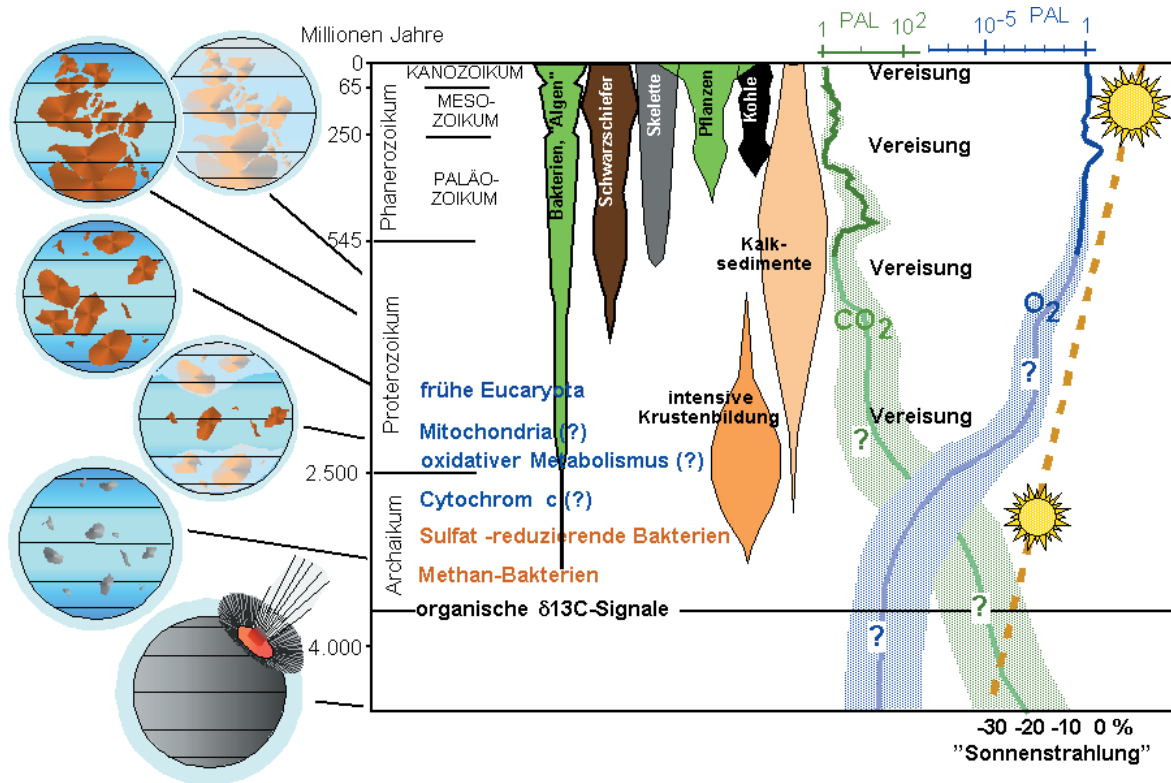


Abb. 8 Zusammenfassende Darstellung der Evolution und der klimarelevanten Faktoren der Erdgeschichte. Die geringere Strahlung der jungen Sonne wird durch die hohen CO_2 -Werte in einer Venus-ähnlichen Atmosphäre kompensiert. Allmählich wird durch die Verwitterung und die Primärproduktion der CO_2 -Gehalt stark erniedrigt. In der Folgezeit ereignen sich immer wieder Eiszeitperioden. Die vier größten sind hier verzeichnet.

Der Planet der Bakterien und Einzeller (2,5 bis 0,9 Milliarden Jahre)

Bakterien sind in großer Vielfalt auf der Erde präsent und halten durch ihre Stoffwechsel den CO_2 -Wert etwa auf einem Vielfachen (eventuell 20 fachen) des heutigen Wertes. Der Sauerstoffwert in der Atmosphäre und im Oberflächenwasser der Ozeane stabilisierte sich auf etwa 0,5 bis 1% des heutigen Wertes, und ließ damit vielfältige anoxische und oxische, autotrophe und heterotrophe Stoffwechselwege zu. Die Bakterien entwickelten die Fähigkeit sich zu vielzelligen, aber überwiegend undifferenzierten Aggregaten zusammen zu lagern. Den entscheidenden Impuls für die Höherentwicklung gab aber die Inkorporation von kleinen oxischen, heterotrophen und autotrophen Bakterien als funktionale Einheiten in andere Bakterien. Durch diese Endosymbiose entstanden vor etwa 2,3 Milliarden Jahren tierische und pflanzliche Eucariota (Einzeller mit echtem Zellkern) mit deutlich stabileren Zellwandstrukturen als bei den Bakterien. In der Folgezeit wurde durch eine gesteigerte organische Produktion und die Einbettung der zersetzungsresistenten Zellwandstrukturen in die Lithosphäre, der Atmosphäre erneut viel CO_2 entzogen (Abb. 8). Verstärkt wurde dieser Trend zusätzlich durch die, vor etwa 1,5 Milliarden Jahren auftauchenden, mehrzelligen Organismen (Kandler 1994, Grasshoff & Gudo 2002, Oschmann et al. 2002).

Die zweite große Eiszeit (900 bis 600 Millionen Jahre)

Diese Eiszeitperiode war durch viele längere Warmphasen unterbrochen und wird deshalb heute oft in mehrere separate Vereisungen unterteilt. Hier wird sie als ein Ereignis behandelt, weil die Ursachen der Vereisungen mit der hohen Bakterien- und Planktonproduktion, sowie mit dem langsamen Aufblühen der mehrzelligen Algen zusammenhängen. Vermutlich war es die gravierendste Vereisungsperiode, die es je auf der Erde gab, bei der selbst niedrige Breiten bis in die Äquatorregion betroffen waren. Man spricht deshalb auch in dieser Zeit vom "Schneeball Erde" (Abb. 8, Jenkins 1991, Hoffmann 1998).

Das Aufblühen der marinen Vielzeller (570 bis 440 Millionen Jahre)

Nach Abklingen der extremen Eiszeit erreichte die Sonnenstrahlung etwa 96 % des heutigen Wertes. Der CO₂-Gehalt der Atmosphäre lag vermutlich 15- bis 20-mal höher als heute. Damit herrschte auf der Erde ein bis in hohe Breiten ausgeglichenes Klima (Berner 1991). Der Sauerstoffgehalt der Atmosphäre erreichte einige Prozent und erlaubte vielfältiges pflanzliches und tierisches Leben (Abb. 9). In diese Phase fiel auch die Entwicklung der Hartteile (Knochen und Kalkschalen, sowie pflanzlicher Stützgewebe), die in der Folgezeit eine starke Zunahme der Diversität und der Individuengröße der Organismen förderte.

Die dritte Eiszeit (460 bis 430 Millionen Jahre)

Diese Vereisungsphase war nicht so gravierend und auf die Südpolregion beschränkt, die im Bereich der heutigen Sahara lag (Abb. 7 und 9). Die Ursache lag wahrscheinlich in der Entstehung der Landpflanzen, die in diesem Zeitintervall begannen, sich am Festland zu etablieren. Der CO₂-Gehalt der Atmosphäre sank auf etwa den 10-fachen heutigen Wert (Berner 1991; Crowley & North 1991; Frakes Francis & Syktus 1992).

Die Entwicklung der Waldökosysteme (430 bis 330 Millionen Jahre)

Bereits relativ kurze Zeit nach der ersten Besiedlung des Festlands durch Pflanzen entstanden verholzte Gewächse, die bald Bäume und nach und nach richtige Waldökosysteme bildeten. Dadurch wuchs die Biomasse auf Kosten des atmosphärischen CO₂. Die aus Lignin und Zellulose bestehenden Stützgewebe der Bäume wurden zum Teil in der Lithosphäre gebunden. Vor etwa 360 Millionen Jahren kam es zu einer regional begrenzten Vereisung in Südamerika, das damals in der Südpolregion lag (Abb. 7 und 9). Der Sauerstoffgehalt der Atmosphäre näherte sich den heutigen Werten (Berner 1991, 1997; Crowley & North 1991; Frakes et al. 1992).

Die vierte Vereisungsphase (320 bis 270 Millionen Jahre)

Die vierte Vereisungsphase betraf weite Teile des großen Südkontinents Gondwana (Abb. 7 und 9). Betroffen waren vor allem Südamerika, das südliche Afrika, die Antarktis, Indien und Australien. Durch Kontinentkollisionen formte sich der Superkontinent Pangaea. Die plattentektonische Aktivität kam dadurch vorübergehend zum Stillstand und der CO₂-Ausstoß durch Vulkanismus verringerte sich. Zusätzlich breiteten sich die Waldökosysteme aus und erreichten erstmals globale Dimensionen. Auf Kosten des atmosphärischen CO₂ wuchs der Anteil des biogen gebundenen und in der Lithosphäre gespeicherten Kohlenstoffs stark an. Die CO₂-Werte lagen, bei geringerer Sonnenstrahlung, in der gleichen Größenordnung wie heute. Der atmosphärische Anteil an Sauerstoff lag wahrscheinlich höher als heute (Crowley et al. 1989; Crowley & Baum 1992; Kutzbach & Gallimore 1989; Berner 1991, 1997; Crowley & North 1991; Frakes et al. 1992).

Das warme Mesozoikum (270 bis 35 Millionen Jahre)

Vom ausgehenden Paläozoikum bis in das frühe Tertiär herrschte auf der Erde ein Klima ohne großflächige Vereisungen. Mit der Entwicklung der Landtierwelt (Amphibien, Reptilien, Insekten usw.) im ausgehenden Paläozoikum übernahmen heterotrophe Organismen eine wichtige Rolle beim Recycling des organischen Materials und somit als CO₂-Produzenten. Zusätzlich wirkte sich die Zunahme der Sonnenenergie, und das Zerschneiden von Pangaea mit der verbundenen Erhöhung des vulkanischen CO₂-Ausstoßes auf das Klima aus (Abb. 9).

Solange Pangaea existierte (bis etwa 190 Millionen Jahre) war das Klima extrem kontinental geprägt mit riesigen innerkontinentalen Wüstengebieten und einer starken, saisonal wechselnden, meridionalen Zirkulation (Kutzbach & Gallimore 1989; Parrish 1993; Röhl et al. 2001; Oschmann 2002). Nach dem Zerschneiden von Pangaea stellten sich global warm-humide Bedingungen ein, die bis in hohe Breiten reichten (z. B. Parrish & Spicer 1988; Spicer & Parrish 1990). Vor etwa 100 Millionen Jahren erreichte diese Warmperiode ihren Höhepunkt mit ungewöhnlich hohen Temperaturen im tiefen Ozean von 14 bis 16 °C (Crowley & North 1991; Frakes et al. 1992). Etwa zu dieser Zeit setzten sich neue Phytoplanktontypen im Ozean durch und auf dem Festland wurden die Blütenpflanzen dominant. Der Anteil der Biosphäre erhöhte sich damit noch einmal auf Kosten des atmosphärischen CO₂-Anteils.

Die fünfte Vereisungsphase (35 Millionen Jahre bis heute)

Die letzte große Eiszeitperiode begann vor etwa 35 Millionen Jahren mit der Vereisung der Antarktis, die sich seit dieser Zeit als isolierter, relativ kleiner Kontinent in zentraler Südpolposition befindet. Sie wird durch eine ringförmige Wind- und Wasserzirkulation vom Austausch mit den wärmeren, niederen Breiten abgeschirmt. Dadurch kühlte das Wasser um die Antarktis ab und sank in die Tiefen der Ozeane. Durch diesen Prozess sind die Weltmeere heute 12 bis 14° kälter als vor 70 Millionen Jahren. Seit etwa 3 Millionen Jahren ist auch die Nordpolarregion permanent vereist. Seit

etwa einer Million Jahre gab es 10 Phasen ausgedehnter Kontinentvereisung auf der Nordhemisphäre. Die Eisschilde von mehreren Kilometer Dicke reichten in Nordamerika bis zu den Großen Seen und von Skandinavien bis nach Mitteleuropa. Auch unser heutiges Klima gehört zu dieser Eiszeit, auch wenn wir gegenwärtig in einer eher wärmeren Zwischenphase leben (Wolfe 1978; Douglas & Woodruff 1981, Berner 1991, 1997; Crowley & North 1991; Frakes et al. 1992).

Die Ursache dieser jüngsten Eiszeit liegt in der Entstehung neuer Phytoplanktonorganismen, die heute die marine Primärproduktion bestimmen, und vor allem im Aufkommen der Blütenpflanzen vor etwa 100 Millionen Jahren, die den biogenen Kohlenstoffanteil nochmals auf Kosten des atmosphärischen CO_2 erhöhten (Abb. 8 und 9). Obwohl die Sonnenenergie auch in den letzten 100 Millionen Jahren weiterhin leicht zugenommen hat, konnte dadurch das CO_2 -Defizit nicht ausgeglichen werden.

Abb. 9 Zusammenfassende Darstellung der klimarelevanten Faktoren der jüngeren Erdgeschichte und die wesentlichen evolutiven Erneuerungen. Als steuernder Faktor tritt die terrestrische Primärproduktion immer stärker in den Vordergrund (siehe Klappkarte).

Abb. 10 Darstellung von 4,5 Milliarden Jahren Erd- und Lebensgeschichte anhand einer Zeitspirale mit der Gliederung in der Erdzeitalter und Systeme. Aus der Frühphase der Erde, dem Hadäikum, gibt es auf der Erde keine Überlieferungen. Archaikum und Proterozoikum sind die Zeitalter der Bakterien und Einzeller. Bereits in diesen Zeiten steuert die Biosphäre entscheidend das Klima der Erde. Erst mit Beginn des Phanerozoikums gibt es Makrofossilien mit Hartteilen. In der Folgezeit verläuft die evolutive Entwicklung und mit ihr gekoppelt die Klimaentwicklung sehr rasch (siehe Klappkarte).

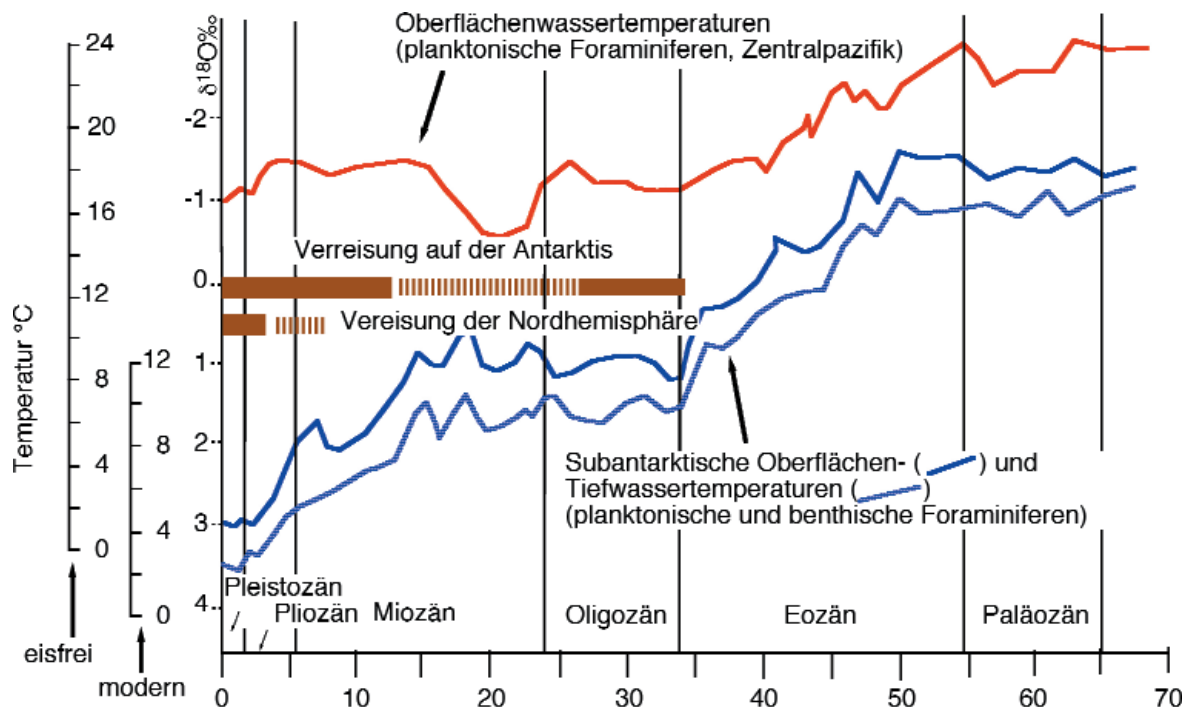


Abb. 11 Über die Sauerstoffisotopie der Schalen kleiner Einzeller lässt sich die Wassertemperatur zu Lebzeiten dieser Organismen bestimmen. Die Schalen planktonischer und benthischer Einzeller (Foraminiferen) aus dem subantarktischen Meeresbereichen zeigt, dass die Wassertemperatur an der Oberfläche und in großer Tiefe seit 70 Millionen Jahren etwa im gleichen Umfang um 12 bis 14°C abgenommen hat. Planktonischer Foraminiferen aus dem subäquatorialen Pazifik zeigen, dass die tropisch-subtropischen Regionen im gleichen Zeitraum nur um 4 bis 6°C abkühlten. Am Meeresboden der tiefen Ozeane ist das Wasser heute relativ einheitlich etwa 2° kalt.

Wenn man die Klimageschichte Revue passieren lässt, ist es faszinierend zu sehen, wie das Zusammenspiel der verschiedenen Faktoren seit 4 Milliarden Jahren die Erde im "vitalen Fenster" hält und damit die Entstehung des Lebens und die Evolution immer komplexerer Organismen und Ökosysteme ermöglicht hat.

Als Prognose für die nahe Zukunft (Dekaden bis Jahrhunderte) zeichnet sich ein CO₂-Überschuss ab. Dabei spielt vor allem die Waldrodung eine Rolle, wobei die Biosphäre als Verbraucher und Speicher von CO₂ reduziert wird. Von noch größerer Bedeutung ist der Verbrauch der fossilen Brennstoffe, was die Rolle der Geosphäre als Langzeitspeicher aufhebt. Über Jahrmillionen als Kerogen gespeicherter Kohlenstoff wird in wenigen Jahrhunderten als CO₂ wieder freigesetzt.

Die Prognose für die ferne Zukunft (10⁶ bis 10⁹ Jahre) lässt aufgrund der bisherigen erdgeschichtlichen Klimaentwicklung eher ein CO₂-Defizit erwarten. Die Biosphäre wird als Speicher und Verbraucher weiter der Atmosphäre CO₂ entziehen. Der plattentektonische Zyklus als Motor des Silikat-Karbonat-Kreislaufs wird langsamer, wodurch der CO₂-Verbrauch die Nachlieferung übersteigen wird. Im gleichen Zeitrahmen wird aber die Strahlungsintensität der Sonne weiter zunehmen. Ob und welche Rolle der Mensch in solchen Zeitskalen spielen wird ist nicht vorhersehbar.

Literatur

- Barron, E. J. & Peterson, W. H. (1991). „The Cenozoic ocean circulation based on ocean General Circulation Model results.“ *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 83: 1-28.
- Barron, E. J. (1992). „Lessons from past climates.“ *Nature*, 360: 533.
- Barron, E. J., Fawcett, P. J. & Peterson, W. H. (1995). A simulation of mid-Cretaceous climate. *Paleoceanography* 10(5): 953-962.
- Berner, R. A. (1997): The Rise of Plants and Their Effect on Weathering and Atmospheric CO₂, *Science*, Vol. 276.
- Berner, R. A. (1991). „A model for atmospheric CO₂ over time.“ *American Journal of Science* 291: 339-376.
- Berner, R. A., Lasaga, A. C., & Garrels, R. M. (1983). The Carbonate-Silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric Carbon Dioxide over the past 100 million years. *American Journal of Science*, 283, 641-683.
- Bond, G. C. D., Kominz, W. J., Beavan, M. A. & McManus, J. (1993). „Evidence of astronomical forcing of the Earth's climate in Cretaceous and Cambrian times.“ *Tectonophysics* 222: 295-315.
- Gilliland, R. L. (1989): Solar evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology Palaeoecol. (Global Planet. Change Sect.)*, 75: 35-55.
- Caputo, M. V. & Crowley, T. J. (1985). Migration of glacial centers across Gondwana during the Paleozoic era.- *Geol. Soc. Am. Bull.* 96, 1020-1036.
- Crowley, T. J. & Baum (1992). Modeling late Paleozoic glaciation. *Geology*, 507-510.
- Crowley, T. J., Hyde, W. T., & Short, D. A. (1989). Seasonal cycle variations on the supercontinent of Pangaea. *Geology*, 17, 457-460.
- Crowley, T. J. & North, G. R. (1991). *Paleoclimatology*. Oxford University Press; S. 171-182.
- Douglas, R. G.; Woodruff, F. (1981): Deep sea benthic foraminifera.- in: Emiliani, C. (ed.): *The oceanic lithosphere. The sea*, 7, New York, Wiley.
- Dalziel, I. W. D. (1991): Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjuncted rift pair. Evidence and implications for an Eocambrian supercontinent.- *Geology*, 19: 598-601.
- Eriksson, P. G., Condie, K. C., Tirsgaard, H., Mueller, W. U., Altermann, W., Miall, A. D., Aspler, L. B., Catuneanu, O., Chiarenzelli, J.R. (1998): Precambrian clastic sedimentation systems. In: Eriksson-P-G, Tirsgaard-H., Mueller-W-U (eds.): *Precambrian clastic sedimentation systems. Sedimentary Geology*. 120: 5-53.

- Frakes, I. A., Francis, J. E. & Syktus, J. I. (1992). *Climate Modes of the Phanerozoic*. Cambridge: Cambridge University Press, 274 pp.
- Gyllenhaal, E. D., Engberts, C. J., Markwick, P. J., Smith, L. H., & Patzkowsky, M. E. (1991). The Fujita- Ziegler model: a new semi-quantitative technique for estimating paleoclimate from paleogeographic maps. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 86, 41- 66.
- Hay, W. W., Barron, E. J., & Thompson, S. L. (1990). Results of global atmospheric circulation experiment on earth with a meridional pole-to-pole continent. *Journal Geological Society London*, 147, 385-392.
- Hay, W. W., Barron, E. J.; Thompson, S. L. (1990). „Global atmospheric circulation experiments on an earth with polar and tropical continents.“ *Journal Geological Society London* 147: 749-757.
- Hofmann, P. F., Kaufmann, A. J., Halverson, G. P. & Schrag, D. P. (1998): A neoproterozoic Snowball earth.- *Science* 281: 1342-1346.
- Imbrie, J. (1985). A theoretical framework for Pleistocene ice ages. *Journal Geological Society London* 142: 417- 432.
- Jenkins, R. J. F. (1991): The early environment.- In: Bryant, C. (ed.): *Metazoan life without oxygen*. p. 38-64; London.
- Kandler, O. (1994): The early diversification of life.- In: Bengtson, S. (ed.): *Early life on earth*. 152-160, Columbia University Press; New York.
- Kasting, J. F. (1992a). Paradox lost and paradox found. *Nature*, 676-677.
- Kasting, J. F. (1992b). Proterozoic climates: the effect of changing Atmospheric Carbon Dioxide Concentration. In Schopf J. W. & Klein C. (Eds.), *The Proterozoic biosphere -a multidisciplinary study* (pp. 165-168). Cambridge, University Press.
- Kasting, J. F., Holland, H. D., & Kump, L. R. (1992). Atmospheric Evolution: the rise of oxygen. In: Schopf J. W. & Klein C. (Eds.): *The Proterozoic biosphere -a multidisciplinary study* (pp. 159-163). Cambridge University Press.
- Kutzbach, J. E., & Gallimore, R. G. (1989). Pangean climates: Megamonsoons of the megacontinent. *Journal of Geophysical Research*, 94, 3341-3357. (Washington, D.C.)
- Milankovitch, M. (1939): *Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen.- Handbuch der Klimatologie*; Berlin
- Newman, M. J. & Rood, r. T. (1977): Implications of the solar evolution for the earth's early atmosphere. *Science*, 198: 1035-1037.
- Oschmann, W. 1990: Environmental cycles in the late Jurassic northwestern European epeiric basin: interaction with atmospheric and hydrospheric circulations.- In: Aigner, T. & Dott, R. H. (eds.): *Sedimentary Geology*, 69: 313-332, Amsterdam.
- Oschmann, W. (2002): Fossilfundstelle und Rohstoff - Der Posidonienschiefer (Toarcium, Unterer Jura) in Süddeutschland.- In: Junge, A. (Hrsg.): *Geowissenschaften in Frankfurt.- Kleine Senckenbergreihe* 43: 97-109; Stuttgart.
- Oschmann, W., Grasshof, M. & Gudo, M. (2002): The early evolution of the planet earth and the origine of life. In: Gudo, M., Gutmann, M & Scholz, J. (eds.): *Funktional, engineering and constructional morphology: biomechanical approaches on fossil and recent organisms.- Senckenbergiana lethaea* 82: 285 – 294, Frankfurt.
- Grasshof, M. & Gudo, M. (2002): The origine of metazoa and the main evolutionary lineages of the animal kingdom: the galertoid hypothesis in the light of modern research.- In: Gudo, M., Gutmann, M & Scholz, J. (eds.): *Funktional, engineering and constructional morphology: biomechanical approaches on fossil and recent organisms.- Senckenbergiana lethaea* 82: 285 – 294, Frankfurt.
- Parrish, J. T. & Curtis, D. L. (1982). Atmosphere circulation, upwelling and organic-rich rocks in the Mesozoic and Cenozoic eras. *Palaeogeogr.; Palaeoclimat.; Palaeoecol.*; 40, 31-66; Amsterdam.
- Parrish, J. T. & Spicer, R. A. (1988). Late Cretaceous terrestrial vegetation: a near polar temperature curve. *Geology*, 16, 22-25; Tulsa.
- Parrish, J. T. 1993. Climate of the supercontinent Pangaea.- *Journal of Geology*, 101, 215-233. Parrish, J. T., Ziegler, A. M., & Scotese, C. R. (1982). Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites in the Mesozoic and Cenozoic. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 40, 67-101; Amsterdam.
- Röhl H.-J., Schmid-Röhl A., Oschmann W., Frimmel A. & Schwark L. 2001 - The Posidonia Shale (Lower Toarcian) of SW-Germany: An oxygen depleted ecosystem controlled by sea level and palaeoclimate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 165: 27-52.
- Schidlowski, M. (1988): A 3,800-million-year isotopic record of life from carbon in sedimentary rocks. *Nature*, 333, 313-318.
- Schidlowski, M. (1993): The initiation of biological processes on earth. Summary of empirical evidence.- In: Engel, M. H. & Macko, S. A. (eds.): *Organic geochemistry*. 639-655, Plenum Press; New York.
- Schidlowski, M. (2001): Carbon isotopes as biogeographical recorders of life over 3.8 Ga of earth history: evolution of a concept.- *Precambrian Research* 106: 117-134.
- Zuilen, M. A., Leland, A. & Arrhenius, G. (2002): Reassessing the evidence for the earliest traces of life.- *Nature* 418, 627-629.
- Schopf, J.W. & Packer, B. M. (1987): Early archean (3.3- billion to 3.5-billion year old) microfossils from Warrawoona Group, Australia.- *Science*, 237; 70-73.
- Schopf, J.W., Kudryavtsev, A. B., Agresti, D. G. Wdowiak, T. & Czaja, A. D. (2002): Laser-Raman imagery of earths earliest fossils.- *Nature* 416: 73-76.
- Brasier, M.D., Green, O. R.; Japhcoat, A. P., Kleppe, A., K., van Kranendonk, M., J., Lindsay, J. F., Steele, A. & Grssineau, N. V. (2002): Questioning the evidence of earths oldest fossils.- *Nature*, 412: 76-81.
- Smoluchowski, R. (1989): *Das Sonnensystem. Ein G2-V-Stern und seine neun Planeten*. Heidelberg
- Spicer, R. A. & Parrish, J. T. (1990). Late Cretaceous - early Tertiary palaeoclimats of northern high latitudes: a quantitative view.- *Journal Geological Society London*, 147, 329-341.
- Vlaar, N. J. (2000): Continental emergence and growth on a cooling Earth. In: Sylvester, P. J. (ed.): *Continent formation, growth and recycling. Tectonophysics*. 322; 1-2, pp. 191-202.
- Walker, J. C. G. (1990). Precambrian evolution of the climate system. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology (Global and Planetary Change Section)*, 82, 261-289; Amsterdam
- Wolfe, J. A. (1978): *American Scientist* 66: 694-703.
- Scotese, C. R. S., W.W. (eds.) (1988). „Mesozoic and Cenozoic plate reconstructions.“ *Tectonophysics* 155: 1-399, Amsterdam.
- Ziegler, A. M., C. R. Scotese, et al. (1979). „Palaeozoic palaeogeography.“ *Am. Rev. Earth Planet. Sci.* 7: 473-502.