

de.wikipedia.org

Eiszeitalter

Autoren der Wikimedia-Projekte

75-90 Minuten



Liebe Leserinnen und Leser in der Schweiz. Es scheint, dass Sie Wikipedia oft nutzen; das ist grossartig. Es ist etwas unangenehm zu fragen, aber heute brauchen wir Ihre Hilfe. Wir sind keine Verkäufer. Wir sind Bibliothekare, Archivare und Informationsjunkies. Wir sind auf Spenden angewiesen, die im Durchschnitt CHF 15 betragen. Leider spendet weniger als 1% der Leserinnen und Leser tatsächlich. Wenn Sie nur CHF 5 spenden, was ungefähr dem Preis Ihres heutigen Kaffees entspricht, kann Wikipedia noch viele Jahre weiterbestehen. *Vielen Dank.*

Schließen ×



Ein **Eiszeitalter** ist ein Abschnitt der [Erdgeschichte](#), in dem die Festlandsbereiche mindestens einer [Polarregion](#) [vergletschert](#) beziehungsweise von [Eisschilden](#) bedeckt sind.^[1] Nach einer anderen, enger gefassten und weniger gebräuchlichen Definition wird der Begriff *Eiszeitalter* erst dann verwendet, wenn sowohl auf der [Nordhalbkugel](#) als auch auf der [südlichen Hemisphäre](#) ausgedehnte Vergletscherungen auftreten.^[2]

Nach der ersten Definition befindet sich die Erde seit rund 34 Millionen Jahren im [Känozoischen Eiszeitalter](#), da seit dieser Zeit die [Antarktis](#) vergletschert ist. Nach der zweiten Definition begann das derzeitige Eiszeitalter erst vor etwa 2,7 Millionen Jahren, seit auch die [Arktis](#) mit Eis bedeckt ist. Es entspricht damit von seiner Dauer annähernd dem [geologischen](#) Zeitabschnitt des [Quartärs](#).

Neben einer nicht genau zu bestimmenden Anzahl kürzerer Vereisungsperioden sind aus der Erdgeschichte sechs Eiszeitalter bekannt, von denen jedes mehrere Millionen Jahre umfasste. Dazwischen lagen unterschiedlich lange Zeiträume mit mehr oder minder stark ausgeprägtem [Warmklima](#).

Eiszeit und Eiszeitalter[[Bearbeiten](#) | [Quelltext bearbeiten](#)]



Schematische Gliederung eines Eiszeitalters

Der Begriff **Eiszeit** hat eine historische Entwicklung durchlaufen, die bis heute zu Verwirrungen führt. Ursprünglich wurde er 1837 von dem deutschen Naturforscher [Karl Friedrich Schimper](#) eingeführt und im damaligen Sprachgebrauch auch *Weltwinter* genannt.^[3] Er bezog sich dabei zunächst auf das gesamte [Quartär](#). Nach der Entdeckung mehrerer sich abwechselnder Warm- und [Kaltzeiten](#) wurde das Wort einerseits weiterhin für das gesamte Eiszeitalter verwendet und andererseits als Bezeichnung für die einzelnen Kaltzeiten (Glaziale). Heute ist in der Umgangssprache mit „Eiszeit“ in der Regel eine Kaltzeit (ein Glazial) gemeint, während dies in der Fachsprache vermieden wird. Einige fachsprachliche Begriffe verwenden den Begriff „Eiszeit“ mit der Bedeutung Eiszeitalter, zum Beispiel [Sturtische Eiszeit](#).

Ein Eiszeitalter umfasst sowohl die Kaltzeiten als auch die dazwischenliegenden [Warmzeiten](#) (Interglaziale). Eine weitere Unterteilung erfolgt dabei auf Grundlage der Begriffe [Stadial](#) und [Interstadial](#). Als *Stadial* wird eine Kältephase während eines *Glazials* oder *Interglazials* bezeichnet (meist verbunden mit einer Zunahme der Eisbedeckung), während ein *Interstadial* als relativ kurze Warmphase zwischen zwei Stadialen innerhalb eines *Glazials* definiert wird (siehe zum Beispiel [Alleröd-Interstadial](#)). Die Unterteilung in *Stadial/Interstadial* wird vor allem bei jüngeren Vereisungsphasen angewendet, weiter zurückliegende Kaltzeiten sind dazu weniger geeignet, da mit zunehmendem Zeitabstand eine Feinauflösung der jeweiligen Epochen nicht mehr uneingeschränkt möglich ist.

Das jüngste, bis in die Gegenwart reichende [Känozoische Eiszeitalter](#) begann vor rund 34 Millionen Jahren mit der Vereisung der antarktischen Regionen und umfasst neben den [chronostratigraphischen](#) Serien [Oligozän](#), [Miozän](#) und [Pliozän](#) auch das [Quartär](#), während die [letzte Kaltzeit](#) (im Alpenraum [Würm-Kaltzeit](#), in Norddeutschland/Nordeuropa [Weichsel-Kaltzeit](#)) vor etwa 11.700 Jahren zu Ende ging. Da das [Holozän](#) lediglich eine Warmzeit innerhalb des Känozoischen Eiszeitalters ist, werden weitere Kaltzeitzyklen unter den Bedingungen des derzeitigen [Klimazustands](#) wahrscheinlich auch in der Zukunft auftreten. Der

seit dem [Klimaoptimum des Holozäns](#) herrschende Abkühlungstrend von ca. 0,12 °C pro Jahrtausend gilt als Vorbote einer erneuten Kaltzeit,^[4] die jedoch im Rahmen natürlicher Klimaveränderungen erst in 30.000 bis 50.000 Jahren erwartet wird. Allerdings könnte diese Entwicklung durch die menschliche ([anthropogene](#)) Beeinflussung des Klimasystems signifikant verändert werden.^{[5][6]}

Die Eiszeitalter der Erdgeschichte[\[Bearbeiten | Quelltext bearbeiten\]](#)

Historischer Überblick[\[Bearbeiten | Quelltext bearbeiten\]](#)

Die systematische Untersuchung natürlicher Klimazyklen begann in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts mit der allmählichen Rekonstruktion der quartären Kaltzeiten. Zwar äußerten bereits um 1750 einzelne Naturforscher die Vermutung, dass Mittel- und Nordeuropa in der Vergangenheit ein Schauplatz umfangreicher Vereisungsprozesse gewesen sein mussten, doch fanden ihre Ideen zunächst wenig Gehör. Die Möglichkeit weiträumiger Vergletscherungen infolge eines eiszeitlich geprägten Klimas war eine zu revolutionäre Idee, um von der Wissenschaft akzeptiert zu werden. Gegen den damals fest verwurzelten Glauben an den biblischen Schöpfungsmythos mit der [Sintflut](#) als globale „Urkatastrophe“, der alle bekannten Ablagerungen einschließlich der [Fossilien](#) zugeschrieben wurden,^[7] konnte sich die Annahme einer urzeitlichen Epoche nur allmählich durchsetzen und gewann erst mit der Entwicklung der [Geologie](#) zur modernen Wissenschaft an Boden. Daraus resultierte die von heftigen Kontroversen begleitete Erkenntnis, dass die Frühzeit der Erde erheblich größere Zeiträume umfasste als die historisch belegte Menschheitsgeschichte.

Im Zuge intensiverer Forschungen fanden sich vor allem im Voralpengebiet, in der norddeutschen Tiefebene oder in Skandinavien ungewöhnliche Relikte in Form von [Moränen](#), [Drumlins](#) und erratischen Blöcken ([Findlinge](#)), die auf eine länger währende [Vergletscherung](#) hindeuteten. In den ersten Jahrzehnten

des 19. Jahrhunderts entstand die anfangs noch grobe Einteilung der Erdgeschichte in verschiedene geologische [Perioden](#). Im weiteren Verlauf erfolgte die Einordnung dieser Perioden in die [geologische Zeitskala](#), wengleich die wahren zeitlichen Dimensionen auf Grund unzureichender [geochronologischer](#) Analyseverfahren noch stark unterschätzt wurden. Zudem entstanden die ersten wissenschaftlichen Beschreibungen vorzeitlicher Lebensräume einschließlich ihrer [klimatischen Bedingungen](#). Bis zur Mitte des 19. Jahrhunderts hatten die inzwischen zahlreicher gewordenen Befürworter der Eiszeittheorie so viele Belege und „[Klimazeugen](#)“ für die Existenz einer früheren Kaltzeit gesammelt, dass es allmählich schwieriger wurde, die vorgebrachten Argumente zu ignorieren. Als einer der unermüdlichsten Exponenten warb der Schweizer [Louis Agassiz](#) für die wissenschaftliche Akzeptanz des Eiszeitgedankens. Auf zahlreichen Reisen, verbunden mit Vorträgen vor akademischem Publikum, sowie durch die Veröffentlichung mehrerer Bücher trug er entscheidend zur Popularisierung dieser Erkenntnisse bei. Weitere Pioniere der frühen [Quartärforschung](#) waren unter anderen [Johann von Charpentier](#) und [Ignaz Venetz](#), die etwa ab 1830 ein zunehmend differenziertes Bild des Eiszeitklimas und der damit verbundenen Prozesse zeichneten. Ungefähr zur selben Zeit erhielt das Eiszeitmodell eine zusätzliche Bestätigung durch die Entdeckung sehr alter [Gletscherschliffe](#) in Afrika, Australien und Indien, die nach heutigem Kenntnisstand der *Permokarbonen Vereisung* vor etwa 300 Millionen Jahren zugeschrieben werden.^[8]



Porträtfotografie von James Croll (1821–1890)

Ebenfalls im frühen 19. Jahrhundert wurde über verschiedene astronomische Ursachen der Eiszeiten spekuliert. So veröffentlichte der dänische Geologe [Jens Esmark](#) im Jahr 1824 die Hypothese, dass die Umlaufbahn der Erde um die Sonne in der Urzeit stark [exzentrisch](#) gewesen sei und der eines periodisch wiederkehrenden [Kometen](#) geähnelt habe. In den 1830er Jahren vermutete der französische Mathematiker [Siméon Denis Poisson](#) auf der Grundlage der damals vorherrschenden [Äthertheorie](#) eine Unterteilung des Weltalls in wärmere und kältere Regionen, durch die sich das [Sonnensystem](#) im Laufe längerer Zeitabschnitte bewegte.^[9] Die erste fundierte und gut begründete Eiszeittheorie formulierte der schottische Naturforscher [James Croll](#). Sich auf die Berechnungen des Mathematikers [Joseph-Alphonse Adhémar](#) und des [Astronomen Urbain Le Verrier](#) stützend, vertrat er 1864 in einer Aufsehen erregenden Arbeit im [Philosophical Magazine](#) den Gedanken, dass Veränderungen der Erdumlaufbahn in Verbindung mit einer starken [Eis-Albedo-Rückkopplung](#) für die Entstehung der Eiszeiten verantwortlich sein könnten.^[10] Etwa ab 1870 wurde die Möglichkeit kosmischer beziehungsweise solarer Einflüsse auf das irdische Klima auf breiterer Basis wissenschaftlich diskutiert.^[11]

Crolls Theorie wurde in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts von [Milutin Milanković](#) und [Wladimir Köppen](#) mit konkreten Berechnungen gestützt. Das in jahrelanger Arbeit erstellte Erklärungsmodell berücksichtigt die [Veränderungen der Erdbahn](#) (von leicht elliptisch bis fast kreisförmig), die Neigung der [Erdachse](#) sowie das Kreiseln der Erde um ihre Rotationsachse ([Präzession](#)) und deren langperiodische Schwankungen über mehrere 10.000 Jahre. Bis in die 1970er Jahre glaubten allerdings nur wenige [Geowissenschaftler](#), dass die [Milanković-Zyklen](#) eine (Mit-)Ursache für das *Quartäre Eiszeitalter* sein könnten. Der Umschwung begann 1976 mit der breit rezipierten „Pacemaker-Studie“ (gegenwärtig über 4000 Zitierungen) im Fachjournal [Science](#) (unter Mitwirkung bekannter Wissenschaftler wie [John Imbrie](#) und [Nicholas Shackleton](#)).^[12] Danach entwickelte sich die Theorie in modifizierter und erweiterter Form zum festen Bestandteil der [Paläoklimatologie](#) und wird häufig bei der Rekonstruktion der

quartären Klimageschichte und zunehmend auch für die Analyse früherer geologischer Perioden herangezogen.^{[13][14]}

Zu Beginn des Jahrtausends wurde in einigen Hypothesen die Auffassung vertreten, dass auf der Skala der Erdgeschichte das Klima nicht nur von terrestrischen Faktoren, sondern auch von variierenden [kosmischen Strahlungseinflüssen](#) verändert worden war. Demnach sollen zum Beispiel die scheinbar regelmäßig auftretenden Kaltzeiten des Phanerozoikums mit ebenso regelmäßigen [Spiralarmdurchgängen](#) der Sonne und ihrer [Heliosphäre](#) korrelieren.^[15] Diese und ähnliche Annahmen (wie die Einbeziehung von [Supernovae](#) und [Sternbildungsraten](#)) führten zu kontroversen Diskussionen und wurden von der Wissenschaft großteils zurückhaltend aufgenommen.^[16]

In der aktuellen geowissenschaftlichen Fachliteratur bilden die postulierten kosmischen Effekte mit Ausnahme der *Milanković-Zyklen* und der sich über lange Zeiträume verändernden [Solarkonstante](#) ein wenig rezipiertes Nischenthema. Die aus der Klimageschichte überwiegend gut dokumentierten geophysikalischen, geologischen und biochemischen Komponenten gelten dabei in der *Paläoklimatologie* und den angrenzenden Fachdisziplinen als valide und ausreichende Forschungsgrundlage.^{[17][18]}

Tabellarische Darstellung der verschiedenen Eiszeitalter^{[[Bearbeiten](#) | [Quelltext bearbeiten](#)]}

Name	Beginn vor Mio. Jahren	Dauer in Mio. Jahren	Äon	Ära	Periode
Paläoproterozoische Vereisung	2400	300	Proterozoikum	Paläoproterozoikum	Sidereale Periode
Sturtische Eiszeit	717	57	Proterozoikum	Neoproterozoikum	Cryogenium
Marinoische Eiszeit	640	5	Proterozoikum	Neoproterozoikum	Cryogenium

Ordovizisches Eiszeitalter / auch <i>Hirnantische Eiszeit</i> ¹⁾	460	30	Phanerozoikum	Paläozoikum	Ordovizium
Permokarbone Eiszeitalter / auch <i>Karoo-Eiszeit</i>	355/350	80 bis 100	Phanerozoikum	Paläozoikum	Karbon Permian
Känozoisches Eiszeitalter / Quartäres Eiszeitalter	34 2,6	bisher 34 bisher 2,6	Phanerozoikum	Känozoikum	Oligozän Miozän Pliozän Quartär
Gesamtdauer aller Kaltzeiten:		ca. 525			

¹⁾ In der Fachliteratur gelegentlich auch als *Anden-Sahara-Eiszeit* bezeichnet

Paläoproterozoisches Eiszeitalter [[Bearbeiten](#) | [Quelltext bearbeiten](#)]

Obwohl für das [Archaikum](#) (vor 4,0 bis 2,5 Milliarden Jahren) nur lückenhafte [Proxyreihen](#) zur Verfügung stehen, wird zumeist angenommen, dass während dieses [Äons](#) ein überwiegend warmes Klima herrschte. Allerdings existieren Hinweise auf eine Abkühlungsphase mit möglicherweise regionalen Vergletscherungen in Form des [Pongola-Glazials](#) vor 2,9 Milliarden Jahren, über dessen spezielle Charakteristik jedoch nur wenige gesicherte Erkenntnisse vorliegen.^[19] Wesentlich ausgeprägter verlief die vor 2,4 Milliarden Jahren einsetzende [Paläoproterozoische Vereisung](#) (auch *Huronische Eiszeit*), mit einer Dauer von 300 Millionen Jahren das längste Eiszeitalter der Erdgeschichte. Geologische Klimazeugen einschließlich [paläomagnetischer Auswertungen](#) aus Nordamerika, Skandinavien, Indien sowie im südlichen Afrika deuten auf einen globalen Kälteeinbruch^[20] mit einem länger andauernden [Schneeball-Ereignis](#) hin.^[21] Aufgrund des großen Zeitabstands schwer

nachweisbar und mit großen Unsicherheiten behaftet ist der für spätere Eiszeitalter typische Wechsel verschiedener Kalt- und Warmzeiten. Breite Akzeptanz findet hingegen die Annahme, dass das Eiszeitklima im frühen [Paläoproterozoikum](#) eng mit der [Großen Sauerstoffkatastrophe](#) (in der Fachliteratur *Great Oxigenation Event*) verknüpft sein könnte.^[22]

Am Beginn des *Paläoproterozoikums* wies die irdische Atmosphäre eine relativ hohe [Methankonzentration](#), aber nur geringe Spuren an freiem Sauerstoff auf. Zwar produzierten [Cyanobakterien](#) schon vor mehr als 3 Milliarden Jahren mittels der [Oxygenen Photosynthese](#) als „Abfallprodukt“ ihres Stoffwechsels große Mengen an O₂, doch wurde dieser bei der Oxidation von [organischen](#) Verbindungen, [Schwefelwasserstoff](#) und zweiwertigen Eisen-Ionen Fe²⁺ in dreiwertige Eisen-Ionen Fe³⁺ vollständig verbraucht. Nach Abschluss dieser intensiven Oxidationsphase begann sich der Sauerstoff-Überschuss sowohl in der Atmosphäre als auch im Ozean anzureichern. Dieser Prozess führte in marinen [Biotopen](#) zum [Massenaussterben anaerober Organismen](#), die der toxischen Wirkung des Sauerstoffs fast vollzählig zum Opfer fielen. In der Atmosphäre oxidierte der Sauerstoff mithilfe der [UV-Strahlung](#) den größten Teil des Methanvorkommens zu [Kohlenstoffdioxid](#) und Wasser. Da Methan über ein erheblich größeres [Treibhauspotenzial](#) als CO₂ verfügt, kam es im Anschluss zu einem [raschen Klimawandel](#), und die Temperaturen verharrten für 300 Millionen Jahre auf einem eiszeitlichen Niveau.

Hauptursachen des Paläoproterozoischen Eiszeitalters

- *Zusammenbruch der Methankonzentration*: Der weitgehende Abbau der atmosphärischen Methanvorkommen aufgrund der oxidativen Wirkung des Sauerstoffs führte zu einer deutlichen Abschwächung des [Treibhauseffekts](#) und damit zu einer Veränderung der [Strahlungsbilanz](#).
- *Schwächere Sonneneinstrahlung*: Während ihrer Entwicklung als [Hauptreihenstern](#) wies die Sonne im frühen *Paläoproterozoikum* nur rund 85 Prozent ihrer gegenwärtigen [Leuchtkraft](#) auf. Dieses Strahlungsdefizit wurde durch die veränderte Zusammensetzung

der Atmosphäre nicht mehr vollständig kompensiert und überführte den Planeten vom ursprünglichen warm-gemäßigten Klima in den Zustand einer globalen Vereisung.

Die Vereisungsphasen im Neoproterozoikum [[Bearbeiten](#) | [Quelltext bearbeiten](#)]



Fiktionale Darstellung eines Schneeball-Erde-Stadiums, wie im Neoproterozoikum, aber mit modernen Kontinenten

Nach dem Abklingen des *Paläoproterozoischen Eiszeitalters* begann eine aus heutiger Perspektive relativ ereignisarme Epoche, die in der Fachliteratur gelegentlich als „langweilige Milliarde“ (englisch *The boring billion*) bezeichnet wird. Diese Phase endete im [Cryogenium](#) vor mehr als 700 Millionen Jahren, als eine Serie rasch verlaufender plattentektonischer Prozesse mit zahlreichen geochemischen und klimatischen Turbulenzen wahrscheinlich zu einer mehrmaligen und fast völligen Vereisung der Erde bis in Äquatornähe führte. Das gehäufte Auftreten glazialer Relikte in niedrigen Breiten und auf allen Paläokontinenten führte zur Entwicklung der relativ jungen, auch außerhalb der Wissenschaft populären *Schneeball-Erde-Hypothese*, die seit den 1990er Jahren intensiv und zum Teil kontrovers diskutiert wird.^[23] Angaben zu Dauer, Anzahl und chronologischem Ablauf der Kaltzeit-Zyklen galten lange als spekulativ und basierten mitunter auf fragmentarisch belegten Rekonstruktionen. Inzwischen vermitteln jedoch neuere Arbeiten aufgrund der Anwendung präziser Datierungsmethoden ein genaueres Bild im Hinblick auf die zeitliche Einordnung der verschiedenen Glazialphasen (siehe obenstehende Tabelle).^[24] Das betrifft auch den Status der [Kaigas-](#)

[Eiszeit](#) (740 [mya](#)) und der [Gaskiers-Eiszeit](#)^[25] (580 mya), die als regionale und zeitlich begrenzte Einschnitte identifiziert wurden.

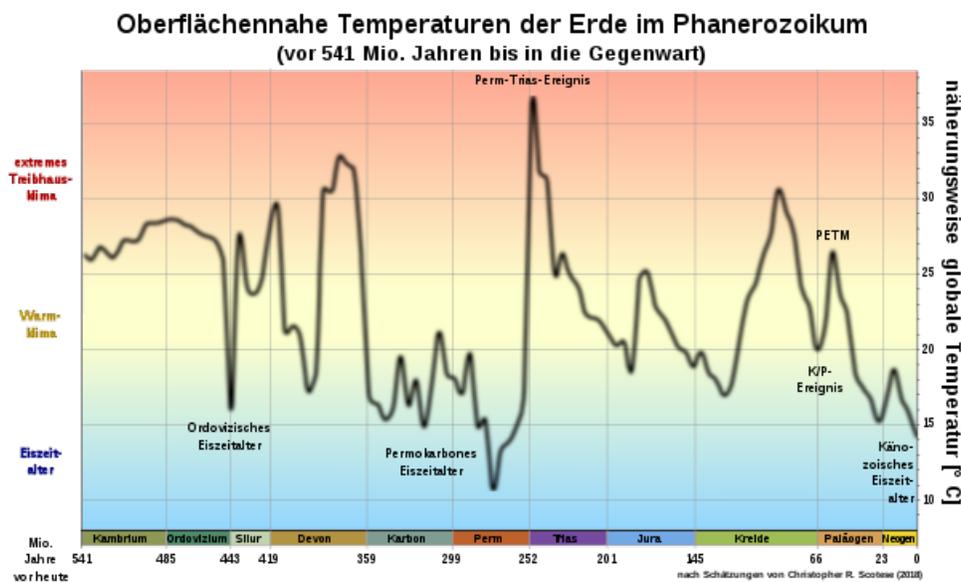
Der [Geophysiker](#) und [Klimatologe](#) [Raymond Pierrehumbert](#) charakterisierte das *Neoproterozoikum* folgendermaßen: *The Phanerozoic seems, by comparison, to be a rather quiescent place* (deutsch: *Das Phanerozoikum scheint dagegen ein eher ruhiger Ort zu sein*).^[26] Tatsächlich war besonders das *Cryogenium* (720 bis 635 mya) aufgrund des Auseinanderbrechens des [Superkontinents Rodinia](#) ein permanenter [geotektonischer](#) Unruheherd. Vor 900 Millionen Jahren hatte *Rodinia* alle Landmassen in sich vereinigt und damit die maximale Ausdehnung erreicht. Bereits 100 Millionen Jahre später traten erste Zerfallserscheinungen auf: In Verbindung mit mehreren, lange aktiven [Superplumes](#) einschließlich der umfangreichen [Freisetzung von Flutbasalten](#) entstand an den Plattengrenzen eine Reihe von sich verbreiternden [Grabenbrüchen](#) (*Riftings*), die eine zunehmende Fragmentierung des Kontinents einleiteten. Auf diesen Zerfallsprozess folgte unmittelbar im Zuge der [panafrikanischen Orogenese](#) (ca. 600 mya) die Entstehung des neuen, aber nur „kurzlebigen“ Superkontinents [Pannotia](#) (auch [Groß-Gondwana](#)). Obwohl sich die einzelnen Theorien graduell unterscheiden, wird übereinstimmend angenommen, dass die globale Vereisung der Erde während der [Sturtischen](#) und der [Marinoischen Eiszeit](#) auf dem Zusammenwirken verschiedener geologischer und geochemischer Komponenten beruht.^{[27][28][29]}

Viele Detailfragen zu den exakten Vereisungsmechanismen und jenen Faktoren, die zur Wiedererwärmung führten, sind in der Wissenschaft bisher nur in Umrissen bekannt oder noch ungeklärt.^[26] Mit hinreichender Sicherheit kann während der Schneeball-Erde-Episoden eine selbstverstärkende Eis-Albedo-Rückkopplung vorausgesetzt werden, die eine weltweite Abkühlung auf mindestens -50 °C forciert hatte.^[30] Der natürliche [Kohlenstoffzyklus](#) kam auf diese Weise fast zum Erliegen, und in den Meeren sank die Biomasseproduktion auf ein Minimum. Dies änderte sich erst, als das ungenutzte atmosphärische Reservoir vulkanischer CO₂-Emissionen einen extrem hohen Schwellenwert

erreichte, der das Dauerfrost-Klima zum Kippen brachte und ein globales Tauwetter auslöste. Nach diesem Szenario verwandelte sich die Erde innerhalb von mehreren 10.000 Jahren von einem tiefgefrorenen „Schneeball“ unter chaotischen Umweltbedingungen ([Starkregen](#), [Wirbelstürme](#), [Meeresspiegelanstieg](#) um mehrere hundert Meter) für kurze Zeit in ein Supertreibhaus mit Temperaturen um 40 °C.

Hauptursachen der Vereisungsphasen im Neoproterozoikum

- *Verschiedene Einflussfaktoren:* Allgemein wird eine Kombination verschiedener geologischer und geochemischer Komponenten angenommen (unter anderem Plattentektonik, Superplume-Aktivitäten beziehungsweise Flutbasalt-Vulkanismus, umfangreiche Carbonat-Einlagerung, extrem rasch verlaufende Verwitterungsprozesse).



Klickbarer Temperaturverlauf im Phanerozoikum mit den drei in diesem Artikel beschriebenen Eiszeitaltern (Darstellung etwas vereinfacht, nach Christopher R. Scotese, 2018).

Ordovizisches Eiszeitalter [\[Bearbeiten\]](#) | [\[Quelltext bearbeiten\]](#)





Im Ordovizium erfolgte die den Verwitterungseffekt verstärkende Ausbreitung von Landpflanzen.

Das *Ordovizische Eiszeitalter* (auch *Anden-Sahara-Eiszeit* oder *Hirnantische Vereisung*) begann vor rund 460 Millionen Jahren im [Oberen Ordovizium](#) und endete im frühen [Silur](#) vor 430 Millionen Jahren. Anhand eiszeitlicher Ablagerungen konnte die Bewegung des Großkontinents [Gondwana](#) über den Südpol in chronologischer Abfolge rekonstruiert werden. Der Kernbereich der Vereisung lag zu Beginn auf der [Arabischen Platte](#) beziehungsweise in der heutigen [Sahara](#), wanderte dann über die damals durchgehende Landverbindung westwärts in Richtung Südamerika ([Brasilien](#) und unteres [Amazonasgebiet](#)) und weitete sich in abgeschwächter Form auf die Region der noch nicht existierenden [Andenkette](#) aus.

Die Fachliteratur der letzten Jahrzehnte verzeichnet im Hinblick auf Ursachen und Struktur des *Ordovizischen Eiszeitalters* eine Reihe unterschiedlicher und zum Teil widersprüchlicher Annahmen. Neuere Studien gehen davon aus, dass die für diese Epoche typischen CO₂-Werte lange zu hoch angesetzt waren. Für das Mittlere Ordovizium wird heute – bei Ausschluss eines Treibhaus-Szenarios, aber vor dem Hintergrund einer allmählichen Abkühlung – eine Kohlenstoffdioxid-Konzentration unter 3000 ppm angenommen.^[31] Diese Entwicklung hängt ursächlich mit der Vegetationsausbreitung auf dem Festland zusammen.

Wahrscheinlich erfolgte die Besiedelung der Kontinente durch moosartige Pflanzen ([Bryophyten](#)) und [frühe Pilzformen](#) bereits ab dem Mittleren Kambrium und setzte sich im [Ordovizium](#) verstärkt fort.^[32] Die dichter und umfangreicher werdende Pflanzendecke entwickelte sich dabei zu einem elementaren Klimafaktor, da sie erheblich zur beschleunigten chemischen Verwitterung der Erdoberfläche beitrug. Daraus resultierten eine Reduzierung des

atmosphärischen Kohlenstoffdioxids und im Zusammenwirken mit anderen Faktoren eine weltweite Abkühlung.^{[33][34]} In einer 2019 veröffentlichten Studie wird angenommen, dass vor etwa 466 Millionen Jahren ein zwischen [Mars](#) und [Jupiter](#) kreisender, rund 150 km großer [Asteroid](#) durch eine Kollision mit einem anderen Himmelskörper vollständig zerstört und zum Teil pulverisiert wurde. Die dadurch entstandene interplanetare Staubwolke verteilte sich nach dieser Hypothese im inneren Sonnensystem und dämpfte die solare Einstrahlung auf der Erde, mit der Folgewirkung weltweit sinkender Temperaturen über einen Zeitraum von ungefähr zwei Millionen Jahren. Der zunächst moderat verlaufende [Klimawandel](#) könnte dabei nach Ansicht der Autoren den Anstoß für die Entstehung neuer Arten mit einer Zunahme der [Biodiversität](#) in ozeanischen [Habitaten](#) gegeben haben.^[35]

Ein abrupter Kälteeinbruch, vermutlich ausgelöst durch das Überschreiten eines [Kipppunkts](#) im Klimasystem und verbunden mit der raschen Ausdehnung von [Meereisflächen](#) und kontinentalen [Eisschilden](#), ereignete sich während der letzten ordovizischen Stufe des [Hirnantiums](#) (445,2 bis 443,4 mya), wobei die Oberflächentemperatur äquatorialer Ozeane um 8 °C abnahm und die globale Durchschnittstemperatur von etwa 16 °C auf 11 bis 13 °C sank.^[31] Parallel dazu geschah eines der folgenschwersten [Massenaussterben](#) der Erdgeschichte, mit einem geschätzten Artenschwund bis 85 Prozent.^[36] In der Wissenschaft besteht größtenteils Einigkeit darüber, dass die biologische Krise auf einer Kombination verschiedener Faktoren beruhte, zu denen vermutlich auch ein starker Vulkanismus zählte.^[37] Ebenfalls im Hirnantium kam es zur Entstehung eines längeren, bis in das Silur reichenden [Ozeanischen anoxischen Ereignisses](#) (eventuell unterteilt in mehrere aufeinanderfolgende anoxische Phasen), das die marinen Lebensräume zusätzlich destabilisierte.^{[38][39]}

In letzter Zeit wird vermehrt die These vertreten, dass nicht das Glazialklima und die damit verbundene Absenkung des Meeresspiegels um mehr als 100 Meter (mit einem Schwund von Flachwasserbiotopen) den primären Aussterbefaktor darstellte,

sondern dass gravierende geochemische Veränderungen zur Freisetzung von giftigen Schwermetallen wie [Arsen](#), [Blei](#) oder [Mangan](#) führten und die zudem eine weitgehende Reduzierung lebenswichtiger [Spurenelemente](#) bewirkten.^[40] Anhand von [Mikrofossilien](#) lässt sich zum fraglichen Zeitpunkt ein hohes Aufkommen fehlgebildeter Organismen nachweisen, die eine Kontaminierung durch toxische Substanzen nahelegen.^[41]

Hauptursachen des Ordovizischen Eiszeitalters

- [Verwitterungseffekte](#): Die Ausbreitung umfangreicher Vegetationszonen während des Ordoviziums entzog den Böden eine Reihe von Elementen, woraus eine beschleunigte chemische Verwitterung der Erdoberfläche mit erhöhter Kohlenstoff-Einbindung resultierte.
- *Kombination verschiedener Einflussfaktoren*: Die im Vergleich zur Gegenwart schwächere Sonneneinstrahlung, die Vergletscherung der südpolaren Festlandsbereiche sowie die umfangreiche Ablagerung von organischem Kohlenstoff im *Hirnantium* aufgrund [anoxischer Bedingungen](#) in den Meeren summierten sich in ihrer Gesamtwirkung zu einem signifikanten Abkühlungsfaktor.^[42]

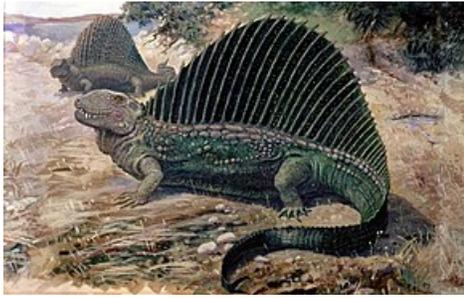
Permokarbone Eiszeitalter [\[Bearbeiten\]](#) | [Quelltext bearbeiten](#)]

Der Beginn und das genaue Ende des *Permokarbonen Eiszeitalters* (auch [Karoo-Eiszeit](#)) lassen sich nur unscharf eingrenzen. Bereits am [Devon-Karbon](#)-Übergang (358,9 mya) kam es mit dem [Hangenberg-Ereignis](#) zu einem Massenaussterben und zum Kollaps mehrerer Ökosysteme, verbunden mit Vergletscherungen in den südlichen und westlichen Regionen des Großkontinents *Gondwana* sowie einem Absinken des Meeresspiegels um etwa 100 Meter.^[43] Aufgrund der umfangreichen Einlagerung von organischem [Kohlenstoff](#) in [Schwarzschieferhorizonte](#) nahm die atmosphärische CO₂-Konzentration während der [oberdevonischen Krisenzeiten](#) um rund 50 Prozent ab und lag im frühen Karbon bei maximal 1000 ppm.^[44] Der nach einer kurzen Erwärmungsphase einsetzende Abkühlungstrend im Mittleren [Tournaisium](#), der ersten

chronostratigraphischen Stufe des Karbons, wich deutlich vom [Warmklima](#) des *Devons* ab und führte möglicherweise dazu, dass sich im Unterkarbon vor 350 Millionen Jahren (unter kontinuierlicher Verringerung des Kohlenstoffdioxid-Gehalts) die Festlandsvereisung in der südlichen Hemisphäre bis zum 60. Breitengrad ausdehnte.^[45]

Eine Intensivierung der Kaltzeitbedingungen mit der Ausbreitung kontinentaler [Eisschilde](#) begann im [Oberen Mississippium](#) vor 325 Millionen Jahren und betraf weite Teile *Gondwanas* bis zum 40. südlichen Breitengrad, darunter die heutigen Regionen Südamerika, Südafrika, Antarktika und Australien. Diese vorwiegend eiszeitlich geprägte Umweltsituation blieb im gesamten [Pennsylvanium](#) (323,2 bis 298,9 mya) und darüber hinaus bis in das frühe [Perm](#) bestehen.^[45] Die Analyse von Gesteinskonglomeraten ([Diamiktit](#)) stützt die Annahme, dass zeitweilige Vergletscherungen während der Hauptphase des Eiszeitalters auch in höhergelegenen tropischen Regionen auftraten.^[46] In den letzten 10 bis 15 Millionen Jahren des Karbons wechselten in rascher Folge verschiedene [Klimazustände](#), offenbar mitbeeinflusst von den zyklischen Veränderungen der [Erdbahnparameter](#), mit ausgeprägten Schwankungen der CO₂-Konzentration zwischen 150 und 700 ppm und entsprechenden Fluktuationen des Meeresspiegels ([Glazialeustasie](#)),^{[47][48]} überlagert von einem allmählich stärker werdenden Trend zur [Aridifikation](#).^[49] Unter Berücksichtigung der damaligen, um etwa 2 bis 3 Prozent schwächeren [Sonneneinstrahlung](#) betragen die globalen Durchschnittstemperaturen während einer Warmphase 12 bis 14 °C und lagen auf dem Höhepunkt einer Kaltzeit mindestens 5 °C darunter. Laut einer Studie von 2017 verringerte sich die CO₂-Konzentration im frühesten Perm weiter und könnte für kurze Zeit auf ein Level um 100 ppm gesunken sein. Demnach rückte das Erdsystem in die Nähe jenes [Kipppunkts](#), der den Planeten in den Klimazustand einer globalen Vereisung überführt hätte, vergleichbar mit den Schneeball-Erde-Ereignissen im *Neoproterozoikum*.^[50]





Künstlerische Darstellung des karnivoren [Pelycosauriers](#) *Dimetrodon* aus dem Unterperm.

Im Gegensatz zu den abnehmenden CO₂-Werten erreichte der Sauerstoffgehalt im späten Karbon die Rekordmarke von 33 bis 35 Prozent. Die hohe O₂-Konzentration förderte das Größenwachstum verschiedener [Gliederfüßer](#) wie [Arthropleura](#), barg jedoch die Gefahr großflächiger Waldbrände.^[51] Nachdem im Verlauf des *Pennsylvaniums* der Vegetationsumfang während der Glazialphasen mehrmals erhebliche Einbußen verzeichnete,^[52] erfolgte vor 305 Millionen Jahren im [Kasimovium](#) aufgrund des zunehmend ariden Klimas der weitgehende Zusammenbruch der in Äquatornähe angesiedelten Regenwälder (in der Fachliteratur: *Carboniferous Rainforest Collapse*).^[53] Im Zuge des ersten pflanzlichen Massenaussterbens wurden die tropischen Wälder bis auf einige [Vegetationsinseln](#) dezimiert, und ebenso verschwanden viele Feucht- und Sumpfgelände.^{[54][55]} Vom Verlust dieser Biotope besonders betroffen waren Gliederfüßer, ein Großteil der [Amphibien](#) ([Temnospondyli](#)) und frühe [Reptilien](#) mit [semiaquatischer](#) Lebensweise.^[56] Durch die Fragmentierung der Lebensräume ging die [Biodiversität](#) der Landwirbeltiere ([Tetrapoda](#)) an der Karbon-Perm-Grenze deutlich zurück und blieb im frühen Perm zunächst niedrig, ehe im weiteren Verlauf die Artenvielfalt allmählich wieder zunahm.^[57]

Im Vergleich mit den anderen Glazialphasen des *Phanerozoikums* weist das *Permokarbone Eiszeitalter* eine Reihe von Besonderheiten auf, vor allem in seiner räumlichen und zeitlichen Gliederung: Mehrmals wechselten sich kleine Eiszentren mit Intervallen großräumigen Gletscherwachstums ab, gefolgt von weitgehend eisfreien Perioden.^[58] Eine paradoxe Situation

verzeichnete das Mittlere Perm gegen Ende des Eiszeitalters, als große Teile Australiens – wahrscheinlich durch den Einfluss ozeanischer und atmosphärischer Zirkulationsmuster – über Jahrmillionen immer wieder von stabilen [Eiskappen](#) bedeckt waren, während in allen anderen Gebieten einschließlich der Südpolarregion längst keine nennenswerte Eisbedeckung mehr existierte.^[45]

Hauptursachen des Permokarbonen Eiszeitalters

- *Geographische Lage:* Die während des Karbons nur wenig veränderte Position der südlichen Regionen von Gondwana im Umkreis der Antarktis war ein wesentlicher Antrieb der Gletscherbildung, da polarnahes Festland schneller und effektiver vereist als offene Meereszonen und dieser Prozess durch die [Eis-Albedo-Rückkopplung](#) an Eigendynamik gewinnt.
- *Kohlenstoffdioxid-Reduzierung:* Die in der „Steinkohlenzeit“ des Karbons weiter zunehmende Vegetationsbedeckung führte zur Ausbreitung tief wurzelnder und das Erdreich aufspaltender Gewächse. Die Kombination von verstärkter Bodenerosion mit umfangreichen [Inkohlungsprozessen](#) entzog der Atmosphäre große Mengen an Kohlenstoff und bewirkte den Rückgang des atmosphärischen CO₂ auf einen bis dahin einmaligen Tiefstwert.^{[59][60]}
- *Waldbrände:* Bedingt durch den extrem hohen Sauerstoffgehalt traten im Oberen Karbon die wahrscheinlich verheerendsten Wald- und Flächenbrände der Erdgeschichte auf, mit der möglichen Nebenwirkung eines weltumspannenden, das Sonnenlicht dämpfenden Rauch- und Dunstnebels.^[61]
- *Plattentektonik:* Nachdem sich vor etwa 310 Millionen Jahren die Großkontinente [Laurussia](#) und Gondwana zum Superkontinent [Pangaea](#) und damit zu einer riesigen Festlandsbarriere vereinigt hatten, stockte der Wasser- und Wärmeaustausch der äquatorialen Meeresströmungen, wodurch sich die herrschende Abkühlungstendenz weiter verstärkte.

Das gegenwärtige Eiszeitalter[\[Bearbeiten](#) | [Quelltext bearbeiten\]](#)

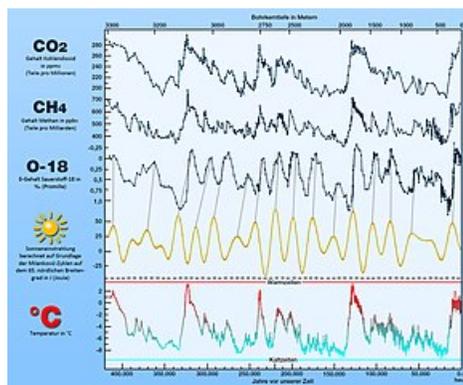
Ärathem	System	Serie	Alter (mya)
K ä n o z o i k u m	Quartär	Holozän	0 ↓ 0,0117
		Pleistozän	0,0117 ↓ 2,588
	Neogen	Pliozän	2,588 ↓ 5,333
		Miozän	5,333 ↓ 23,03
	Paläogen	Oligozän	23,03 ↓ 33,9
		Eozän	33,9 ↓ 56
		Paläozän	56 ↓ 66
	früher	früher	früher

Das bis heute andauernde *Känozoische Eiszeitalter* (mit dem *Quartären Eiszeitalter* als jüngstem Abschnitt) begann mit der allmählichen Vergletscherung des Kontinents [Antarktika](#) am Beginn des [Oligozäns](#). Vor etwa 2,7 bis 2,4 Millionen Jahren setzte im Umkreis der [Pliozän-Pleistozän](#)-Grenze die verstärkte Eisbildung auch in der [Arktis](#) ein. Ab diesem Zeitpunkt wechselten sich längere [Kaltzeiten](#) (Glaziale) mit kürzeren Warmzeiten ([Interglaziale](#)) ab.

Bis in das spätere [Eozän](#) waren [Antarktika](#) und [Südamerika](#) durch eine Landbrücke miteinander verbunden, ehe sich die [Drakestraße](#)

zu öffnen begann. Aufgrund dieses tektonischen Prozesses entstand im [Südpolarmeer](#) der [Antarktische Zirkumpolarstrom](#), der *Antarktika* von der Zufuhr wärmeren Meerwassers abschnitt und wahrscheinlich einen weltweiten Abkühlungsprozess einleitete. Die Temperatur der Ozeane ging bis in tiefere Regionen um 4 bis 5 °C zurück, und die Meeresspiegelhöhe nahm innerhalb relativ kurzer Zeit um etwa 30 Meter ab. Gleichzeitig erfolgte ein steiler Abfall der atmosphärischen CO₂-Konzentration bis zu 40 Prozent.^[62] Die bei einem CO₂-Schwellenwert um 600 ppm einsetzende [Vereisung](#) des südpolaren Festlands vor rund 34 Millionen Jahren markiert den Beginn des *Känozoischen Eiszeitalters*.^[63] Im Verlauf des [Pliozäns](#) erreichte der antarktische Eisschild seine heutige Ausdehnung von 14 Millionen km². In der Folgezeit und verstärkt seit Beginn des Quartärs nahm jedoch die Masse der Eisbedeckung ständig zu, bis zu einer Mächtigkeit von stellenweise 4500 Meter.

Durch die Entstehung der [Landenge von Panama](#) vor 2,76 Millionen Jahren bildete sich der [Golfstrom](#), der fortan nicht nur warme Meeresströmungen nach Norden lenkte, sondern auch eine Zunahme der Luftfeuchtigkeit in den arktischen Regionen bewirkte.^[64] Nach gegenwärtigem Forschungsstand spielt der Einfluss des Golfstroms auf Vereisungsprozesse (mit erhöhtem Niederschlagspotenzial in der Arktis) allerdings nur eine untergeordnete Rolle. Überwiegend wird davon ausgegangen, dass die im frühen Quartär expandierende Vergletscherung der Arktis auf einen deutlichen Rückgang der weltweiten CO₂-Konzentration zurückzuführen ist.^[65]



Innerhalb des *Quartären Eiszeitalters* wechselten relativ warme mit

sehr kalten Abschnitten. Die Kaltphasen waren geprägt von massiven Gletschervorstößen und umfassten deutlich längere Zeiträume als die Warmphasen, die durchschnittlich rund 15.000 Jahre dauerten. Aktuell beansprucht ein Zyklus von einer Warmzeit zur nächsten etwas mehr als 100.000 Jahre und ist damit an die gleich langen Veränderungen der Erdumlaufbahn ([Exzentrizität](#)) gekoppelt. Diese Periode trat in voller Ausprägung erstmals im frühen [Mittelpleistozän](#) vor rund 700.000 Jahren auf. Vorher – das heißt seit dem Beginn des Quartärs – betrug die Zyklusdauer lediglich 41.000 Jahre und korrelierte zu dieser Zeit mit den Schwankungen der [Erdrotationsachse](#). Dieses „Umspringen“ auf einen längeren Warm-Kalt-Zyklus galt lange als eines der großen Rätsel der [Quartärforschung](#). Eine neuere Studie, basierend auf der Analyse von Sedimentbohrkernen, postuliert als Hauptursache eine signifikante Abschwächung der Tiefenwasserzirkulation vor allem in den subpolaren Regionen des südlichen Ozeans, wodurch im Vergleich zur Gegenwart 50 Prozent weniger Kohlenstoffdioxid aus der Tiefsee an die Meeresoberfläche und von dort in die Atmosphäre gelangte. ^[66]

Für die letzten 800.000 Jahre wurden elf Interglaziale nachgewiesen. Die Dauer dieser Zwischeneiszeiten betrug im Normalfall etwa 10.000 bis 30.000 Jahre, lediglich für den Zeitraum der [Marinen Isotopenstufe 11c](#) (MIS 11c) werden maximal 40.000 Jahre veranschlagt. ^[67] Während der letzten Kaltzeiten nahmen die Inlandeisschilde und Gebirgsgletscher erheblich an Umfang und Volumen zu und bedeckten schließlich etwa 32 Prozent des Festlands. Gegenwärtig sind nur etwa 10 Prozent der Kontinentalfläche von Gletschern bedeckt. Vor allem auf der Nordhalbkugel der Erde waren große Teile [Europas](#), [Asiens](#) und [Nordamerikas](#) vergletschert. Viele Vereisungsspuren wie [Trogtäler](#), [Moränen](#) und [Gletscherschliffe](#) haben sich dort bis heute erhalten. Das aktuelle Interglazial, in der [geologischen Zeitskala](#) als [Holozän](#) verzeichnet, ist die jüngste Warmzeit des *Känozoischen Eiszeitalters*, mit einer bisherigen Dauer von etwa 11.700 Jahren. Auch in den wärmeren Epochen eines Eiszeitalters verharrt das Klima im erdgeschichtlichen Vergleich auf einem relativ kühlen

Niveau. Die Eisbedeckung der Polarregionen und Hochgebirge bleibt meistens bestehen, Gletschervorstöße bis in mittlere Breiten werden hingegen zurückgebildet, und es herrscht in diesen Gebieten ein deutlich gemäßigtes Klima mit milderem Wintern.

Gegen Ende der [letzten Kaltzeit](#) und partiell im frühen Holozän wurde im Verlauf der [Quartären Aussterbewelle](#) ein großer Teil der [Megafauna](#) Amerikas, Eurasiens und Australiens ausgelöscht. Die Gründe für das auf verschiedenen Kontinenten zeitversetzt stattgefundenen Aussterben sind Gegenstand einer wissenschaftlichen Kontroverse, wobei in neueren Publikationen dem menschlichen Einfluss ein deutliches Übergewicht zugeschrieben wird.^[68]

Hauptursachen des Känozoischen Eiszeitalters

- *Reduzierung des atmosphärischen Kohlenstoffdioxids:* Die im Mittleren [Eozän](#) beginnende CO₂-Verringerung aufgrund verschiedener kohlenstoffbindender Prozesse unterschritt in der zweiten Hälfte des [Känozoikums](#) mehrere Schwellenwerte, was zu einer beschleunigten Abkühlung und letztendlich zu großflächigen Vergletscherungen beider Polarregionen führte.
- *Ozeanische Zirkulation:* Die Entstehung des kalten *Antarktischen Zirkumpolarstroms* trug zusammen mit der exponierten geographischen Lage von *Antarktika* wesentlich zur Eisbedeckung des Kontinents bei.
- *Milanković-Zyklen:* Die relativ schwache, aber durch mehrere Rückkopplungen verstärkte Wirkung der sich über längere Zeiträume verändernden Erdbahnparameter gab den Anstoß für die periodisch auftretenden Warm- und Kaltzeiten während des *Quartären Eiszeitalters*.^[69] Danach waren die Konzentrationsschwankungen von Kohlenstoffdioxid, Methan und [Distickstoffoxid](#) zu etwa einem Drittel am klimatischen Wechsel der Warm- und Kaltzeitzyklen beteiligt,^[70] nach einer anderen Publikation sogar zur Hälfte.^[71]

Glazialphasen während eines

Warmklimas[Bearbeiten | Quelltext bearbeiten]

Während der ca. 541 Mio. Jahre des *Phanerozoikums* betrug der Anteil der mit diesem [Äon](#) verbundenen drei Eiszeitalter rund 30 Prozent, gemessen an der Gesamtdauer der [Erdgeschichte](#) (4,57 Mrd. Jahre) einschließlich der Kaltzeiten im [Präkambrium](#) ungefähr 11 bis 12 Prozent. Das schließt jedoch nicht aus, dass in den Polarregionen relativ umfangreiche Vergletscherungen über Zeiträume von mehreren 100.000 Jahren oder länger unter wärmeren Umweltbedingungen stattgefunden haben. Auch während einer Warmphase war das Klima nie wirklich stabil und häufig größeren und kleineren Schwankungen unterworfen, unter anderem durch tektonische Vorgänge wie Gebirgsbildungen ([Orogenese](#)) oder durch die Öffnung beziehungsweise Schließung von Meeresstraßen, jeweils verbunden mit einer Verlagerung, Intensivierung oder Abschwächung atmosphärischer und ozeanischer Zirkulationsmuster. Ausgeprägte Klimaveränderungen wurden auch vom Megavulkanismus verschiedener [magmatischer Großprovinzen](#) verursacht, zusätzlich bildeten Störungen des organischen [Kohlenstoffzyklus](#) in Wechselwirkung mit [ozeanischen anoxischen Ereignissen](#) einen wichtigen Klimafaktor. Daneben hinterließen die verschiedenen Komponenten der *Milanković-Zyklen* ([Präzession](#), [Ekliptikschiefe](#) und [Exzentrizität](#)) zum Teil über mehrere hundert Millionen Jahre nachweisbare Klimasignale.^[14]

Im [Mesozoikum](#) (Erdmittelalter) und [Känozoikum](#) (Erdneuzeit) kommt eine Reihe von Zeitfenstern für die potenzielle Entstehung von Gletschern und Eiskappen in Frage. Für einen Teil konnten Vereisungsprozesse definitiv nachgewiesen werden, bei einem anderen Teil deuten lediglich Indizien auf eine mögliche Glazialphase hin.

Jura[Bearbeiten | Quelltext bearbeiten]



Anordnung der Kontinente im Mittleren Jura

An der [Trias-Jura](#)-Grenze (201,3 mya) ereignete sich in Verbindung mit dem fortschreitenden Zerfall des Superkontinents *Pangaea* eines der größten Massenaussterben des *Phanerozoikums* mit einem Artenschwund von etwa 70 Prozent. Entlang der Plattenränder des heutigen Nordamerikas und Europas entstanden ausgedehnte, bis nach Nordafrika reichende Grabenbrüche mit ersten marinen [Ingressionen](#). Aus dieser Entwicklung, hin zur allmählichen Öffnung des späteren Zentralatlantiks, resultierte die Entstehung der 11 Millionen km² umfassenden *Zentralatlantischen Magmatischen Provinz* (englisch *Central Atlantic Magmatic Province*, abgekürzt *CAMP*), deren Flutbasalte zu den ergiebigsten der bekannten Erdgeschichte zählen.^[72] Weitere vulkanische Aktivitätszentren entstanden im Gebiet von Südafrika und Proto-Antarktika in Form der [Karoo-Ferrar-Magmaausflüsse](#) mit einer Hauptphase im Mittleren Jura. Diese Ereignisse waren mit einer stark erhöhten [Ozeanbodenspreizungsrate](#) verbunden, hatten nachhaltige klimatische Auswirkungen und führten in der Folge zu rasch verlaufenden Erwärmungs- und Abkühlungsphasen mit einer Dauer von jeweils 0,5 bis 1,0 Millionen Jahren.^[73]

Für den Übergangsbereich vom Mitteljura zum Oberjura beziehungsweise zwischen den chronostratigraphischen Stufen [Callovium](#) (166,1 bis 163,5 mya) und [Oxfordium](#) (163,5 bis 157,3 mya) konstatieren mehrere Studien nach Auswertung einer Reihe von [Proxydaten](#) eine rasche Abkühlung, den Abfall der Kohlenstoffdioxid-Konzentration von 700 ppm auf deutlich unter 500/400 ppm und eine damit verbundene Vergletscherung der polarnahen Regionen der nördlichen Hemisphäre.^{[74][75]} Andere Publikationen gehen von einer moderaten Abkühlung aus und halten in dem Zusammenhang die Existenz größerer Eiskappen für unwahrscheinlich.^[76] Ein wichtiges Indiz für das Auftreten einer Glazialphase sind die stark ausgeprägten Hebungen und Senkungen des Meeresspiegels, die aufgrund ihrer sehr raschen Abfolge tektonisch bedingte [Änderungen des Ozeanbeckenvolumens](#) in den meisten Fällen ausschließen. Die

bisher umfassendste Untersuchung der ozeanischen Trends im Jura kommt zu dem Ergebnis, dass die prägnanten Meeresspiegelschwankungen (überwiegend im Bereich von 25 bis 75 Metern) ohne die Existenz großer Eisschilde rätselhaft bleiben.^[77]

Kreide[\[Bearbeiten\]](#) | [Quelltext bearbeiten](#)]

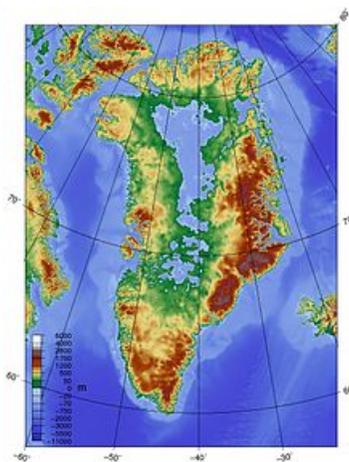
Die 79 Millionen Jahren umfassende [kreidezeitliche Periode](#) gilt vor allem in populärwissenschaftlichen Publikationen als archetypisches Sinnbild eines permanenten Tropenklimas bis in höhere Breiten. Diese Sichtweise wird jedoch zunehmend in Frage gestellt, auch unter dem Aspekt, weil die CO₂-Konzentration – über die gesamte Dauer der Kreide – zum Teil über- und im Hinblick auf ihre Schwankungsbreite unterschätzt wurde.^[78] Zwar kam es im Klimaoptimum der Oberen Kreide zur wahrscheinlich stärksten Treibhausphase des *Phanerozoikums*,^[79] auf die jedoch eine allmähliche Abkühlung über Millionen Jahre einsetzte, im [Maastrichtium](#) (72,0 bis 66,0 mya) aufgrund des [Dekkan-Trapp-Vulkanismus](#) mit abrupten Klimawechseln und zwei großen Abkühlungsintervallen bei 71,6 bis 69,6 mya und 67,9 bis 66,4 mya.^[80] Für diese Zeitabschnitte postulieren verschiedene Studien relativ übereinstimmend ein Kohlenstoffdioxid-Level von ca. 420 bis 650 ppm.^[81] Dies würde ungefähr jenem Schwellenwert entsprechen, bei dem an der *Eozän-Oligozän-Grenze* die Vergletscherung der Antarktis begann. Allerdings sind bei diesem Vergleich neben [paläogeographischen](#) Unterschieden und dem meridionalen [Temperaturgradient](#) eine Reihe weiterer Faktoren zu berücksichtigen. Prinzipiell werden jedoch eine saisonale Meereisbildung sowie die Eisbedeckung hochgelegener Festlandsregionen im Südpolarraum von einigen Studien nicht ausgeschlossen. Ohne direkte geologische Nachweise bleibt ein Vereisungsszenario im *Maastrichtium* vorerst auf den Rahmen von Modellierungen und theoretischen Erwägungen beschränkt.^[82]

Auch für die Unterkreide sind einige Abkühlungsphasen auf globaler Ebene gesichert, darunter drei kürzere Intervalle während

des [Valanginiums](#) (139,3–133,9 mya) und des [Hauteriviums](#) (133,9–130,7 mya) sowie ein längerer Temperaturrückgang in der zweiten Hälfte des [Aptiums](#) (126,3–112,9 mya). Bis vor Kurzem wurde die Existenz von Gletschern im Umkreis dieser Zeiträume allgemein als unwahrscheinlich betrachtet.^[83] Eine 2019 veröffentlichte, breit angelegte geologische Untersuchung südaustralischer Regionen kommt hingegen zu dem Schluss, dass auf dem Kontinent im Verlauf der Unterkreide mehr oder minder ausgeprägte Gletscherbildungen stattfanden.^[84] Dieses Urteil basiert auf dem Nachweis von [Tilliten](#), [Dropstones](#), [Diamiktit](#) und [Glendonitkristallen](#) (siehe auch *[Ikaite](#)*), die in unterschiedlichen stratigraphischen Schichten der frühen Kreide gefunden wurden und deren Entstehung zweifelsfrei auf glaziogene Prozesse zurückgeht.

Die in einer Studie getroffene Annahme einer südpolaren Inlandsvereisung im Umfang von maximal 60 Prozent des gegenwärtigen Antarktischen Eisschilds unter den tropischen Umweltbedingungen des [Turoniums](#) (93,9 bis 89,7 mya)^[85] wurde in der Wissenschaft kontrovers diskutiert und überwiegend abgelehnt.^[86]

Eozän bis Miozän [\[Bearbeiten\]](#) | [Quelltext bearbeiten](#)



Topographische Darstellung Grönlands ohne Eisbedeckung

In der Fachliteratur wurde über längere Zeit die Auffassung vertreten, dass größere Gletscher- und [Meereisbildungen](#) in der Arktis erstmals nahe am [Pliozän-Pleistozän](#)-Übergang stattfanden

(2,7 bis 2,4 mya). Inzwischen liefern neuere Untersuchungen eindeutige Hinweise auf unterschiedlich lange Vereisungsvorgänge, die erstmals kurz nach dem Klimaoptimum des [Eozäns](#) auftraten (48/47 mya) und sich in der Folgezeit mehrmals wiederholten.^[87] In welchem Ausmaß die damaligen nordpolaren Festlandsgebiete und insbesondere Grönland von Eisschichten bedeckt waren, ist eine derzeit noch offene Frage. Ein für die Arktis postulierter Temperaturrückgang vor 41 Millionen Jahren konnte auch für die Südpolregion nachgewiesen werden, wobei *Antarktika* offenbar bis zu dem Klimaeinschnitt an der Eozän-Oligozän-Grenze (33,9 mya) keine oder nur sehr begrenzte Gletscherbildungen verzeichnete.^{[88][89]} Hingegen deuten Funde von *Dropstones* grönländischer Herkunft in Tiefseesedimenten des Nordatlantiks auf die zeitweilige Existenz von Kontinentaleis vor 38 bis 30 Millionen Jahren auf Grönland hin.^[90]

Die Auswertung mariner [Karbonate](#) aus dem tropischen Pazifik anhand der stabilen Sauerstoff-Isotope ¹⁸O/¹⁶O unterstützt mehrere Abkühlungsszenarien für beide Pole vom Eozän bis in das frühe Oligozän.^[91] Analysen von Tiefsee-Bohrkernen aus der [Framstraße](#) und vor Südgrönland lassen vermuten, dass Grönland während der letzten 18 Millionen Jahre fast durchgehend eine Eisbedeckung aufwies.^[87] Allerdings sind das Volumen und die Ausdehnung der damaligen [Eiskappen](#) noch weitgehend ungeklärt, wobei die Existenz von [Eisbergen](#) (und damit auch die von [Auslassgletschern](#)) als gesichert gilt.

Weblinks[\[Bearbeiten | Quelltext bearbeiten\]](#)

- [NASA Earth Observatory Paleoclimatology](#) – allgemeine Informationen zum Paläoklima
- [Paläoklima-Programm der NOAA](#)
- [Subcommission on Quaternary Stratigraphy](#) – globale Korrelationstabelle für das Quartär
- [Deuqua – Deutsche Quartärvereinigung e. V.](#)
- [Eiszeit – Gletscherzeit](#) ([Memento](#) vom 4. September 2007 im

[Internet Archive](#)) von Axel Wagner in [Planet Wissen](#), 24. August 2006

- Christian Schlüchter: [Eiszeiten](#). In: [Historisches Lexikon der Schweiz](#).

Literatur[\[Bearbeiten\]](#) | [Quelltext bearbeiten](#)]

Englischsprachige Werke[\[Bearbeiten\]](#) | [Quelltext bearbeiten](#)]

- [William Ruddiman](#): *Earth's climate, past and future*. W. H. Freeman, New York 2002, [ISBN 0-7167-3741-8](#)
- Fiona M. Hyden, Angela L. Coe: *The Great Ice Age*. The Open University, Walton Hall, Milton Keynes, 2nd Edition 2007, [ISBN 978-0-7492-1908-6](#)
- Raymond T. Pierrehumbert: *Principles of Planetary Climate*. Cambridge University Press, 2010, [ISBN 978-0-521-86556-2](#).
- [Raymond S. Bradley](#): *Paleoclimatology. Reconstructing Climates of the Quaternary*. Academic Press (Elsevier Inc.) Oxford, Amsterdam, Waltham, San Diego, Third Edition 2015, [ISBN 978-0-12-386913-5](#).
- George R. McGhee Jr.: *Carboniferous Giants and Mass Extinction. The Late Paleozoic Ice Age World*. Columbia University Press, New York 2018, [ISBN 978-0-231-18097-9](#).

Deutschsprachige Werke[\[Bearbeiten\]](#) | [Quelltext bearbeiten](#)]

- Edmund Blair Bolles: *Eiszeit. Wie ein Professor, ein Politiker und ein Dichter das ewige Eis entdeckten*. Argon, Berlin 2000, [ISBN 3-87024-522-0](#) (zur Forschungsgeschichte, insbesondere [Louis Agassiz](#), [Charles Lyell](#) und [Elisha Kent Kane](#))
- Christoph Buchal, [Christian-Dietrich Schönwiese](#): *Klima. Die Erde und ihre Atmosphäre im Wandel der Zeiten*. Hrsg.: Wilhelm und Else Heraeus-Stiftung, Helmholtz-Gemeinschaft Deutscher Forschungszentren, 2. Auflage. Hanau 2012, [ISBN 978-3-89336-589-0](#).
- [Jürgen Ehlers](#): *Das Eiszeitalter*. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg 2011, [ISBN 978-3-8274-2326-9](#)

- Jürgen Ehlers: *Allgemeine und historische Quartärgeologie*. Enke, Stuttgart 1994, [ISBN 3-432-25911-5](#)
- Wolfgang Fraedrich: *Spuren der Eiszeit. Landschaftsformen in Europa*. Springer, Berlin [u. a.] 2006, [ISBN 3-540-61110-X](#)
- Josef Klostermann: *Das Klima im Eiszeitalter*. Schweizerbart, Stuttgart 1999, [ISBN 3-510-65189-8](#)
- Tobias Krüger: *Die Entdeckung der Eiszeiten. Internationale Rezeption und Konsequenzen für das Verständnis der Klimageschichte*. Schwabe, Basel 2008, [ISBN 978-3-7965-2439-4](#) (Wissenschaftsgeschichte)
- [Hansjürgen Müller-Beck](#): *Die Eiszeiten. Naturgeschichte und Menschheitsgeschichte*. Beck, München 2005, [ISBN 3-406-50863-4](#) (knappe Einführung)
- Christian-Dietrich Schönwiese: *Klimatologie*. 4., überarbeitete und aktualisierte Auflage. UTB, Stuttgart 2013, [ISBN 978-3-8252-3900-8](#).
- [Roland Walter](#): *Erdgeschichte. Die Entstehung der Kontinente und Ozeane*. 5. Auflage. de Gruyter, Berlin/New York 2003, [ISBN 3-11-017697-1](#)

Einzelnachweise[\[Bearbeiten](#) | [Quelltext bearbeiten](#)]

1. [↑](#) [Hans Murawski](#) & [Wilhelm Meyer](#): *Geologisches Wörterbuch*. 11. Auflage. Spektrum Akademischer Verlag, München 2004, [ISBN 3-8274-1445-8](#)
2. [↑](#) [John Imbrie](#) & Katherine Palmer Imbrie: *Ice Ages: Solving the Mystery*. Enslow Publishers, Short Hills (NJ) 1979, [ISBN 978-0-89490-015-0](#).
3. [↑](#) Tobias Krüger: *Die Entdeckung der Eiszeiten. Internationale Rezeption und Konsequenzen für das Verständnis der Klimageschichte* 2008, [ISBN 978-3-7965-2439-4](#). S. 213 ff.
4. [↑](#) Peter Marcott, Jeremy D. Shakun, Peter U. Clark, Alan C. Mix: [A Reconstruction of Regional and Global Temperature for the Past 11,300 Years](#). (PDF) In: *Science*. 6124, Nr. 269, März 2013, S. 1198–1201. [doi:10.1126/science.1228026](#).

5. ↑ Richard E. Zeebe: *Time-dependent climate sensitivity and the legacy of anthropogenic greenhouse gas emissions*. In: *PNAS*. 110, Nr. 34, August 2013, S. 13739–13744.
[doi:10.1073/pnas.1222843110](https://doi.org/10.1073/pnas.1222843110).
6. ↑ A. Ganopolski, R. Winkelmann, H. J. Schellnhuber: *Critical insolation–CO₂ relation for diagnosing past and future glacial inception*. In: *Nature*. 529, Nr. 7585, Januar 2016, S. 200–203.
[doi:10.1038/nature16494](https://doi.org/10.1038/nature16494).
7. ↑ Doris Barthelt-Ludwig: *Ein armer Sünder?* Online-Begleitartikel zur Sonderausstellung „Von der Evolution vergessen? – Lebende Fossilien“
8. ↑ Jürgen Ehlers: *Das Eiszeitalter*, Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg 2011, [ISBN 978-3-8274-2326-9](https://www.isbn-international.org/view/title/978-3-8274-2326-9), S. 16.
9. ↑ Tobias Krüger: *Die Entdeckung der Eiszeiten. Internationale Rezeption und Konsequenzen für das Verständnis der Klimageschichte* 2008, [ISBN 978-3-7965-2439-4](https://www.isbn-international.org/view/title/978-3-7965-2439-4), S. 475 ff.
10. ↑ James Croll: *XIII. On the physical cause of the change of climate during geological epochs*. In: *Philosophical Magazine Series 4*. Band 28, Nr. 187, 1864, [doi:10.1080/14786446408643733](https://doi.org/10.1080/14786446408643733).
11. ↑ Franz von Czerny: [Die Veränderlichkeit des Klimas und ihre Ursachen \(PDF\)](#), A. Hartleben’s Verlag, Wien – Pest – Leipzig 1881.
12. ↑ J. D. Hays, J. Imbrie, N. J. Shackleton: [Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages](#). (PDF) In: *Science*. 194, Nr. 4270, Dezember 1976, S. 1121–1132.
[doi:10.1126/science.194.4270.1121](https://doi.org/10.1126/science.194.4270.1121).
13. ↑ A. Berger: *Milankovitch Theory and climate*. In: *Reviews of Geophysics*. 26, Nr. 4, November 1988, S. 624–657.
14. ↑ [Hochspringen nach: a b](#) Dennis V. Kent, Paul E. Olsen, Cornelia Rasmussen, Christopher Lepre, Roland Mundil, Randall B. Irmis, George E. Gehrels, Dominique Giesler, John W. Geissman, William G. Parker: *Empirical evidence for stability of the 405-kiloyear Jupiter–Venus eccentricity cycle over hundreds of millions of years*. In: *PNAS*. 115, Nr. 24, Juni 2018, S. 6153–6158.

- [doi:10.1073/pnas.1800891115](https://doi.org/10.1073/pnas.1800891115).
15. ↑ Nir J. Shaviv: *Toward a solution to the early faint Sun paradox: A lower cosmic ray flux from a stronger solar wind*. In: *Journal of Geophysical Research*. 108, Nr. A12, Dezember 2003.
[doi:10.1029/2003JA009997](https://doi.org/10.1029/2003JA009997).
 16. ↑ Andrew C. Overholt, Adrian L. Melott, Martin Pohl: *Testing the Link between Terrestrial Climate Change and Galactic Spiral Arm Transit*. In: *The Astrophysical Journal Letters*. 705, Nr. 2, Oktober 2009. [doi:10.1088/0004-637X/705/2/L101](https://doi.org/10.1088/0004-637X/705/2/L101).
 17. ↑ Anatoly D. Erlykin, David A. T. Harper, Terry Sloan, Arnold W. Wolfendale: *Mass extinctions over the last 500 myr: an astronomical cause?*. In: *Palaeontology*. 60, Nr. 2, März 2017, S. 159–167. [doi:10.1111/pala.12283](https://doi.org/10.1111/pala.12283).
 18. ↑ Dana L. Royer, Robert A. Berner, Isabel P. Montañez, Neil J. Tabor, David J. Beerling: [CO₂ as a primary driver of Phanerozoic climate](#). (PDF) In: *GSA Today (American Geophysical Union)*. 14, Nr. 3, März 2004, S. 4–10.
[doi:10.1130/1052-5173\(2004\)014<4:CAAPDO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/1052-5173(2004)014<4:CAAPDO>2.0.CO;2).
 19. ↑ James F. Kasting, Shuhei Ono: [Palaeoclimates: the first two billion years](#). (PDF) In: *The Royal Society Publishing, Philosophical Transactions B*. Juni 2006. [doi:10.1098/rstb.2006.1839](https://doi.org/10.1098/rstb.2006.1839).
 20. ↑ Phillip W. Schmidt, George E. Williams: [Paleomagnetism of the Lorrain Formation, Quebec, and Implications for The Latitude of Huronian Glaciation](#) (PDF), *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 5, 08262, 2003
 21. ↑ Robert E. Kopp, Joseph L. Kirschvink, Isaac A. Hilburn, Cody Z. Nash: *The Paleoproterozoic snowball Earth: A climate disaster triggered by the evolution of oxygenic photosynthesis*. In: *PNAS*. 102, Nr. 32, Juni 2005, S. 11131–11136.
[doi:10.1073/pnas.0504878102](https://doi.org/10.1073/pnas.0504878102).
 22. ↑ Heinrich D. Holland: [The oxygenation of the atmosphere and oceans](#). In: *Philosophical Transactions of Royal Society B*. 361, Nr. 1470, Juni 2006, S. 903–915. [doi:10.1098/rstb.2006.1838](https://doi.org/10.1098/rstb.2006.1838).
 23. ↑ P. F. Hoffman, A. J. Kaufman, G. P. Halverson, D. P. Schrag: [A](#)

- [Neoproterozoic Snowball Earth](#). (PDF) In: *Science*. 281, Nr. 5381, August 1998, S. 1342–1346. doi:[10.1126/science.281.5381.1342](https://doi.org/10.1126/science.281.5381.1342).
24. ↑ Alan D. Rooney, Justin V. Strauss, Alan D. Brandon, Francis A. Macdonald: [A Cryogenian chronology: Two long-lasting synchronous Neoproterozoic glaciations](#). (PDF) In: *Geology*. 43, Nr. 5, Mai 2015, S. 459–462. doi:[10.1130/G36511.1](https://doi.org/10.1130/G36511.1).
25. ↑ Judy P. Pu, Samuel A. Bowring, Jahandar Ramezani, Paul Myrow, Timothy D. Raub, Ed Landing, Andrea Mills, Eben Hodgin, Francis A. Macdonald: [Dodging snowballs: Geochronology of the Gaskiers glaciation and the first appearance of the Ediacaran biota](#). (PDF) In: *Geology*. 44, Nr. 11, November 2016, S. 955–958. doi:[10.1130/G38284.1](https://doi.org/10.1130/G38284.1).
26. ↑ [Hochspringen nach: a b](#) R. T. Pierrehumbert, D. S. Abbot, A. Voigt, D. Koll: [Climate of the Neoproterozoic](#). (PDF) In: *The Annual Review of Earth and Planetary Science*. 39, Mai 2011, S. 417–460. doi:[10.1146/annurev-earth-040809-152447](https://doi.org/10.1146/annurev-earth-040809-152447).
27. ↑ Galen P. Halverson, Ross K. Stevenson, Michelle Vokaty, André Poirier, Marcus Kunzmann, Zheng-Xiang Li, Steven W. Denyszyn, Justin V. Strauss, Francis A. Macdonald: [Continental flood basalt weathering as a trigger for Neoproterozoic Snowball Earth](#). (PDF) In: *Earth and Planetary Science Letters*. 446, Juli 2016, S. 89–99. doi:[10.1016/j.epsl.2016.04.016](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.04.016).
28. ↑ T. M. Gernon, T. K. Hincks, T. Tyrrell, E. J. Rohling, M. R. Palmer: [Snowball Earth ocean chemistry driven by extensive ridge volcanism during Rodinia breakup](#). (PDF) In: *Nature Geoscience*. 9, Januar 2016, S. 242–248. doi:[10.1038/ngeo2632](https://doi.org/10.1038/ngeo2632).
29. ↑ Richard J. Squire, Ian H. Campbell, Charlotte M. Allen, Christopher J. L. Wilson: [Did the Transgondwanan Supermountain trigger the explosive radiation of animals on Earth?](#). (PDF) In: *Earth and Planetary Science Letters*. 250, Nr. 1–2, Oktober 2006, S. 116–133. doi:[10.1016/j.epsl.2006.07](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.07).
30. ↑ Irina V. Gorodetskaya, Mark A. Cane, L.-Bruno Tremblay, Alexey Kaplan: *The effects of sea-ice and land-snow concentrations on planetary albedo from the earth radiation budget experiment*. In:

- Atmosphere-Ocean*. 44, Nr. 2, 2006, S. 195–205.
[doi:10.3137/ao.440206](https://doi.org/10.3137/ao.440206).
31. ↑ [Hochspringen nach: a b](#) Thijs R. A. Vandenbroucke, Howard A. Armstrong, Mark Williams, Florentin Paris, Jan A. Zalasiewicz, Koen Sabbe, Jaak Nõlvak, Thomas J. Challands, Jacques Verniers, Thomas Servais: [Polar front shift and atmospheric CO₂ during the glacial maximum of the Early Paleozoic Icehouse](#). (PDF) In: *PNAS*. 107, Nr. 34, August 2010, S. 14983–14986.
 32. ↑ Jennifer L. Morris, Mark N. Puttick, James W. Clark, Dianne Edwards, Paul Kenrick, Silvia Pressel, Charles H. Wellman, Ziheng Yang, Harald Schneider, Philip C. J. Donoghue: *The timescale of early land plant evolution*. In: *PNAS*. 115, Nr. 10, März 2018, S. E2274–E2283. [doi:10.1073/pnas.1719588115](https://doi.org/10.1073/pnas.1719588115).
 33. ↑ Timothy M. Lenton, Michael Crouch, Martin Johnson, Nuno Pires, Liam Dolan: [First plants cooled the Ordovician](#). (PDF) In: *Nature Geoscience*. 5, Februar 2012, S. 86–89. [doi:10.1038/ngeo1390](https://doi.org/10.1038/ngeo1390).
 34. ↑ P. Porada, T. M. Lenton, A. Pohl, B. Weber, L. Mander, Y. Donnadieu, C. Beer, U. Pöschl, A. Kleidon: [High potential for weathering and climate effects of non-vascular vegetation in the Late Ordovician](#). (PDF) In: *Nature Communications*. 7, August 2016. [doi:10.1038/ncomms12](https://doi.org/10.1038/ncomms12).
 35. ↑ Birger Schmitz, Kenneth A. Farley, Steven Goderis, Philipp R. Heck, Stig M. Bergström, Samuele Boschi, Philippe Claeys, Vinciane Debaille, Andrei Dronov, Matthias van Ginneken, David A. T. Harper, Faisal Iqbal, Johan Friberg, Shiyong Liao, Ellinor Martin, Matthias M. M. Meier, Bernhard Peucker-Ehrenbrink, Bastien Soens, Rainer Wieler, Fredrik Terfelt: *An extraterrestrial trigger for the mid-Ordovician ice age: Dust from the breakup of the L-chondrite parent body*. In: *Science Advances*. 5, Nr. 9, September 2019. [doi:10.1126/sciadv.aax4184](https://doi.org/10.1126/sciadv.aax4184).
 36. ↑ David A. T. Hapera, Emma U. Hammarlund, Christian M. Ø. Rasmussen: [End Ordovician extinctions: A coincidence of causes](#). (PDF) In: *Gondwana Research (Elsevier)*. 25, Nr. 4, Mai 2014, S. 1294–1307. [doi:10.1016/j.gr.2012.12.021](https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.12.021).

37. ↑ Seth A. Young, Matthew R. Saltzman, Kenneth A. Foland, Jeff S. Linder, Lee R. Kump: [A major drop in seawater ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr during the Middle Ordovician \(Darriwilian\): Links to volcanism and climate?](#) (PDF) In: *Geology*. 37, Nr. 10, 2009, S. 951–954.
[doi:10.1130/G30152A.1](#).
38. ↑ Emma U. Hammarlund, Tais W. Dahl, David A. T. Harper, David P. G. Bond, Arne T. Nielsen, Christian J. Bjerrum, Niels H. Schovsbo, Hans P. Schönlaub, Jan A. Zalasiewicz, Donald E. Canfield: [A sulfidic driver for the end-Ordovician mass extinction](#). (PDF) In: *Earth and Planetary Science Letters*. 331–332, Mai 2012, S. 128–139. [doi:10.1016/j.epsl.2012.02.024](#).
39. ↑ Rick Bartlett, Maya Elrick, James R. Wheeley, Victor Polyak, André Desrochers, Yemane Asmerom: [Abrupt global-ocean anoxia during the Late Ordovician–early Silurian detected using uranium isotopes of marine carbonates](#). (PDF) In: *PNAS*. 115, Nr. 23, Juni 2018, S. 5896–5901. [doi:10.1073/pnas.1802438115](#).
40. ↑ John A. Long, Ross R. Large, Michael S. Y. Lee, Michael J. Benton, Leonid V. Danyushevsky, Luis M. Chiappe, Jacqueline A. Halpin, David Cantrill, Bernd Lottermoser: [Severe selenium depletion in the Phanerozoic oceans as a factor in three global mass extinction events](#). (PDF) In: *Gondwana Research*. 36, August 2016, S. 209–218. [doi:10.1016/j.gr.2015.10.001](#).
41. ↑ Thijs R. A. Vandenbroucke, Poul Emsbo, Axel Munnecke, Nicolas Nuns, Ludovic Duponchel, Kevin Lepot, Melesio Quijada, Florentin Paris, Thomas Servais, Wolfgang Kiessling: *Metal-induced malformations in early Palaeozoic plankton are harbingers of mass extinctions*. In: *Nature Communications*. 6, August 2015.
[doi:10.1038/ncomms8966](#).
42. ↑ Pascale F. Poussart, Andrew J. Weaver, Christopher R. Barne: [Late Ordovician glaciation under high atmospheric CO₂: A coupled model analysis](#). (PDF) In: *Paleoceanography*. 14, Nr. 4, August 1999, S. 542–558. [doi:10.1029/1999PA900021](#).
43. ↑ Sarah K. Carmichael, Johnny A. Waters, Cameron J. Batchelor, Drew M. Coleman, Thomas J. Suttner, Erika Kido, L. M. Moore, Leona Chadimová: [Climate instability and tipping points in the Late](#)

- [Devonian: Detection of the Hangenberg Event in an open oceanic island arc in the Central Asian Orogenic Belt.](#) (PDF) In: *Gondwana Research*. 32, April 2016, S. 213–231.
[doi:10.1016/j.gr.2015.02.009](https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.02.009).
44. ↑ Leszek Marynowski, Michał Zatoń, Michał Rakociński, Paweł Filipiak, Sławomir Kurkiewicz, Tim J. Pearce: [Deciphering the upper Famennian Hangenberg Black Shale depositional environments based on multi-proxy record.](#) (PDF) In: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 346–347, August 2012, S. 66–86. [doi:10.1016/j.palaeo.2012.05.020](https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.05.020).
45. ↑ [Hochspringen nach: a b c](#) John L. Isbell, Lindsey C. Henry, Erik L. Gulbranson, Carlos O. Limarino, Margaret L. Fraiser, Zelenda J. Koch, Patricia L. Ciccioli, Ashley A. Dineen: [Glacial paradoxes during the late Paleozoic ice age: Evaluating the equilibrium line altitude as a control on glaciation.](#) (PDF) In: *Gondwana Research*. 22, Nr. 1, Juli 2012, S. 1–19. [doi:10.1016/j.gr.2011.11.005](https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.11.005).
46. ↑ Gerilyn S. Soreghan, Dustin E. Sweet, Nicholas G. Heaven: [Upland Glaciation in Tropical Pangaea: Geologic Evidence and Implications for Late Paleozoic Climate Modeling.](#) (PDF) In: *The Journal of Geology*. 122, Nr. 2, März 2014, S. 137–163.
[doi:10.1086/675255](https://doi.org/10.1086/675255).
47. ↑ Isabel P. Montañez, Jennifer C. McElwain, Christopher J. Poulsen, Joseph D. White, William A. DiMichele, Jonathan P. Wilson, Galen Griggs, Michael T. Hren: [Climate, pCO₂ and terrestrial carbon cycle linkages during late Palaeozoic glacial–interglacial cycles.](#) (PDF) In: *Nature Geoscience*. 9, Nr. 11, November 2016, S. 824–828. [doi:10.1038/ngeo2822](https://doi.org/10.1038/ngeo2822).
48. ↑ Vladimir I. Davydov, James L. Crowley, Mark D. Schmitz, Vladislav I. Poletaev: [High-precision U-Pb zircon age calibration of the global Carboniferous time scale and Milankovitch band cyclicity in the Donets Basin, eastern Ukraine.](#) (PDF) In: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 11, Nr. 1, Februar 2010.
[doi:10.1029/2009GC002736](https://doi.org/10.1029/2009GC002736).
49. ↑ William A. DiMichele: [Wetland-Dryland Vegetational Dynamics in the Pennsylvanian Ice Age Tropics.](#) (PDF) In: *International Journal*

- of Plant Science*. 175, Nr. 2, Februar 2014, S. 123–164.
[doi:10.1086/675235](https://doi.org/10.1086/675235).
50. ↑ Georg Feulner: *Formation of most of our coal brought Earth close to global glaciation*. In: *PNAS*. 114, Nr. 43, Oktober 2017, S. 11333–11337. [doi:10.1073/pnas.1712062114](https://doi.org/10.1073/pnas.1712062114).
51. ↑ Andrew C. Scott, Ian J. Glasspool: *The diversification of Paleozoic fire systems and fluctuations in atmospheric oxygen concentration*. In: *PNAS*. 103, Nr. 29, Juli 2006, S. 10861–10865.
[doi:10.1073/pnas.0604090103](https://doi.org/10.1073/pnas.0604090103).
52. ↑ Howard J. Falcon-Lang, William A. DiMichele: [*What happened to the coal forests during Pennsylvanian glacial phases?*](#) (PDF) In: *Palaios*. 25, Nr. 9, September 2010, S. 611–617.
[doi:10.2110/palo.2009.p09-162r](https://doi.org/10.2110/palo.2009.p09-162r).
53. ↑ Erik L. Gulbranson, Isabel P. Montañez, Neil J. Tabor, C. Oscar Limarino: [*Late Pennsylvanian aridification on the southwestern margin of Gondwana \(Paganzo Basin, NW Argentina\): A regional expression of a global climate perturbation*](#). (PDF) In: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 417, Januar 2015, S. 220–235. [doi:10.1016/j.palaeo.2014.10.029](https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.10.029).
54. ↑ Borja Cascales-Miñana and Christopher J. Cleal: *The plant fossil record reflects just two great extinction events*. In: *Terra Nova*. 26, Nr. 3, 2013, S. 195–200. [doi:10.1111/ter.12086](https://doi.org/10.1111/ter.12086).
55. ↑ William A. DiMichele, Neil J. Tabor, Dan S. Chaney, W. John Nelson: [*From wetlands to wet spots: Environmental tracking and the fate of Carboniferous elements in Early Permian tropical floras*](#). (PDF) In: *GSA (Geological Society of America)*. Special Paper 399, 2006, S. 223–248. [doi:10.1130/2006.2399\(11\)](https://doi.org/10.1130/2006.2399(11)).
56. ↑ Sarda Sahney, Michael J. Benton, Howard J. Falcon-Lang: [*Rainforest collapse triggered Pennsylvanian tetrapod diversification in Euramerica*](#). (PDF) In: *Geology*. 38, Nr. 12, November 2010, S. 1079–1082. [doi:10.1130/G31182.1](https://doi.org/10.1130/G31182.1).
57. ↑ Emma M. Dunne, Roger A. Close, David J. Button, Neil Brocklehurst, Daniel D. Cashmore, Graeme T. Lloyd, Richard J. Butler: *Diversity change during the rise of tetrapods and the impact*

- of the ‘Carboniferous rainforest collapse’: A regional expression of a global climate perturbation. In: *Proceedings of the Royal Society B (Biological Sciences)*. 285, Nr. 1972, Februar 2018.
[doi:10.1098/rspb.2017.2730](https://doi.org/10.1098/rspb.2017.2730).
58. ↑ James W. Bishop, Isabel P. Montañez, David A. Osleger:
[Dynamic Carboniferous climate change, Arrow Canyon, Nevada](#).
(PDF) In: *Geosphere (Geological Society of America)*. 6, Nr. 1,
Februar 2010, S. 1–34. [doi:10.1130/GES00192.1](https://doi.org/10.1130/GES00192.1).
59. ↑ Alexander J. Hetherington, Joseph G. Dubrovsky, Liam Dolan:
Unique Cellular Organization in the Oldest Root Meristem. In:
Current Biology. 26, Nr. 12, Juni 2016, S. 1629–1633.
[doi:10.1016/j.cub.2016.04.072](https://doi.org/10.1016/j.cub.2016.04.072).
60. ↑ Peter Franks: [New constraints on atmospheric CO₂ concentration for the Phanerozoic](#). (PDF) In: *Geophysical Research Letters*. 31,
Nr. 13, Juli 2014. [doi:10.1002/2014GL060457](https://doi.org/10.1002/2014GL060457).
61. ↑ Peter Ward, Joe Kirschvink: *Eine neue Geschichte des Lebens. Wie Katastrophen den Lauf der Evolution bestimmt haben*,
Deutsche Verlags Anstalt, München 2016, [ISBN](#)
[978-3-421-04661-1](https://www.isbn-international.org/view/title/978-3-421-04661-1), S. 443 f.
62. ↑ Mark Pagani, Matthew Huber, Zhonghui Liu, Steven M. Bohaty,
Jorijntje Henderiks, Willem Sijp, Srinath Krishnan, Robert M.
DeConton: [The Role of Carbon Dioxide During the Onset of Antarctic Glaciation](#). (PDF) In: *Science*. 334, Nr. 6060, Dezember
2011, S. 1261–1264. [doi:10.1126/science.1203909](https://doi.org/10.1126/science.1203909).
63. ↑ Simone Galeotti, Robert DeConto, Timothy Naish, Paolo Stocchi,
Fabio Florindo, Mark Pagani, Peter Barrett, Steven M. Bohaty, Luca
Lanci, David Pollard, Sonia Sandroni, Franco M. Talarico, James C.
Zachos: [Antarctic Ice Sheet variability across the Eocene-Oligocene boundary climate transition](#). (PDF) In: *Science*. 352,
Nr. 6281, April 2016, S. 76–80. [doi:10.1126/science.aab0669](https://doi.org/10.1126/science.aab0669).
64. ↑ Aaron O’Dea, Harilaos A. Lessios, Anthony G. Coates, Ron I.
Eytan, Sergio A. Restrepo-Moreno, Alberto L. Cione, Laurel S.
Collins, Alan de Queiroz, David W. Farris, Richard D. Norris, Robert
F. Stallard, Michael O. Woodburne, Orangel Aguilera, Marie-Pierre

- Aubry, William A. Berggren, Ann F. Budd, Mario A. Cozzuol, Simon E. Coddard, Herman Duque-Caro, Seth Finnegan, Germán M. Gasparini, Ethan L. Grossman, Kenneth G. Johnson, Lloyd D. Keigwin, Nancy Knowlton, Egbert G. Leigh, Jill S. Leonard-Pingel, Peter B. Marko, Nicholas D. Pyenson, Paola G. Rachello-Dolmen, Esteban Soibelzon, Leopoldo Soibelzon, Jonathan A. Todd, Geerat J. Vermeij, Jeremy B. C. Jackson: [Formation of the Isthmus of Panama](#). In: *Science Advances*. 2, Nr. 8, August 2016. [doi:10.1126/sciadv.1600883](#).
65. ↑ Matteo Willeit, Andrey Ganopolski, Reinhard Calov, Alexander Robinson, Mark Maslin: [The role of CO₂ decline for the onset of Northern Hemisphere glaciation](#). (PDF) In: *Quaternary Science Reviews*. 119, Juli 2015, S. 22–34. [doi:10.1016/j.quascirev.2015.04.015](#).
66. ↑ Adam P. Hasenfratz, Samuel L. Jaccard, Alfredo Martínez-García, Daniel M. Sigman, David A. Hodell, Derek Vance, Stefano M. Bernasconi, Helga (Kikki) F. Kleiven, F. Alexander Haumann, Gerald H. Haug: *The residence time of Southern Ocean surface waters and the 100,000-year ice age cycle*. In: *Science*. 363, Nr. 6431, März 2019, S. 1080–1084. [doi:10.1126/science.aat7067](#).
67. ↑ A. Berger, M. Cruci, D. A. Hodell, C. Mangili, J. F. McManus, B. Otto-Bliesner, K. Pol, D. Raynaud, L. C. Skinner, P. C. Tzedakis, E. W. Wolff, Q. Z. Yin, A. Abe-Ouchi, C. Barbante, V. Brovkin, I. Cacho, E. Capron, P. Ferretti, A. Ganopolski, J. O. Grimalt, B. Hönisch, K. Kawamura, A. Landais, V. Margari, B. Martrat, V. Masson-Delmotte, Z. Mokeddem, F. Parrenin, A. A. Prokopenko, H. Rashid, M. Schulz, N. Vazquez Riveiros (Past Interglacials Working Group of PAGES): [Interglacials of the last 800,000 years](#). (PDF) In: *Reviews of Geophysics (AGU Publications)*. 54, Nr. 1, März 2016, S. 162–219. [doi:10.1002/2015RG000482](#).
68. ↑ Sander van der Kaars, Gifford H. Miller, Chris S. M. Turney, Ellyn J. Cook, Dirk Nürnberg, Joachim Schönfeld, A. Peter Kershaw, Scott J. Lehman: *Humans rather than climate the primary cause of Pleistocene megafaunal extinction in Australia*. In: *Nature Communications*. 8, Januar 2017. [doi:10.1038/ncomms14142](#).

69. ↑ Dieter Lüthi, Martine Le Floch, Bernhard Bereiter, Thomas Blunier, Jean-Marc Barnola, Urs Siegenthaler, Dominique Raynaud, Jean Jouzel, Hubertus Fischer, Kenji Kawamura, [Thomas F. Stocker](#): [High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present](#). In: *Nature*. Vol. 453, 2008, S. 379–382, [doi:10.1038/nature06949](https://doi.org/10.1038/nature06949)
70. ↑ Eystein Jansen & Jonathan Overpeck et al.: *Palaeoclimate*. In: [IPCC Fourth Assessment Report](#). 2007 ([PDF; 8,1 MB – 6.4.1 und Figure 6.5](#))
71. ↑ [James Hansen](#), Makiko Sato, Pushker Kharecha, David Beerling, Robert Berner, Valerie Masson-Delmotte, Mark Pagani, Maureen Raymo, Dana L. Royer & [James C. Zachos](#): *Target Atmospheric CO₂: Where Should Humanity Aim?* In: *The Open Atmospheric Science Journal*. Vol. 2, 2008, S. 217–231, [doi:10.2174/1874282300802010217](https://doi.org/10.2174/1874282300802010217) ([PDF; 1,4 MB](#))
72. ↑ Terrence J. Blackburn, Paul E. Olsen, Samuel A. Bowring, Noah M. McLean, Dennis V. Kent, John Puffer, Greg McHone, E. Troy Rasbury, Mohammed Et-Touhami: [Zircon U-Pb Geochronology Links the End-Triassic Extinction with the Central Atlantic Magmatic Province](#). (PDF) In: *Science*. 340, Nr. 6135, Mai 2013, S. 941–945. [doi:10.1126/science.1234204](https://doi.org/10.1126/science.1234204).
73. ↑ Guillaume Dera, Benjamin Brigaud, Fabrice Monna, Rémi Laffont, Emmanuelle Pucéat, Jean-François Deconinck, Pierre Pellenard, Michael M. Joachimski, Christophe Durllet: [Climatic ups and downs in a disturbed Jurassic world](#). (PDF) In: *Geology*. 53, Nr. 3, März 2011, S. 215–218. [doi:10.1130/G31579.1](https://doi.org/10.1130/G31579.1).
74. ↑ Yannick Donnadiou, Gilles Dromart, Yves Goddérés, Emmanuelle Pucéat, Benjamin Brigaud, Guillaume Dera, Christophe Dumas, Nicolas Olivier: [A mechanism for brief glacial episodes in the Mesozoic greenhouse](#). In: *Paleoceanography (American Geophysical Union)*. 26, Nr. 3, September 2011. [doi:10.1029/2010PA002100](https://doi.org/10.1029/2010PA002100).
75. ↑ G. Dromart, J.-P. Garcia, S. Picard, F. Atrops, C. Lécuyer, S. M. F. Sheppard: [Ice age at the Middle-Late Jurassic transition?](#). (PDF) In: *Earth and Planetary Science Letters*. 213, Nr. 3–4, August 2003,

- S. 205–220. [doi:10.1016/S0012-821X\(03\)00287-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00287-5).
76. ↑ Hubert Wierzbowski, Mikhail A. Rogov, Bronisław A. Matyja, Dmitry Kiselev, Alexei Ippolitov: [Middle–Upper Jurassic \(Upper Callovian–Lower Kimmeridgian\) stable isotope and elemental records of the Russian Platform: Indices of oceanographic and climatic changes](#). (PDF) In: *Global and Planetary Change*. 107, 2013, S. 196–212. [doi:10.1016/j.gloplacha.2013.05.011](https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.05.011).
77. ↑ Bilal U. Haq: [Jurassic Sea-Level Variations: A Reappraisal](#). (PDF) In: *GSA Today (Geological Society of America)*. 28, Nr. 1, Januar 2018, S. 4–10. [doi:10.1130/GSATG359A.1](https://doi.org/10.1130/GSATG359A.1).
78. ↑ Jean-Baptiste Ladant, Yannick Donnadiou: [Palaeogeographic regulation of glacial events during the Cretaceous supergreenhouse](#). (PDF) In: *Nature Communications*. 7, September 2016. [doi:10.1038/ncomms1277](https://doi.org/10.1038/ncomms1277).
79. ↑ Yongdong Wang, Chengmin Huang, Bainian Sun, Cheng Quan, Jingyu Wu, Zhicheng Lin: [Paleo-CO₂ variation trends and the Cretaceous greenhouse climate](#). (PDF) In: *Earth-Science Reviews*. 129, Februar 2014, S. 136–147. [doi:10.1016/j.earscirev.2013.11.001](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.11.001).
80. ↑ Vanessa C. Bowman, Jane E. Francis, James B. Riding: [Late Cretaceous winter sea ice in Antarctica?](#) (PDF) In: *Geology*. 41, Nr. 12, Dezember 2013, S. 1227–1230. [doi:10.1130/G34891.1](https://doi.org/10.1130/G34891.1).
81. ↑ Margret Steinthorsdottir, Vivi Vajda, Mike Poled: [Global trends of pCO₂ across the Cretaceous–Paleogene boundary supported by the first Southern Hemisphere stomatal proxy-based pCO₂ reconstruction](#). In: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 464, Dezember 2016, S. 143–152. [doi:10.1016/j.palaeo.2016.04.033](https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.04.033).
82. ↑ Brian T. Huber, Kenneth G. MacLeod, David K. Watkins, Millard F. Coffin: [The rise and fall of the Cretaceous Hot Greenhouse climate](#). (PDF) In: *Global and Planetary Change (Elsevier)*. 167, August 2018, S. 1–23. [doi:10.1016/j.gloplacha.2018.04.004](https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.04.004).
83. ↑ C. Bottini, D. Tiraboschi, H. C. Jenkyns, S. Schouten, J. S. Sinninghe Damsté: [Climate variability and ocean fertility during the](#)

- [Aptian Stage](#). (PDF) In: *Climate of the Past*. 11, März 2015, S. 383–402. [doi:10.5194/cp-11-383-2015](https://doi.org/10.5194/cp-11-383-2015).
84. ↑ N. F. Alley, S. B. Hore, L. A. Frakes: [Glaciations at high-latitude Southern Australia during the Early Cretaceous](#). (PDF) In: *Australian Journal of Earth Sciences (Geological Society of Australia)*. April 2019. [doi:10.1080/08120099.2019.1590457](https://doi.org/10.1080/08120099.2019.1590457).
85. ↑ A. Bornemann, R. D. Norris, O. Friedrich, B. Beckmann, S. Schouten, J. S. Sinninghe Damsté, J. Vogel, P. Hofmann, T. Wagner: [Isotopic Evidence for Glaciation During the Cretaceous Supergreenhouse](#). (PDF) In: *Science*. 319, Nr. 5860, Januar 2008, S. 189–192. [doi:10.1126/science.1148777](https://doi.org/10.1126/science.1148777).
86. ↑ Kenneth G. MacLeod, Brian T. Huber, Álvaro Jiménez Berrocoso, Ines Wendler: [A stable and hot Turonian without glacial \$\delta^{18}\text{O}\$ excursions is indicated by exquisitely preserved Tanzanian foraminifera](#). (PDF) In: *Geology*. 41, Nr. 10, Oktober 2013, S. 1083–1086. [doi:10.1130/G34510.1](https://doi.org/10.1130/G34510.1).
87. ↑ [Hochspringen nach: a b](#) Jørn Thiede, Catherine Jessen, Paul Knutz, Antoon Kuijpers, Naja Mikkelsen, Niels Nørgaard-Pedersen, Robert F. Spielhagen: [Millions of Years of Greenland Ice Sheet History Recorded in Ocean Sediments](#). (PDF) In: *Polarforschung (GEOMAR Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung Kiel)*. 80, Nr. 3, S. 141–159.
88. ↑ Linda C. Ivany, Kyger C. Lohmann, Franciszek Hasiuk, Daniel B. Blake, Alexander Glass, Richard B. Aronson, Ryan M. Moody: [Eocene climate record of a high southern latitude continental shelf: Seymour Island, Antarctica](#). (PDF) In: *The Geological Society of America (GSA) Bulletin*. 120, Nr. 5/6, S. 659–678. [doi:10.1130/B26269.1](https://doi.org/10.1130/B26269.1).
89. ↑ Christopher J. Hollis, Michael J. S. Tayler, Benjamin Andrew, Kyle W. Taylor, Pontus Lurcock, Peter K. Bijl, Denise K. Kulhaneka, Erica M. Crouch, Campbell S. Nelson, Richard D. Pancost, Matthew Huber, Gary S. Wilson, G. Todd Ventura, James S. Crampton, Poul Schiølera, Andy Phillips: *Organic-rich sedimentation in the South Pacific Ocean associated with Late Paleocene climatic cooling*. In: *Earth-Science Reviews*. 134, Juli

- 2014, S. 81–97. [doi:10.1016/j.earscirev.2014.03.006](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.03.006).
90. [↑](#) James S. Eldrett, Ian C. Harding, Paul A. Wilson, Emily Butler, Andrew P. Roberts: [Continental ice in Greenland during the Eocene and Oligocene](#). (PDF) In: *Nature*. 446, März 2007, S. 176–179. [doi:10.1038/nature05591](https://doi.org/10.1038/nature05591).
91. [↑](#) Aradhna Tripathi, Dennis Darby: [Evidence for ephemeral middle Eocene to early Oligocene Greenland glacial ice and pan-Arctic sea ice](#). (PDF) In: *Nature Communications*. 9, März 2018. [doi:10.1038/s41467-018-03180-5](https://doi.org/10.1038/s41467-018-03180-5).