

CO₂ und Klima in der Vergangenheit

CO₂ and climate change in the past

Zusammenfassung

Dieser Artikel diskutiert atmosphärische CO₂- und Klimaänderungen der Vergangenheit und deren Ursachen und setzt die menschgemachte globale Erwärmung in den Kontext natürlicher Klimaschwankungen. Die letzten 800'000 Jahre sind gekennzeichnet durch ein Wechselspiel zwischen Eiszeiten und Warmzeiten mit globalen Temperaturunterschieden von rund 5°C und mit tiefen (~180 ppm in Eiszeiten) und höheren (~280 ppm in Warmzeiten) CO₂ Konzentrationen. Die CO₂ Änderungen verstärkten wesentlich die Wirkung der periodischen Änderungen der Erdumlaufbahn um die Sonne, welche die Eis-Warmzeit Zyklen ansties. Abrupte Klimaänderungen, verknüpft mit Kipp-Punkten im Klimasystem, bewirkten innerhalb von nur wenigen Jahrzehnten massive Verschiebungen der Niederschlagsgürtel in den Tropen und eine Erwärmung des nordatlantische Raums, jedoch eine bescheidene CO₂ Änderung. Mit einer derzeitigen CO₂ Konzentration von 410 ppm ist die moderne, menschlich verursachte Klimastörung sehr gross und erfolgt unvergleichlich rasch.

This article presents variations in atmospheric CO₂ and climate of the past, discusses underlying processes, and compares past variations with the ongoing, human-caused global warming. The last 800'000 years are characterized by glacial and interglacial periods with alterations in global mean surface air temperature of about 5°C, accompanied by reduced (~180 ppm in glacials) and higher (~280 ppm in interglacials) CO₂. The CO₂ changes amplified considerably the impacts of the periodic variations in the Earth's orbit around the sun, which paced these glacial-interglacial cycles. Abrupt climate events, related to tipping points in the Earth system, triggered large-scale shifts in the tropical precipitation belts and warming of the North Atlantic region within a few decades, however, only modest CO₂ changes. With a recent CO₂ concentration of 410 ppm, the modern, human-caused climate perturbation is very large compared to glacial-interglacial changes and evolves at an extraordinary speed.

1. Einleitung

Tief in der Vergangenheit, vor hunderten Millionen Jahren, waren die Umweltbedingungen besonders günstig für die Bildung der Energieträger Kohle, Erdöl und Gas. Die Konzentration des Treibhausgases Kohlendioxid (CO₂) war hoch, vielleicht bis zu 10 Mal höher als heute, die Temperaturen im Ozean und an Land warm und die Kontinente eisfrei. Pflanzen an Land und im Ozean wuchsen üppig. Totes Pflanzenmaterial wurde reichlich ins Sediment eingelagert. Aus diesem organischen Material bildeten sich unter hohem Druck und hohen Temperaturen die fossilen Lagerstätten.

Seit Kurzem nutzen wir Menschen solche fossile Energieträger. In wenigen Jahrzehnten verbrennen wir heute den organischen Kohlenstoff, der sich über Millionen von Jahren gebildet hat. Die Folgen sind massive Emissionen an CO₂ und eine rasche CO₂ Zunahme in der Atmosphäre. Zusätzlich werden grosse Mengen an Methan (CH₄), Stickstoffverbindungen (NO_x und N₂O), Kohlenmonoxid (CO), Schwefel und Russ - alles klimawirksame Substanzen - in die Atmosphäre emittiert. Wir verursachen eine globale Klimaerwärmung, wie sie die Menschheit nie erlebt hat, und unsere CO₂ Emissionen sind die Haupttreiber der Klimakrise (Stocker et al., 2013). Damit rückt der globale Kohlenstoffkreislauf und die Prozesse und Zeitskalen, welche die CO₂ Konzentration in der Atmosphäre regulieren in den Fokus der Forschung und der Öffentlichkeit.

Die Klimaforscher durchmessen mit ihren Bohrern und raffinierten analytischen Methoden das antarktische Eis und damit die faszinierende und bewegte Geschichte unseres Planeten. Der wiederkehrende Schneefall auf dem antarktischen Plateau führt zu einer zeitlich geordneten Schichtung von Eis. Beim Übergang von luftdurchlässigem Schnee und Firn zu kompaktem Eis wird die Luft in Blasen und in der Eismatrix eingeschlossen - eine Probe der Atmosphäre wird im Eis konserviert. Die Zeitreise in

die Vergangenheit beginnt mit dem Schnee von gestern an der Oberfläche, setzt sich fort zur letzten Eiszeit vor 20'000 Jahren und endet in der Antarktis bisher bei 800'000 Jahren wenige Meter oberhalb des Felsuntergrunds. Knapp 3'000 m Eisdicke addieren sich auf zur vielfältigen Geschichte des Klimas und der atmosphärischen CO_2 Konzentration. Vergleichbare Zeitreihen finden sich in marinen Sedimenten oder in anderen Klimaarchiven wie in Baumringen, Seesedimenten, Tropfsteinhöhlen oder Torfmooren. Deren Analyse ermöglicht die Rekonstruktion eines vielfältigen Satzes von Klimaparametern. Darunter fallen die Oberflächentemperatur, der Niederschlag, die chemische Zusammensetzung des Ozeans, die Zirkulation im Ozean, der Meeresspiegel und das Volumen an Landeis, oder die Ausdehnung von Meereis und Vegetation (Fischer et al., 2018). Die atmosphärische Zusammensetzung und damit die Treibhausgaskonzentration können aber einzig anhand von Luft in Eisbohrkernen direkt und präzise gemessen werden.

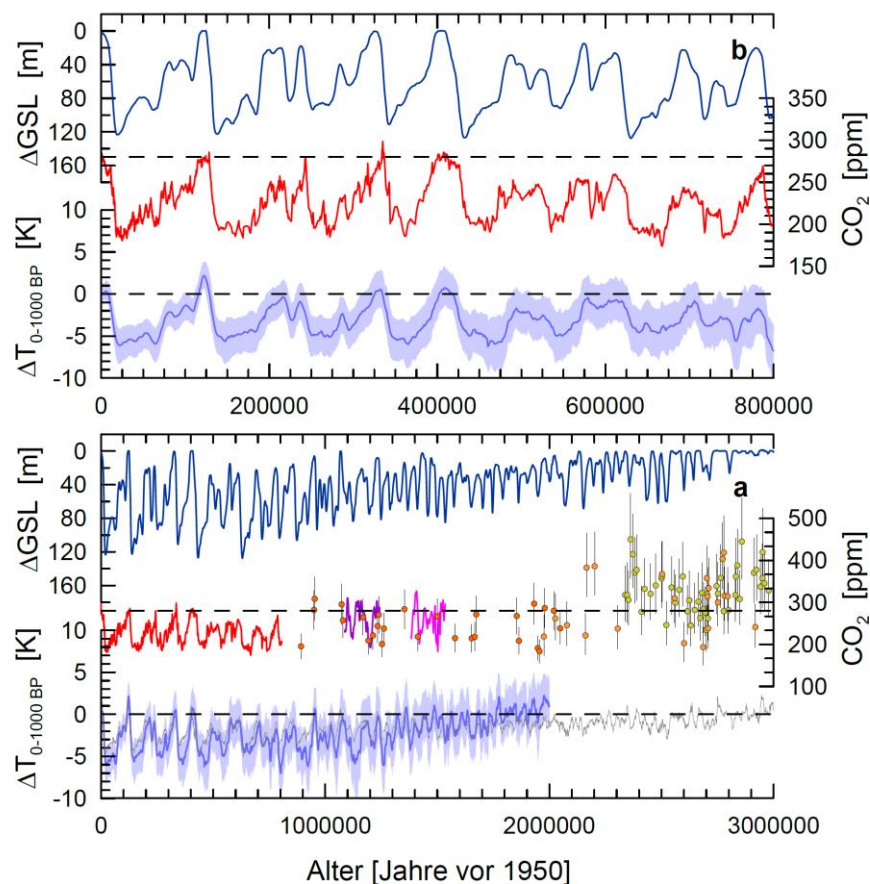


Abb. 1: Zeitreihen wichtiger Klimaparameter über die letzten 3 Millionen Jahre (unten) und die letzten 800'000 Jahre (oben). Temperatur, Meeresspiegel und CO_2 verlaufen in etwa synchron über glaziale-interglaziale Zyklen. Der mittlere Meeresspiegel (ΔGSL , dunkelblau, modelliert auf Basis von $\delta^{18}\text{O}$ in benthischen Foraminiferen (Bintanja and van de Wal, 2008; Lisiecki and Raymo, 2005)) war in glazialen Maxima 120-140 m tiefer als vorindustriell, die atmosphärische CO_2 Konzentration rund 100 ppm tiefer und die mittlere Oberflächentemperatur (ΔT) rund 5°C tiefer. Die CO_2 Werte vor 800'000 Jahre wurden indirekt bestimmt. Isotope des Elementes Bor in Kalkschalen (Hönisch et al., 2009; Dyez et al., 2018; Chalk et al., 2017; Martinez-Boti et al., 2015), konserviert in marinen Sedimenten, erlauben Rückschlüsse auf den Säuregehalt im Meerwasser und den ungefähren CO_2 Gehalt der Atmosphäre (orange, grüne und gelbe Kreise mit Fehlerbalken). Die präzise CO_2 Zeitreihe der letzten 800'000 Jahre (rote Linie) wurde an Luft aus antarktischen Eis gemessen (Bereiter et al., 2015). Die Änderungen der globalen Lufttemperatur an der Oberfläche (ΔT , graue und blaue Linie mit 2.5% bis 97.5% Vertrauensintervall) werden relativ zum Mittelwert der letzten 1000 Jahre gezeigt (Abb. adaptiert nach (Fischer et al., 2018)).

Ziel dieses Beitrages ist es Schwankungen der atmosphärischen CO_2 Konzentration im Kontext der Klimaänderungen der letzten Million Jahre zu diskutieren. Wir werden die vergangenen Änderungen vergleichen mit der heutigen menschgemachten globalen Erwärmung. Für die letzten 800'000 Jahre

existieren detaillierte, quantitative Informationen aus Eisbohrkernen, marinen Sedimenten und anderen Klimaarchiven. Je weiter wir darüber hinaus in der Zeit zurückgehen, desto spärlicher wird die Datenlage und die Position der Kontinente, Eisschilder und Ozeane entfernt sich immer weiter von der heutigen Situation. Die Vergleichbarkeit mit dem heutigen Klimasystem wird damit zunehmend beeinträchtigt.

2. Die letzten 4 Millionen Jahre

Rekonstruktionen zeigen eine relativ hohe CO₂ Konzentration von 300 bis 500 ppm (ppm: part per million; 1 CO₂ Molekül auf 10⁶ Luftmoleküle in trockener Luft) um 3 Millionen Jahre vor heute (Abb. 1a). Nach dieser Warmperiode hat die CO₂ Konzentration abgenommen. Nach 800'000 Jahre vor heute blieb sie bis zur Beginn der Industrialisierung unterhalb von 300 ppm.

Die Klimaentwicklung zeigt eine fortschreitende Abkühlung während der letzten 4 Millionen Jahre. Parallel dazu haben sich die Schwankungen zwischen Kalt- und Warmzeiten, den sogenannten Glazialen und Interglazialen, verstärkt, wie an der zunehmenden Schwankungsbreite der Temperaturkurve in Abb. 1a ersichtlich ist. Insbesondere während der letzten Million Jahre waren die Schwankungen in der globalen Oberflächentemperatur gross. In der Zeit vor einer Million Jahre war die typische Dauer eines glazial-interglazialen Zyklus rund 40'000 Jahre. Interessanterweise hat sich diese Periodendauer danach mehr als verdoppelt und in den letzten 900'000 Jahren ist in etwa alle 100'000 Jahre eine Warmzeit aufgetreten. Die Mechanismen dieses Übergangs bleiben noch wenig verstanden. Mit zunehmender Abkühlung wurde wohl ein Kipp-Punkt im Erdsystem erreicht, welchen diesen Regimeshift zu längeren, kühleren Eiszeiten mit ausgedehnter Eisbedeckung in Nordamerika und Fennoskandinavien ermöglichte (Farmer et al., 2019; Menviel, 2019).

3. Glaziale-Interglaziale CO₂ Variationen über die letzten 800'000 Jahre

CO₂, Temperatur, und Meeresspiegel variierten im Rhythmus der Eis- und Warmzeiten der letzten 800'000 Jahre (Abb. 1b). Die CO₂ Konzentrationen lagen typischerweise bei 180 ppm während den Perioden maximaler Vereisung und bei ca. 280 ppm während den fünf letzten Warmzeiten. Seit Beginn der Industrialisierung ist die CO₂ Konzentration um knapp 50% - von rund 280 ppm im Jahr 1750 auf 410 ppm in 2019 angestiegen. Die heutigen CO₂ Konzentration liegen damit deutlich ausserhalb des natürlichen Schwankungsbereichs der letzten 800'000 Jahre (siehe Fussnote 1). Die heutigen Konzentrationen sind nicht nur ungewöhnlich hoch, der menschgemachte CO₂ Anstieg erfolgt auch besonders rasch. So sind die heutigen Anstiegsraten um eine Grössenordnung schneller als während der vergangenen grossen Klimaänderungen.

Die globale mittlere Lufttemperatur an der Erdoberfläche variierte um rund 5°C während der letzten 800'000 Jahren. Die Warmzeiten waren wesentlich kürzer als die Kaltzeiten. Zur Zeit der maximalen Vergletscherung vor rund 20'000 Jahren waren grosse Teile des nordamerikanischen Kontinents und von Fennoskandinavien eisbedeckt. Entsprechend war mehr Wasser im Eis gebunden und der Meeresspiegel lag rund 120-140 m tiefer als heute. Ausgedehnte Wälder in mittleren und hohen Breiten waren weitgehend verschwunden, da die kalten Temperaturen den Baumwuchs hemmten. Der heutige Wohnort der Autoren in Bern war damals mit einer hohen Eisschicht bedeckt. Während der letzten Warmzeit vor 125'000 Jahren war die globale Oberflächentemperatur um bis zu 1°C wärmer als im 19. Jahrhundert und ähnlich wie heute. Damals lag der mittlere Meeresspiegel rund 4 bis 6 m oder sogar bis zu 9 m höher als heute (Clark et al., 2020). Dies bedeutet auch, dass die bereits realisierte menschgemachte Erwärmung langfristig einen Meeresspiegelanstieg von mehreren Metern auslösen könnte, wobei die Erwärmung vor 125'000 Jahren vor allem in hohen Breiten ausgeprägt war und nicht durch global erhöhte CO₂ Konzentrationen verursacht wurde.

Fussnote 1: Die CO₂ Konzentration kann innerhalb eines Waldes oder einer Stadt im Tagesverlauf erheblich (um mehrere hundert ppm) schwanken. In der freien Atmosphäre und auch über den grossen Eisschilden ist die CO₂ Konzentration relativ konstant, da die Aufenthaltszeit von CO₂ in der Atmosphäre lang ist im Vergleich zur Mischungszeit der Luft. Unterschiede in den Messwerten der weltweit rund 40 atmosphärischen Messstationen liegen bei wenigen ppm. Analog sind deshalb die CO₂ Konzentrationen gemessen an den Luftblasen aus Eis auch repräsentativ für die globale mittlere Konzentration in der Atmosphäre.

All dies illustriert eindrücklich, dass eine Änderung in der globalen Temperatur von wenigen Grad Celsius weitreichende Auswirkungen hat. Im Pariser Klimaabkommen setzen wir uns das Ziel die globale Erwärmung auf weniger als 2°C zu beschränken. Szenarien, welche keinen effektiven Ausstieg aus der heutigen fossilen Energiewirtschaft vorsehen, legen eine Erwärmung von bis zu 4°C bis Ende des Jahrhunderts und von 10°C längerfristig nahe. Die menschgemachte Erwärmung vergleicht sich also in ihrem Ausmass mit der Erwärmung zwischen Eiszeiten und Warmzeiten.

Die CO₂ Änderungen der Eiszeit-Warmzeit Zyklen sind eng verknüpft mit den Änderungen der globalen mittleren Oberflächentemperatur (Fig 1b). CO₂ und Temperatur erreichten ihre tiefsten Werte jeweils während der maximalen Vereisung. Die Warmzeiten zwischen 800 und 450 Tausend Jahre vor heute waren weniger warm als die letzten fünf Warmzeiten und die CO₂ Konzentrationen waren ebenfalls geringer während diesen früheren, kühleren Warmzeiten. Die CO₂ Schwankungen spielten eine wichtige Rolle für die vergangenen Klimaänderungen und verstärkten den Einfluss von Änderungen in der Umlaufbahn der Erde um die Sonne.

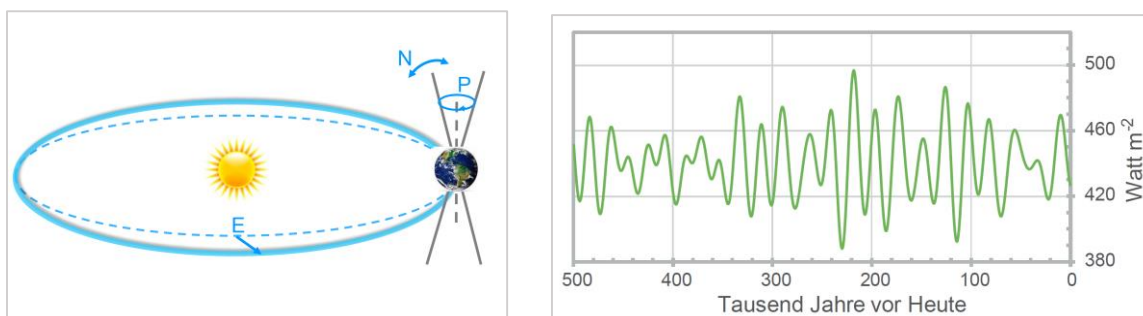


Abb. 2 links) Illustration der Veränderungen in der Umlaufbahn der Erde um die Sonne (Milankovitch Zyklen), welche die zyklischen Eis- und Warmzeiten verursachen. N bezeichnet die Veränderung in der Neigung der Erdachse. E bezeichnet Änderungen in der Exzentrizität der Umlaufbahn. P bezeichnet die Präzession, das heisst Änderungen in der Richtung der Achsenneigung für einen bestimmten Punkt in der Umlaufbahn (Abb.adaptiert nach (Jansen et al., 2007)). rechts) Variation der solaren Einstrahlung über die letzten 500'000 Jahre in 65°N und für Mitte Juli nach (Berger and Loutre, 1999).

Astronomen und Klimaforscher haben schon früh erkannt, dass Veränderungen in der Umlaufbahn der Erde die Verteilung (und in geringen Mass die totale Menge) der Sonnenenergie auf der Erde beeinflussen. Die heute anerkannte Theorie zur Erklärung der Eiszeiten postuliert, dass Eiszeiten und Warmzeiten durch Veränderungen in der Sonneneinstrahlung, insbesondere im Sommerhalbjahr in nördlichen Breiten, ausgelöst werden. Diese Veränderungen werden dann innerhalb des Klimasystems wesentlich verstärkt.

Abb. 2 illustriert die Wirkung von Schwankungen in der Erdbahn. Die Erde umkreist die Sonne auf einer elliptischen Bahn. Die Erde ist also im Laufe eines Jahre mal näher, mal weniger nahe an der Sonne und erhält mehr oder weniger Energie. Die Form dieser Ellipse (Exzentrizität, E) verändert sich mit typischen Perioden von 100 und 400 Tausend Jahren. Zusätzlich ist die Erdachse gegenüber der Ebene der Umlaufbahn der Erde geneigt. Ist die Neigung (N) gross, erhalten die hohen Breiten viel Sonnenenergie im Sommer und wenig im Winter. Die Saisonalität der Strahlungsenergie ist also bei einer hohen Neigung bedeutend grösser als bei einer geringen Neigung. Die Neigung verändert sich typischerweise mit Perioden von rund 40'000 Jahren. Schliesslich präzediert die Erdachse wie ein Kreisel mit Perioden um die 20'000 Jahren. Diese Präzession (P) beeinflusst ob der Nordsummer (wenn die Erdachse am Nordpol der Sonne zugeneigt ist) sonnennahe oder sonnenfern ist, was wiederum die Menge der einfallenden Strahlung global verändert. Interessanterweise, ist heute im Nordsummer die Erde am weitesten von der Sonne entfernt, d.h. die hohen Sommertemperaturen auf der Nordhalbkugel sind nur eine Folge der Erdachsenneigung. Im Gegensatz dazu war vor 10'000 Jahren die Erde im Nordsummer näher bei der Sonne als heute. Der Strahlungseinfall in nördlichen Breiten war deshalb höher und, wie erwartet, waren damals auch die Sommertemperaturen in nördlichen Breiten höher als vor Beginn der Industrialisierung.

Rückkoppelungsmechanismen verstärken die Wirkung der orbitalen Schwankungen und ermöglichen so erst die Warm- und Kaltzeiten. Eine Abnahme der Sonneneinstrahlung in hohen Breiten führt zu einer Zunahme von Meereis, Schnee und Landeis. Deren helle Oberfläche reflektiert das einfallende Sonnenlicht effektiv in den Weltraum. D.h. bei einer Ausdehnung des Eises wird weniger Sonnenenergie von der Erde absorbiert und die Abkühlung verstärkt. Damit wird die Schnee- und Eisbedeckung weiter vergrößert. Eine positive Rückkoppelung ist in Gang gesetzt. Dieser Effekt funktioniert besonders wirkungsvoll auf den grossen Landmassen in den hohen Breiten der Nordhemisphäre. Änderungen der Einstrahlung im Sommerhalbjahr in hohen nördlichen Breiten können daher grosse globale Klimaänderungen auslösen, wie die Zeitreihen in Abb. 2 nahelegen.

Neben Schnee und Meereis reagieren Wolken, der Wasserdampfgehalt und Temperaturgradienten in der Atmosphäre rasch auf eine veränderte Einstrahlung und verstärken insgesamt deren Wirkung. Andere Anpassungen im Erdsystem benötigen mehr Zeit und verstärken Klimaänderungen über Jahrhunderte oder Jahrtausende. Abb. 3 illustriert die Wirkung der wichtigsten «langsamen» Rückkoppelungen auf die Störung des Strahlungsflusses für die Zeit der letzten maximalen Vereisung vor 20'000 Jahren. Die massiv grösseren Eisschilde und ausgedehnte, trockengelegte Schelfgebiete führten insgesamt zu einer erhöhten Reflektion der Sonnenstrahlung. Diese kühlende Störung der Strahlungsbilanz ist mit Unsicherheiten behaftet, da die Reflektivität von Schnee stark von Alter und Verschmutzungsgrad abhängt. Eine niedrige Konzentration von CO_2 , sowie von Methan und Lachgas, bewirkten einen verringerten Treibhauseffekt. Die natürliche Änderung des Treibhauseffekts von der Eiszeit bis zur Industrialisierung war ähnlich gross wie die von uns Menschen verursachte Änderung in den letzten 200 Jahren (Abb 3).

Der parallele Verlauf von CO_2 und Temperatur (Abb. 1b) und unser Verständnis des Treibhauseffekts (Abb. 3) bekräftigen den wichtigen Einfluss von CO_2 auf die glazialen-interglazialen Klimaschwankungen. Im Übergang zur letzten Warmzeit hinken die Änderungen in der Landeisbedeckung und im Meeresspiegel der Erwärmung und dem CO_2 Anstieg hinterher (Shackleton, 2000). Ein CO_2 Anstieg scheint zusätzlich zu den orbitalen Einflüssen nötig, um einen Übergang von einer Eis- zu einer Warmzeit zu ermöglichen.

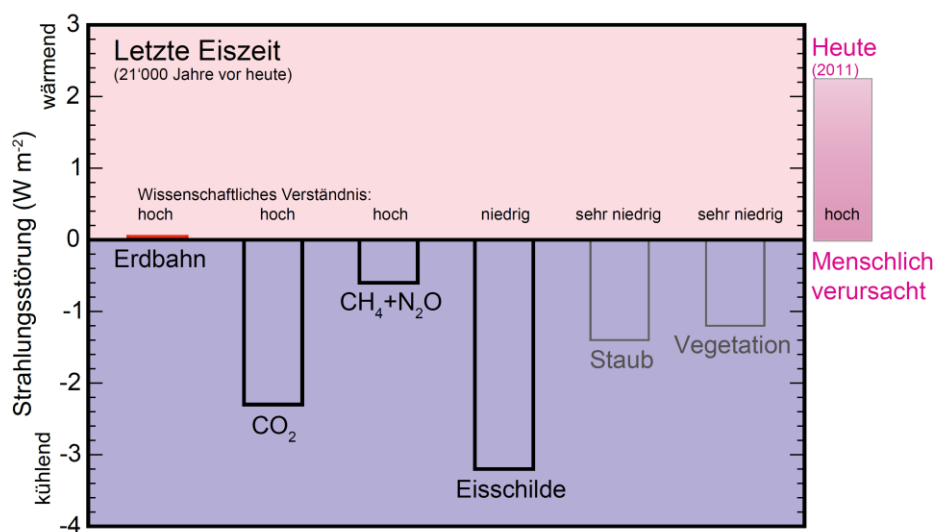


Abb. 3 Strahlungsantrieb (W m^{-2}) verursacht durch verschiedene Komponenten des Klimasystems für das letzte glaziale Maximum (21'000 Jahre vor heute) relativ zu vorindustriellen Bedingungen (1750 AD). Die menschlich verursachte Störung ist zum Vergleich ganz rechts dargestellt. Die Veränderung durch andere Erdbahnparameter und Treibhausgaskonzentrationen (CO_2 , CH_4 , N_2O) ist gut verstanden, während die veränderte Reflexion von Sonnenlicht ins Weltall durch grössere Eisschilde, einen erhöhten Mineralstaubgehalt und durch eine reduzierte Vegetationsbedeckung weniger genau bekannt ist (Abb.adaptiert nach (Jansen et al., 2007)).

4. Abrupte Klimaänderungen während den Eiszeiten und während Eiszeit-Warmzeit Übergängen

Das globale Klima zeigt abrupte Änderungen während den Eiszeiten und im Übergang von der letzten Eiszeit zur jetzigen Warmzeit (Abb 4). Während der sogenannten Dansgaard-Oeschger Ereignisse erhöhten sich die Temperaturen in Grönland innerhalb einiger Jahrzehnte um bis zu 10°C und mehr, die Regengürtel der innertropischen Konvergenzzone verschoben sich nach Norden und die Tiefenzirkulation des Atlantiks intensivierte sich (Pedro et al. (2018) und darin zitierte Literatur). Analog finden sich Ereignisse in denen sich der nordatlantische Raum rasch abkühlte, die atlantische Tiefenzirkulation sich abschwächte und die tropischen Regengürtel sich nach Süden verschoben. Die Temperaturen in der Antarktis erwärmten sich während den nordatlantischen Kaltphasen und kühlten sich ab während den nordatlantischen Warmphasen. Die atmosphärische Konzentrationen von CH₄ und N₂O erhöhten sich rasch und in Phase mit der Erwärmung im Norden, während die atmosphärische CO₂ Konzentration sich parallel mit der Temperatur in der Antarktis veränderte.

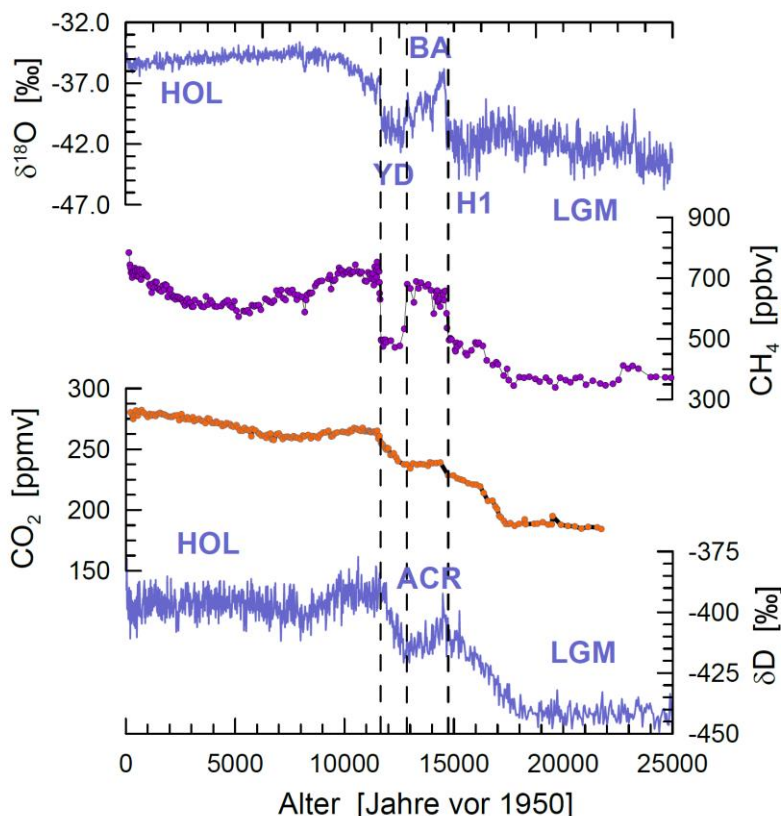


Abb. 4: Klima-Rekonstruktionen an Eisbohrkernen illustrieren den Übergang vom letzten glazialen Maximum (LGM) zur heutigen Warmzeit, dem Holozän (HOL) und dokumentieren abrupte Klimaänderungen mit globalen Auswirkungen. Schwankungen in den Wasserstoffisotopen, ¹⁸O und Deuterium, entsprechen Temperaturänderungen in Grönland ($\delta^{18}\text{O}$, oben, North Greenland Ice Core Project Members (2004)) und in der Antarktis (δD , unten, EPICA community members (2004)). Die Temperatur in Grönland und im nordatlantischen Raum erhöhte sich innerhalb weniger Jahrzehnte um mehrere Grad Celsius im Übergang von der Heinrich Kaltphase 1 (H1) zur Bølling/Allerød (BA) Warmphase und am Ende der Jüngeren Drias (YD). Die deglaziale Erwärmung in der Antarktis (unten) verläuft asynchron zur Erwärmung in der Nordhemisphäre. Die antarktische Erwärmung ist gross während den nordhemisphärischen Kaltphasen (H1 und YD) und wird unterbrochen während des sogenannten «Antarctic Cold Reversals» (ACR), welches mit der Bølling/Allerød Warmphase im Norden zusammenfällt. Die atmosphärische Methankonzentration (CH₄, EPICA community members (2006)) zeigt abrupte Änderungen parallel zu den nordhemisphärischen kalt-warm-kalt-warm Schwankungen. Diese Methanänderungen werden vermutlich durch eine Verschiebung der tropischen Regengürtel verursacht. Die atmosphärische CO₂ Konzentration (Monnin et al., 2001; Monnin et al., 2004) zeigt eine zeitlich parallele Entwicklung zur Temperatur in der Südhemisphäre. Dies unterstreicht die Bedeutung des riesigen Südozeans für die Regulierung der CO₂ Konzentration (Abb. adaptiert nach (Schmitt et al., 2012)).

Als Anfang dieser abrupten Klimaänderung wird oft eine Intensivierung oder eine Abschwächung der Tiefenwasserbildung im Nordatlantik betrachtet (Stocker, 2000). Warmes Wasser wird heute von den Tropen in den Nordatlantik transportiert, kühlt sich durch Wärmeabgabe an die Atmosphäre ab, sinkt in die Tiefe und fließt als kaltes nordatlantisches Tiefenwasser gegen Süden. Diese Zirkulation führt zu einem Wärmetransport vom Südatlantik und den Tropen in den Nordatlantik. Während des Glazials war diese Zirkulation oft schwächer oder fast ganz unterbunden. Ein plötzliches Anspringen dieser Zirkulation erwärmt den nordatlantischen Raum rasch, während dem Südatlantik mehr Wärme entzogen wird und sich dieser langsam abzukühlen beginnt. Die atmosphärische Zirkulation reagiert auf den veränderten Wärmetransport und die Regenzonen in den Tropen verschieben sich.

Die ursächlichen Mechanismen für diese massiven, globalen und abrupten Klimaänderungen sind noch nicht ganz klar und verschiedene Treiber werden diskutiert. Einerseits könnte das Zusammenspiel zwischen Ozeanzirkulation, Meereisbildung und Niederschlag und Verdunstung die Dichte des Oberflächenwasser langsam verändern, bis ein Kippunkt erreicht wird und die nordatlantische Tiefenwasserbildung abrupt einsetzt, beziehungsweise abrupt unterbrochen wird. Andererseits könnte der massive Eintrag von Frischwasser durch Schmelzen der nördlichen Eisschilde die Dichte des nordatlantischen Oberflächenwassers vermindern und die Tiefenzirkulation zeitweilig blockieren. Auch Veränderungen in der Dichtestruktur und der windgetriebenen Zirkulation im Südozean können potentiell die nordatlantische Zirkulation beeinflussen.

Modellresultate deuten darauf hin, dass sowohl Änderungen in der Kohlenstoffspeicherung an Land wie auch im Ozean zu den CO₂ Veränderungen von bis zu 20 ppm beigetragen haben (Gottschalk et al., 2019). Methan wird natürlicherweise vorwiegend in Feuchtgebieten und hier vor allem in den Tropen produziert. Die Veränderungen in der atmosphärischen Methankonzentration sind qualitativ im Einklang mit einer Verschiebung der tropischen Regengürtel und einer Ausdehnung und Abnahme der tropischen Feuchtgebiete während diesen vergangenen Klimaereignissen. Isotopenmessungen an N₂O im Eis für die letzten 20'000 Jahre zeigen, dass sowohl marine und terrestrische Quellen auf die abrupten Klimaänderungen reagierten (Fischer et al., 2019).

5. Schluss

Die Geschichte der atmosphärischen CO₂ Konzentration und des Klimas zeigt faszinierende Schwankungen im 40,000 und 100,000 Jahre Rhythmus der Warmzeit-Eiszeit Zyklen, aber auch überraschende, abrupte Klimaänderungen innerhalb weniger Jahrzehnte mit erheblichen globalen Auswirkungen. Die Rekonstruktionen der Vergangenheit zeigen uns, dass das globale Erdsystem sehr sensitiv auf äussere Veränderungen reagiert. Interne Mechanismen verstärken die Auswirkungen äusserer Veränderungen. Ansteigendes CO₂ und schmelzende Eismassen verstärken die Erwärmung von den Eis- zu den Warmzeiten, welche durch Änderungen der Erdbahn um die Sonne angestossen wurde. Ein komplexes Zusammenspiel von physikalischen, biologischen und geochemischen Prozessen reguliert die Konzentration von CO₂ und anderer Treibhausgase. Klimatrends in scheinbar weit von einander entfernten Regionen, wie der Antarktis, dem nordatlantischen Raum und den tropischen Regengürteln, stehen in einem engen Zusammenhang und werden durch Atmosphäre und Ozean gekoppelt (Pedro et al., 2018).

Der Mensch stört durch die beschleunigte Verbrennung von Kohle, Erdöl und Gas das Klimasystem ausserordentlich, sehr rasch und auf lange Zeit. Die heutige CO₂ Konzentration liegt über ein Drittel höher als der natürliche Schwankungsbereich der letzten 800'000 Jahre. Der CO₂ Anstieg im 20. Jahrhundert erfolgte mehr als eine Grössenordnung schneller als jede anhaltende natürliche Veränderung der letzten 20'000 Jahre. Die menschengemachten CO₂ Emissionen akkumulieren im Klimasystem und die Emissionen dieses Jahrzehnts erwärmen das Klima noch über Jahrhunderte und Jahrtausende (Joos et al., 2013). Die realisierte globale Erwärmung beträgt bereits mehr als ein Grad Celsius. Die Erwärmung erreicht in den nächsten hundert Jahren ohne deutliche Massnahmen zur Reduktion der CO₂ Emissionen die Amplitude der glazialen-interglazialen Temperaturschwankungen. Meeresspiegelanstieg und Abschmelzen der polaren Eiskappen folgen verzögert.

BOX: Prozesse des Kohlenstoffkreislaufes und Hypothesen für die niedrige glaziale CO₂ Konzentration

Eines der grossen Probleme der Klimaforschung ist die quantitative Erklärung vergangener atmosphärischer CO₂ Variationen. Biogeochemische Prozesse in der Atmosphäre, dem Ozean, in marinen Sedimenten und an Land, sowie die Klimaveränderungen müssen berücksichtigt werden. Eine Vielzahl an Hypothesen wurde vorgeschlagen um die niedrigen glazialen CO₂ Konzentrationen zu erklären. Leider bleibt es schwierig diese Hypothesen zu testen - einerseits wegen der hohen Komplexität der räumlichen und zeitlichen Veränderungen im Erdsystems, andererseits sind die bestehenden Daten immer noch relativ beschränkt und zum Teil widersprüchlich.

Veränderungen in ozeanischen Prozessen gelten als Hauptursache der niedrigen, glazialen atmosphärischen CO₂ Konzentration. Der Ozean ist das weitaus grösste der drei relativ rasch (< 1000 Jahre) austauschenden Kohlenstoffreservoir. Änderungen in der Landbiosphäre können die tiefe CO₂ Konzentration nicht erklären, da die Speicherung von Kohlenstoff in Böden und Vegetation während dem letzten glazialen Maximum verringert war. CO₂ wird auf glazialen-interglazialen Zeitskalen reguliert durch das Zusammenspiel der Zirkulation des Ozeans, der biologischen Aktivität im Ozean, der Karbonatchemie von Meerwasser, des Gasaustausches zwischen Oberflächenwasser und Atmosphäre und Wechselwirkungen mit marinen Sedimenten und mit Verwitterungsflüssen vom Land.

Sobald sich CO₂ im Meerwasser löst stellt sich sofort ein Säure-Base Gleichgewicht zwischen gelöstem CO₂, Karbonat- (HCO₃⁻) und Bikarbonationen (CO₃²⁻) ein. Dieses Gleichgewicht ist abhängig von der Alkalinität des Wassers, die bestimmt, welche Menge an Säure neutralisieren werden kann. Die Löslichkeit von CO₂ ist höher in kaltem als in warmen Wasser und Veränderungen in der Ozeantemperatur beeinflussen atmosphärisches CO₂. Biologische Aktivität im Ozean hält den CO₂ Gehalt an der Meeresoberfläche und in der Atmosphäre tief. Kohlenstoff und Nährstoffe (Phosphat, Stickstoff, Silikat, Eisen, usw.) werden von Algen im lichtdurchfluteten Oberflächenozean aufgenommen und der Nahrungskette zugeführt. Totes organisches Material und die kalk- und silikathaltigen Schalen von abgestorbenen Lebewesen sinken in die Tiefe des Ozeans. Dieses absinkende biologische Material wird zersetzt, anorganischer Kohlenstoff (CO₂, HCO₃⁻, CO₃²⁻) und Nährstoffe werden frei und durch die Zirkulation wieder an die Oberfläche transportiert. Dieser biologische Kreislauf bewirkt netto einen Konzentrationsgradienten: die Konzentration von anorganischem Kohlenstoff und von Nährstoffen, wie auch die Alkalinität, ist geringer an der Oberfläche als in der Tiefsee. Veränderungen in diesem biologisch und physikalisch getriebenen Kreislauf können die anorganische Kohlenstoffkonzentration und die Alkalinität an der Oberfläche und damit die atmosphärische CO₂ Konzentration verändern. Ein kleiner Teil des absinkenden biologischen Materials fällt auf den Ozeanboden und wird vom marinen Sediment ins Wasser rückgelöst oder begraben. Dieser kleine, aber stetige Verlust an Kohlenstoff, Nährstoffen und Alkalinität wird langfristig durch Verwitterung an Land und durch Vulkanismus ausgeglichen.

Im Fokus vieler Hypothesen steht der Südozean, da dort ein grosser Anteil des kalten, CO₂-reichen Tiefenwassers des Weltozeans gebildet wird und grosse Mengen an biologischen Nährstoffen (Phosphat, Nitrat, Silikat) ungenutzt an der Oberfläche verweilen. Ein starkes Argument für die Wichtigkeit von Prozessen im Südozean ist die parallele zeitliche Entwicklung der atmosphärischen CO₂ Konzentration und der Temperatur in der Antarktis.

Eine Familie von Hypothesen für die tiefe glaziale CO₂ Konzentration postuliert einen Anstieg oder eine Umverteilung der Alkalinität im Ozean. Mögliche Mechanismen sind (i) ein Anstieg der Verwitterungsrate von Kalkgestein (CaCO₃) an Land, (ii) eine Abnahme des Wachstums von Korallen, oder (iii) eine Änderung im Verhältnis von exportiertem organischem Material und Kalkschalen. Diese Mechanismen verlangen eine starke Änderung im Kalkgehalt der marinen Sedimente um die gesamten CO₂ Änderungen zu erklären. Die vorliegenden Daten aus marinen Sedimenten scheinen nicht im Einklang mit einer dominanten Rolle dieser Prozesse.

BOX (Fortsetzung: Prozesse des Kohlenstoffkreislaufes und Hypothesen für die niedrige glaziale CO₂ Konzentration)

Eine weitere Familie von Hypothesen postuliert Veränderungen im Absinken von organischem Material aus marinem Plankton. Mögliche Mechanismen sind (iv) die Düngung von Planktonwachstum im Südozean durch einen erhöhten Eintrag von eisenhaltigem Staub aus der Atmosphäre, welcher durch Winde aus den trocken und kalten kontinentalen Gebieten antransportiert wurde; (v) ein Anstieg im totalen Nährstoffgehalt des Ozean, z.B. durch Erosion von Material in freigelegten Schelfgebieten; (vi) ein Anstieg im Verhältnis von Kohlenstoff zu anderen Nährstoffen im Plankton, welches grössere Kohlenstoffflüsse pro Einheit limitierender Nährstoffe ermöglicht; (vii) eine Umverteilung von Kieselsäure (Si(OH)₄) im Ozean, welches ein vermehrtes Wachstum von Plankton mit Schalen aus Opal (SiO₂) ermöglicht; und (viii) eine veränderte Zersetzungsrate von biologischem Material, z.B. durch Änderungen der Temperatur und des Sauerstoffgehalts. Auch diese Familie von Hypothesen kann nicht die ganze Amplitude der atmosphärischen CO₂ Schwankungen im Einklang mit vorhandenen Informationen erklären.

Physikalische Prozesse und geologische Prozesse haben zu den CO₂ Variationen beigetragen. Mechanismen sind (ix) Änderungen in der ozeanischen Temperatur und im Salzgehalt, (x) eine teilweise Unterdrückung des Gasaustausches zwischen Atmosphäre und Ozean durch ausgedehntes Meereis, (xi) eine erhöhte Stratifizierung und ein verlangsamter Wasseraustausch zwischen Oberfläche und Tiefsee im Südozean, möglicherweise verursacht durch Veränderungen in der Frischwasserbilanz (Niederschlag, Verdunstung, Eisbildung) oder in der Position und Stärke der Westwinde, und (xii) eine veränderter CO₂ Freisetzung in die Atmosphäre durch veränderte vulkanische Aktivität, verursacht durch den Aufbau und Rückzug der grossen Landeismassen. Die kombinierten Veränderungen in der Temperatur und im Salzgehalt haben die Löslichkeit von CO₂ in Wasser erhöht und atmosphärisches CO₂ um rund 10 ppm vermindert. Ozeanzirkulationsmodelle stützen die Gasaustausch-Meereishypothese nicht. Die postulierten Veränderungen im Vulkanismus passen zeitlich nicht mit dem CO₂ Verlauf zusammen, da CO₂ vor dem Rückzug der Eismassen ansteigt. Eine verlangsamte Ventilation des tiefen Ozeans ist plausibel und wird durch eine Reihe von Messdaten gestützt.

Kurz zusammengefasst, es bleibt schwierig den Beitrag der verschiedenen Mechanismen zu den glazialen-interglazialen CO₂ Schwankungen quantitativ exakt festzulegen. Es ist klar, dass eine Kombination aus Prozessen zusammenspielt und die komplexe atmosphärische CO₂ Geschichte der letzten Million Jahre bestimmte.

Der Text dieser Box ist eine angepasste und ergänzte Übersetzung der Box 6.2 in E. Jansen and J. Overpeck and K. R. Briffa and J.-C. Duplessy and F. Joos and V. Masson-Delmotte and D. Olago and B. Otto-Bliesner and W. R. Peltier and S. Rahmstorf and R. Ramesh and D. Raynaud and D. Rind and O. Solomina and R. Villalba and D. Zhang, Palaeoclimate, in Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, S. Solomon, et al., Editors. 2007, Cambridge University Press: Cambridge United Kingdom and New York, NY, USA. p. 433-497.

Kontakt

PROF. DR. FORTUNAT Joos
Klima- und Umweltphysik, Physikalisches Institut
und Oeschger Zentrum für Klimaforschung
Sidlerstr. 5
CH-3012 Bern
joos@climate.unibe.ch

PROF. DR. HUBERTUS FISCHER
Klima- und Umweltphysik, Physikalisches Institut
und Oeschger Zentrum für Klimaforschung
Sidlerstr. 5
CH-3012 Bern
hubertus.fischer@climate.unibe.ch

Literatur

- Bereiter, B., Eggleston, S., Schmitt, J., Nehrbass-Ahles, C., Stocker, T. F., Fischer, H., Kipfstuhl, S., and Chappellaz, J.: Revision of the EPICA Dome C CO₂ record from 800 to 600 kyr before present, *Geophysical Research Letters*, 42, 2014GL061957, 10.1002/2014gl061957, 2015.
- Bintanja, R., and van de Wal, R. S. W.: North American ice-sheet dynamics and the onset of 100,000-year glacial cycles, *Nature*, 454, 869-872, 10.1038/nature07158, 2008.
- Chalk, T. B., Hain, M. P., Foster, G. L., Rohling, E. J., Sexton, P. F., Badger, M. P. S., Cherry, S. G., Hasenfratz, A. P., Haug, G. H., Jaccard, S. L., Martínez-García, A., Pälike, H., Pancost, R. D., and Wilson, P. A.: Causes of ice age intensification across the Mid-Pleistocene Transition, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 114, 13114, 10.1073/pnas.1702143114, 2017.
- Clark, P. U., He, F., Golledge, N. R., Mitrovica, J. X., Dutton, A., Hoffman, J. S., and Dendy, S.: Oceanic forcing of penultimate deglacial and last interglacial sea-level rise, *Nature*, 577, 660-664, 10.1038/s41586-020-1931-7, 2020.
- Dyez, K. A., Hönlisch, B., and Schmidt, G. A.: Early Pleistocene Obliquity-Scale pCO₂ Variability at ~1.5 Million Years Ago, *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 33, 1270-1291, 10.1029/2018PA003349, 2018.
- Farmer, J. R., Hönlisch, B., Haynes, L. L., Kroon, D., Jung, S., Ford, H. L., Raymo, M. E., Jaume-Seguí, M., Bell, D. B., Goldstein, S. L., Pena, L. D., Yehudai, M., and Kim, J.: Deep Atlantic Ocean carbon storage and the rise of 100,000-year glacial cycles, *Nature Geoscience*, 12, 355-360, 10.1038/s41561-019-0334-6, 2019.
- Fischer, H., Meissner, K. J., Mix, A. C., Abram, N. J., Austermann, J., Brovkin, V., Capron, E., Colombaroli, D., Danianu, A.-L., Dyez, K. A., Felis, T., Finkelstein, S. A., Jaccard, S. L., McClymont, E. L., Rovere, A., Sutter, J., Wolff, E. W., Affolter, S., Bakker, P., Ballesteros-Cánovas, J. A., Barbante, C., Caley, T., Carlson, A. E., Churakova, O., Cortese, G., Cumming, B. F., Davis, B. A. S., de Vernal, A., Emile-Geay, J., Fritz, S. C., Gierz, P., Gottschalk, J., Holloway, M. D., Joos, F., Kucera, M., Loutre, M.-F., Lunt, D. J., Marcisz, K., Marlon, J. R., Martinez, P., Masson-Delmotte, V., Nehrbass-Ahles, C., Otto-Bliesner, B. L., Raible, C. C., Risebrobakken, B., Sánchez Goñi, M. F., Arrigo, J. S., Sarnthein, M., Sjolte, J., Stocker, T. F., Velasquez Álvarez, P. A., Tinner, W., Valdes, P. J., Vogel, H., Wanner, H., Yan, Q., Yu, Z., Ziegler, M., and Zhou, L.: Palaeoclimate constraints on the impact of 2 °C anthropogenic warming and beyond, *Nature Geoscience*, 10.1038/s41561-018-0146-0, 2018.
- Fischer, H., Schmitt, J., Bock, M., Seth, B., Joos, F., Spahni, R., Lienert, S., Battaglia, G., Stocker, B. D., Schilt, A., and Brook, E. J.: N₂O changes from the Last Glacial Maximum to the preindustrial – Part 1:

- Quantitative reconstruction of terrestrial and marine emissions using N₂O stable isotopes in ice cores, *Biogeosciences*, 16, 3997-4021, 10.5194/bg-16-3997-2019, 2019.
- Gottschalk, J., Battaglia, G., Fischer, H., Frölicher, T. L., Jaccard, S. L., Jeltsch-Thömmes, A., Joos, F., Köhler, P., Meissner, K. J., Menviel, L., Nehrbass-Ahles, C., Schmitt, J., Schmittner, A., Skinner, L. C., and Stocker, T. F.: Mechanisms of millennial-scale atmospheric CO₂ change in numerical model simulations, *Quat. Sci. Rev.*, 220, 30-74, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.05.013>, 2019.
- Hönisch, B., Hemming, N. G., Archer, D., Siddall, M., and McManus, J. B.: Atmospheric carbon dioxide concentration across the Mid-Pleistocene transition, *Science*, 324, 1551–1554, 2009.
- Jansen, E., Overpeck, J., Briffa, K. R., Duplessy, J.-C., Joos, F., Masson-Delmotte, V., Olago, D., Otto-Bliesner, B., Peltier, W. R., Rahmstorf, S., Ramesh, R., Raynaud, D., Rind, D., Solomina, O., Villalba, R., and Zhang, D.: Palaeoclimate, in: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., Tignor, M., and Miller, H. L., Cambridge University Press, Cambridge United Kingdom and New York, NY, USA, 433-497, 2007.
- Joos, F., Roth, R., Fuglestad, J. S., Peters, G. P., Enting, I. G., von Bloh, W., Brovkin, V., Burke, E. J., Eby, M., Edwards, N. R., Friedrich, T., Frölicher, T. L., Halloran, P. R., Holden, P. B., Jones, C., Kleinen, T., Mackenzie, F. T., Matsumoto, K., Meinshausen, M., Plattner, G.-K., Reisinger, A., Segschneider, J., Shaffer, G., Steinacher, M., Strassmann, K., Tanaka, K., Timmermann, A., and Weaver, A. J.: Carbon dioxide and climate impulse response functions for the computation of greenhouse gas metrics: a multi-model analysis, *Atmos. Chem. Phys.*, 13, 2793-2825, 10.5194/acp-13-2793-2013, 2013.
- Lisiecki, L. E., and Raymo, M. E.: A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records, *Paleoceanography*, 20, 10.1029/2004PA001071, 2005.
- Martinez-Boti, M. A., Foster, G. L., Chalk, T. B., Rohling, E. J., Sexton, P. F., Lunt, D. J., Pancost, R. D., Badger, M. P. S., and Schmidt, D. N.: Plio-Pleistocene climate sensitivity evaluated using high-resolution CO₂ records, *Nature*, 518, 49-54, 10.1038/nature14145
- <http://www.nature.com/nature/journal/v518/n7537/abs/nature14145.html#supplementary-information>, 2015.
- members, E. c., Augustin, L., Barbante, C., Barnes, P. R. F., Marc Barnola, J., Bigler, M., Castellano, E., Cattani, O., Chappellaz, J., Dahl-Jensen, D., Delmonte, B., Dreyfus, G., Durand, G., Falourd, S., Fischer, H., Flückiger, J., Hansson, M. E., Huybrechts, P., Jugie, G., Johnsen, S. J., Jouzel, J., Kaufmann, P., Kipfstuhl, J., Lambert, F., Lipenkov, V. Y., Littot, G. C., Longinelli, A., Lorrain, R., Maggi, V., Masson-Delmotte, V., Miller, H., Mulvaney, R., Oerlemans, J., Oerter, H., Orombelli, G., Parrenin, F., Peel, D. A., Petit, J.-R., Raynaud, D., Ritz, C., Ruth, U., Schwander, J., Siegenthaler, U., Souchez, R., Stauffer, B., Peder Steffensen, J., Stenni, B., Stocker, T. F., Tabacco, I. E., Udisti, R., van de Wal, R. S. W., van den Broeke, M., Weiss, J., Wilhelms, F., Winther, J.-G., Wolff, E. W., and Zucchelli, M.: Eight glacial cycles from an Antarctic ice core, *Nature*, 429, 623-628, 10.1038/nature02599, 2004.
- members, E. c.: One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica, *Nature*, 444, 195-198, http://www.nature.com/nature/journal/v444/n7116/supinfo/nature05301_S1.html, 2006.
- Menviel, L.: The southern amplifier, *Science*, 363, 1040, 10.1126/science.aaw7196, 2019.
- Monnin, E., Indermühle, A., Dällenbach, A., Flückiger, J., Stauffer, B., Stocker, T. F., Raynaud, D., and Barnola, J. M.: Atmospheric CO₂ concentrations over the last glacial termination, *Science*, 291, 112-114, 2001.
- Monnin, E., Steig, E. J., Siegenthaler, U., Kawamura, K., Schwander, J., Stauffer, B., Stocker, T. F., Morse, D. L., Barnola, J. M., Bellier, B., Raynaud, D., and Fischer, H.: Evidence for substantial accumulation rate variability in Antarctica during the Holocene, through synchronization of CO₂ in the Taylor Dome, Dome C and DML ice cores, *Earth and Planetary Science Letters*, 224, 45-54, 2004.

North Greenland Ice Core Project, m., Andersen, K. K., Azuma, N., Barnola, J. M., Bigler, M., Biscaye, P., Caillon, N., Chappellaz, J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Fischer, H., Flückiger, J., Fritzsche, D., Fujii, Y., Goto-Azuma, K., Grønvold, K., Gundestrup, N. S., Hansson, M., Huber, C., Hvidberg, C. S., Johnsen, S. J., Jonsell, U., Jouzel, J., Kipfstuhl, S., Landais, A., Leuenberger, M., Lorrain, R., Masson-Delmotte, V., Miller, H., Motoyama, H., Narita, H., Popp, T., Rasmussen, S. O., Raynaud, D., Rothlisberger, R., Ruth, U., Samyn, D., Schwander, J., Shoji, H., Siggard-Andersen, M. L., Steffensen, J. P., Stocker, T., Sveinbjörnsdóttir, A. E., Svensson, A., Takata, M., Tison, J. L., Thorsteinsson, T., Watanabe, O., Wilhelms, F., and White, J. W. C.: High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period, *Nature*, 431, 147-151, 10.1038/nature02805, 2004.

Pedro, J. B., Jochum, M., Buizert, C., He, F., Barker, S., and Rasmussen, S. O.: Beyond the bipolar seesaw: Toward a process understanding of interhemispheric coupling, *Quat. Sci. Rev.*, 192, 27-46, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.05.005>, 2018.

Schmitt, J., Schneider, R., Elsig, J., Leuenberger, D., Laurantou, A., Chappellaz, J., Köhler, P., Joos, F., Stocker, T. F., Leuenberger, M., and Fischer, H.: Carbon Isotope Constraints on the Deglacial CO₂ Rise from Ice Cores, *Science*, 336, 711-714, 2012.

Shackleton, N. J.: The 100,000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity, *Science*, 289, 1879-1902, 2000.

Stocker, T. F.: Past and future reorganizations in the climate system, *Quat. Sci. Rev.*, 19, 301-319, 2000.

Stocker, T. F., Dahe, Q., Plattner, G.-K., Alexander, L., Allen, S., Bindoff, N. L., Breon, F.-M., Church, J., Cubasch, U., Emori, S., Forster, P., Friedlingstein, P., Gillett, N., Gregory, J. M., Hartmann, D. L., Jansen, E., Kirtman, B., Knutti, R., Krishna Kumar, K., Lemke, P., Marotzke, J., Masson-Delmotte, V., Meehl, G., Mokhov, I., Piao, S., Ramaswamy, V., Randall, D., Rhein, M., Rojas, M., Sabine, C., Shindell, D., Talley, L., Vaughan, D., and Xie, S.-P.: Technical Summary, in: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by: Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., and Midgley, P. M., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 33-115, 2013.