

Ralf Koppmann und Peter Wiesen

As man is now changing the composition of the atmosphere at a rate which must be very exceptional on the geological time scale, it is natural to seek for the probable effects of such a change. From the best laboratory observations it appears that the principal result of increasing carbon dioxide (...) would be a gradual increase in the mean temperature of the colder regions of the earth. Guy S. Callendar, 1939 [1]

Die beiden wichtigsten Klimaregulatoren in der Erdatmosphäre sind Wasserdampf und Kohlenstoffdioxid (CO₂). Wasserdampf ist allerdings nicht unmittelbar verantwortlich für den anthropogen verursachten Klimawandel. Da der Wasserdampfgehalt in der Atmosphäre von der Temperatur abhängt, liegt seine Rolle eher in einer Verstärkung der Klimaeffekte durch komplexe, in der Regel positive Rückkopplungsprozesse. Neben Wasserdampf ist der CO₂-Gehalt der Atmosphäre entscheidend für die Steuerung des Klimas. Er wird im Wesentlichen bestimmt durch geochemische und biochemische Prozesse. Klimaänderungen in der Vergangenheit wurden durch Änderungen in diesen Prozessen möglicherweise in Abhängigkeit von äußeren Einflüssen wie Variationen in den Parametern der Erdbahn und der solaren Aktivität ausgelöst.

Die Auswirkungen der so genannten Treibhausgase auf den Zustand der Erdatmosphäre und des Klimas beschäftigen die Wissenschaft bereits seit 200 Jahren. Seit etwa 150 Jahren ist besonders die Rolle von Kohlenstoffdioxid im Fokus der Forschung. Heute haben wir deutliche Indizien, dass vor allem die Zunahme von Kohlenstoffdioxid als wesentliche Komponente der anthropogen emittierten Treibhausgase eine Zunahme der Temperaturen auf der Erde auf einer globalen Skala bewirkt.

R. Koppmann (✉) · P. Wiesen
Bergische Universität Wuppertal, Wuppertal, Deutschland
E-Mail: koppmann@uni-wuppertal.de

P. Wiesen
E-Mail: wiesen@uni-wuppertal.de

Bereits im Jahre 1824 beschäftigte sich Fourier [2, 3] mit der Frage, was die mittlere Temperatur auf der Erde bestimmt. Er kam basierend auf den damals verfügbaren Theorien zu dem Ergebnis, dass es auf der Erdoberfläche offensichtlich wärmer ist, als es eigentlich sein sollte und schloss daraus, dass die Atmosphäre der Erde auf irgendeine Art die Wärmestrahlung zurückhält. Obwohl er den Begriff „Treibhauseffekt“ nie verwendet hat, verglich er die Wirkung der Atmosphäre basierend auf der ausführlichen Beschreibung eines Experiments von de Saussure, dem so genannten Heliothermometer, mit dem „Glas eines Treibhauses“. Die eigentliche Erklärung dieses Phänomens stammt von Tyndall (1863) [4], der mit einer Vielzahl von Laborexperimenten bestätigte, dass einige Gase für Wärmestrahlung undurchlässig sind. Er machte vor allem CO_2 als eines der Gase aus, das den Wärmehaushalt der Erde beeinflussen könnte. 30 Jahre später beschäftigte sich Arrhenius (1896) [5] in seinem inzwischen berühmten Artikel mit der Frage, ob die „mittlere Temperatur am Erdboden in irgendeiner Weise durch wärmeabsorbierende Gase in der Atmosphäre beeinflusst wird“. Er war der erste, der vor einem Temperaturanstieg durch die Emission von CO_2 warnte und errechnete einen Temperaturanstieg von 5–6°C bei einer Verdoppelung des damaligen CO_2 -Gehalts der Atmosphäre.

Es sollte noch einmal 40 Jahre dauern, bis Callendar (1938) [6] als erster einen direkten Zusammenhang zwischen dem Anstieg von „künstlich erzeugtem CO_2 “ und dem Klima herstellte und anthropogene Emissionen als Auslöser für einen möglichen Klimawandel identifizierte. Callendar hatte für die damalige Zeit umfangreiche meteorologische Daten gesammelt und nutzte die damals bestmögliche Datenbasis über die Verbrennung fossiler Brennstoffe, um den Strahlungsantrieb durch das zusätzlich in die Atmosphäre gebrachte CO_2 zu berechnen. In zahlreichen weiteren Artikeln verfestigte er seine Vermutungen bis hin zu einer Prognose des zukünftigen CO_2 -Anstiegs in der Atmosphäre. Als Ingenieur für Dampftechnik und „Hobby-Meteorologe“ wurde er allerdings von der wissenschaftlichen Gemeinschaft nicht ernst genommen.

Revelle and Suess (1957) [7] schätzen ab, dass bis zu diesem Zeitpunkt das meiste anthropogen emittierte CO_2 von den Ozeanen aufgenommen wurde. Sie prognostizierten allerdings, dass die zunehmende Verbrennung fossiler Brennstoffe in den folgenden Jahrzehnten zu einem signifikanten Anstieg der CO_2 -Konzentration in der Atmosphäre führen könnte. Ein Jahr später begann Charles Keeling [8] mit seiner berühmten Messreihe der atmosphärischen CO_2 -Konzentration auf dem Mauna Loa, Hawaii. Bereits nach zwei Jahren konnte er den durch die terrestrische Vegetation verursachten Jahresgang nachweisen, aber auch bereits einen kontinuierlichen Anstieg der CO_2 -Konzentration, den er auf die Verbrennung fossiler Brennstoffe zurückführte [8]. In den folgenden Jahren wurden wiederholt die Auswirkungen eines CO_2 -Anstiegs auf die mittlere Temperatur der Atmosphäre abgeschätzt. Die Werte bewegten sich bei einer Verdoppelung der CO_2 -Konzentration von 2 bis 2,5°C [9, 10] bis zu 4,5°C [11]. Der vierte Sachstandsbericht des Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) im Jahre 2007 beschreibt die auf aktuellsten Daten beruhenden Prognosen für verschiedene Klimaszenarien [12]. Die prognostizierten Temperaturanstiege liegen im Bereich von 2 bis 6,5°C bis zum Jahr 2100 und damit bemerkenswerterweise im gleichen Bereich, den bereits Arrhenius abgeschätzt

hatte. Die wissenschaftlichen Indizien sprechen heute mehr denn je dafür, dass die bisher beobachtete Klimaerwärmung mit sehr hoher Wahrscheinlichkeit anthropogen verursacht ist.

Eine hervorragende Zusammenstellung der entscheidenden, z. T. hier zitierten Originalliteratur findet man in dem Buch „The Warming Papers“ von Archer und Pierrehumbert (2011) (s. [13]).

2.1 Der Kohlenstoffkreislauf

Kohlenstoff und seine Verbindungen spielen für das Klima der Erde eine bedeutende Rolle. Von allen auf der Erde ablaufenden Spurenstoff-Kreisläufen ist der Kohlenstoff-Kreislauf für das Klima der wichtigste. Der Kohlenstoff-Kreislauf ist überaus komplex. Die verschiedenen Kohlenstoff-Reservoirs enthalten erheblich unterschiedliche Mengen an Kohlenstoff. Auch laufen einzelne Teilkreisläufe auf deutlich unterschiedlichen Zeitskalen ab. Beides macht es extrem schwierig, wenn nicht gar unmöglich, die Konsequenzen einer drastischen und vor allem (auf geologischer Zeitskala) schnellen Erhöhung des Kohlenstoffanteils in der Atmosphäre zu prognostizieren.

Das Kohlenstoff-Inventar der Erde wird auf etwa 85 Mio. Gt (85 Mio. Mrd t) geschätzt. In den globalen Kohlenstoffkreislauf sind vier Teilsysteme mit ihren jeweiligen Teilkreisläufen involviert: Die Lithosphäre, die Hydrosphäre, die Biosphäre und die Atmosphäre. Der mit Abstand größte Anteil des Kohlenstoffs (98,8%) ist im Gestein der Lithosphäre gebunden, entweder in anorganischer Form, meist als Kalkstein, oder in organischer Form als so genanntes Kerogen. Der in Form fossiler Energieträger vorhandene Kohlenstoff (Kohle, Erdöl, Erdgas) macht mit etwa 5000 Gt nur einen winzigen Bruchteil des Gesamtinventars aus. Die Vorkommen von Kohlenstoff in den Ozeanen sind mit etwa 40.000 Gt noch recht bedeutend, die Vorkommen im Boden (in Form von Torf oder Humus, etwa 1500 Gt), in der lebenden Biomasse (etwa 600 Gt) und in der Atmosphäre (etwa 850 Gt) dagegen eher vernachlässigbar. Abbildung 2.1 zeigt den Kohlenstoffkreislauf im Überblick. Im Folgenden wird nur noch der Beitrag der CO₂-Quellen und -Senken betrachtet.

2.1.1 CO₂-Quellen

Natürliche Quellen von CO₂ außerhalb der Biosphäre sind aktive und auch erloschene Vulkane. Bei der Zusammensetzung vulkanischer Gase stellt CO₂ nach Wasserdampf mit einem Anteil von etwa 25% die häufigste Komponente dar. In aufsteigendem Magma verringert sich der Druck, was zur Folge hat, dass gelöste, flüchtige Bestandteile wie zum Beispiel Kohlenstoffdioxid und Wasser wieder in die Gasphase gelangen. Diese können dann wieder in die Atmosphäre oder in die Tiefenwasser der Ozeane austreten. Man geht heute davon aus, dass die Zusammensetzung der frühen Atmosphären der Erde und der erdähnlichen Planeten durch solche Ausgasungsprozesse und vulkanische Aktivitäten geprägt

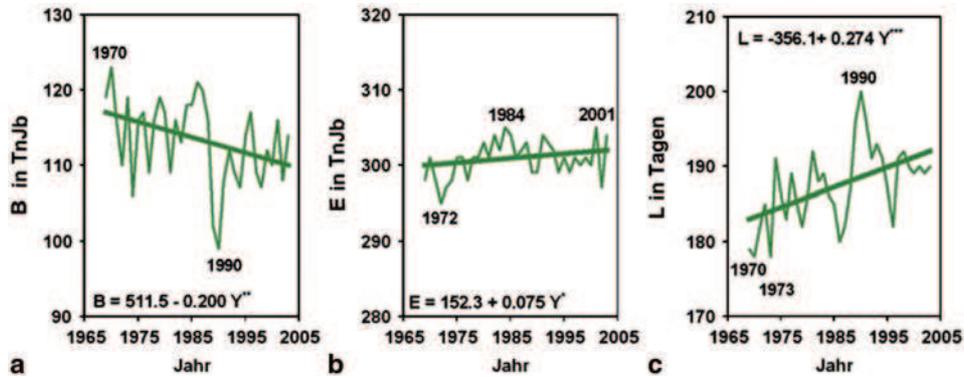


Abb. 2.2 Trends im mittleren Beginn **a**, Ende **b** und Länge **c** der Vegetationsperiode in Europa 1969–2003, TnJb: Tage nach Jahresbeginn [16]

Ereignisses, das von Mitte 2007 bis Anfang 2009 das globale Klimasystem erheblich gestört hat [15].

2.1.2 CO₂-Senken

Das erwähnte Beispiel aus dem Jahr 2009 zeigt, dass für eine Bilanz des atmosphärischen CO₂-Gehaltes nicht nur die Quellen, sondern auch die Senken eine wichtige Rolle spielen. Im Folgenden wird der Kohlenstoffaustausch mit Biosphäre, Gestein und Ozeanen näher beschrieben.

2.1.2.1 Kohlenstoffaustausch mit der Biosphäre und Böden

Ein Teil des Kohlenstoffumsatzes erfolgt über den biochemischen Kohlenstoffkreislauf. Der auf bzw. in der festen Erdoberfläche gespeicherte Kohlenstoff kommt dabei in zwei Formen vor. Eine wird bisweilen auch als „lebender“ Kohlenstoff bezeichnet und findet sich zum größten Teil in Landpflanzen, aber auch in allen anderen Lebewesen. Der wichtigste Prozess der Kohlenstoffspeicherung ist in diesem Zusammenhang die Photosynthese, über die CO₂ in organische Kohlenstoffverbindungen umgewandelt wird. Ein Teil des Kohlenstoffs wird über die Zellatmung wieder freigesetzt. Zusammengefasst wird dieses „Kompartiment“ als terrestrische Biosphäre oder auch lebende Biomasse bezeichnet. Die dort gespeicherte Masse ist etwas geringer, aber doch in der gleichen Größenordnung wie der in der Atmosphäre vorkommende Kohlenstoff.

unterschiede zwischen Südamerika und Südostasien auf. Das führt zu stärkeren Passatwinden, die das warme Oberflächenwasser im Pazifischen Ozean nach Südostasien treiben. Als Folge strömt vor der Küste Südamerikas kaltes Tiefenwasser nach, das bis zu 3 °C unter der Durchschnittstemperatur liegt und damit mehr CO₂ aufnehmen kann.

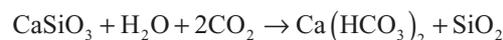
Experimentelle Untersuchungen und Modellrechnungen zur Kohlenstoffspeicherung in der Biosphäre in einer simulierten wärmeren Welt kommen zu sehr widersprüchlichen Ergebnissen. Grund dafür sind die komplexen Wechselwirkungen verschiedener Systeme und deren Änderung bei zunehmenden Temperaturen ebenso wie eine mögliche Verschiebung von Vegetationszonen. Eine Erhöhung des CO₂-Gehaltes und der Temperatur fördert das Wachstum terrestrischer Pflanzen. Pflanzen nehmen mehr CO₂ auf als sie an die Atmosphäre abgeben. Der Klimawandel hat zudem in den vergangenen drei Jahrzehnten dazu geführt, dass die Vegetationsperiode in Europa um etwa drei Wochen länger geworden ist, was zu einer erhöhten CO₂-Aufnahme durch Photosynthese führt (s. Abb. 2.2). Das Pflanzenwachstum hängt aber nicht nur vom CO₂-Gehalt der Atmosphäre und von den Umgebungstemperaturen ab sondern auch vom Angebot an Stickstoff und Wasser sowie anderer Spurenstoffe. Da sich die Niederschlagsmengen regional unterschiedlich ändern bzw. auch zeitlich verschieben werden (s. Kap. 2.4.2), können in Gebieten mit verringertem Niederschlag Pflanzen trotz des erhöhten Angebots an CO₂ nicht unbedingt besser wachsen. Auch die Stickstoffversorgung wird sich regional mit steigenden Temperaturen ändern.

Als gegenläufiger Effekt kommt hinzu, dass die Temperatur auch die Verrottung von abgestorbenem Pflanzenmaterial steuert, was zu einer schnelleren Freisetzung von CO₂ führt. Stellt man für die derzeitige Situation eine Bilanz auf, sind die terrestrischen Pflanzen noch eine Kohlenstoffdioxid-Senke, weil sie mehr Kohlenstoffdioxid aus der Atmosphäre aufnehmen als dorthin abgeben. Dies könnte sich aber in den nächsten Jahrzehnten bei steigenden Temperaturen ändern (s. z. B. [17–19]).

Die zweite Form ist der im Boden gespeicherte Kohlenstoff. Böden enthalten etwa doppelt so viel Masse an Kohlenstoff wie die terrestrische Biomasse. Bei dem Material handelt es sich um organischen Kohlenstoff, der aus abgestorbenem Pflanzenmaterial besteht. Die jeweiligen Mengen hängen natürlich ab von Art und Menge des Pflanzenbestandes, von klimatologischen Randbedingungen, von Forst- oder Agrarbewirtschaftung und von der Vorgeschichte der Böden und sind daher regional stark variabel. Bei den beschriebenen Prozessen handelt es sich um kurzfristige biochemische Prozesse. Im Gegensatz dazu handelt es sich bei den langfristigen biogeochemischen Prozessen um die Umwandlung von pflanzlichem Kohlenstoff in Kohle und Kerogen, aus dem Erdöl und Erdgas entstehen können.

2.1.2.2 Kohlenstoffaustausch mit dem Gestein

Der geochemische Kohlenstoffkreislauf ist ein über große Zeiträume ablaufender Prozess, bei dem Kohlenstoff zwischen der Atmosphäre und der festen Erde über die so genannte Urey-Reaktion ausgetauscht wird. Die Reaktion läuft im Wesentlichen über Silikatgestein unter der Bildung von Kalziumcarbonat und Siliziumdioxid ab (hier beispielhaft gezeigt an Kalziumsilikat):



Diese Reaktion wird auch als chemische Verwitterung bzw. Karbonat-Silikat-Zyklus bezeichnet.

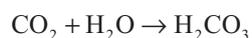
Kalzium, Silizium und andere vorkommende Elemente werden vom Wasser gelöst und in die Ozeane transportiert, dort von Organismen zu festem Kalziumcarbonat und Siliziumdioxid umgeformt und so dem System „entzogen“. Auf diese Weise würde praktisch das gesamte Kohlenstoffdioxid aus der Atmosphäre entfernt. Das Sedimentgestein wird jedoch in Subduktionszonen wieder ins Erdinnere transportiert, wo bei extrem hohen Temperaturen die o. g. Reaktion in umgekehrter Richtung abläuft. Die gebildeten Silikate verbleiben im Magma und werden in Form von Lava ebenso wie das freigesetzte CO₂ durch Vulkanausbrüche wieder an die Erdoberfläche befördert. Die so umgesetzten CO₂-Flüsse sind allerdings extrem gering und die Zeitskalen für den Umsatz liegen bei einigen 100.000 Jahren. Dennoch haben diese Prozesse auf der geologischen Zeitskala eine klimastabilisierende Wirkung.

2.1.2.3 Kohlenstoffaustausch mit den Ozeanen

Die Ozeane sind Quellen und Senken für CO₂ aus der Atmosphäre. Hier finden komplexe Wechselwirkungen zwischen Aufnahme und Transport von gelöstem CO₂, Biochemie und Geochemie statt. Darüber hinaus spielt der Austausch zwischen dem Oberflächenwasser und dem tiefen Ozeanwasser eine bedeutende Rolle.

Wie bereits erwähnt, war man bis in die 1950iger Jahre der Meinung, der Ozean könne das gesamte anthropogen emittierte CO₂ aufnehmen. Inzwischen weiß man jedoch, dass 50 % der Emissionen in der Atmosphäre verbleiben, etwa 25 % in der Biosphäre deponiert werden und die Ozeane nur etwa 25 % des zusätzlich in die Atmosphäre emittierten CO₂ aufnehmen. Ein wesentlicher Grund dafür ist die ozeanische Zirkulation. Der Austausch von CO₂ mit dem Ozeanwasser findet an der Oberfläche statt. Die Mischungsschicht an der Oberfläche der Ozeane, in der der Austausch mit der Atmosphäre stattfindet, ist nur etwa 100 m dick. Zum einen kann CO₂ ins Wasser gelangen und gelöst werden, zum anderen sorgt die Photosynthese dafür, dass CO₂ in organische Kohlenstoffverbindungen umgewandelt wird. Die Dauer für Austauschprozesse zwischen dem Ozean und der Atmosphäre in dieser Schicht ist etwa ein Jahr. Transportprozesse zwischen dem Oberflächenwasser und der so genannten Thermokline, einer einige 100 m mächtigen Schicht warmen Wassers zwischen der Oberfläche und dem kalten Tiefenwasser, laufen auf einer Zeitskala von Jahrzehnten ab. Jedoch stellen die Ozeane erst in großen Tiefen eine wirkliche Senke für CO₂ dar. Um CO₂ also dauerhaft zu speichern, muss das Oberflächenwasser in große Tiefen transportiert werden. Ein wesentlicher Teil dieses Transportprozesses findet in polaren Gebieten statt, in denen CO₂ in kaltem, salzreichem Wasser gebunden und in tiefere Schichten transportiert wird. Durch das Absinken großer Wassermassen in die Tiefe wird das CO₂ effektiv der Atmosphäre entzogen. Die Dauer einer kompletten Zirkulation des Ozeanwassers wird auf 1000 Jahre geschätzt.

Wenn CO₂ im Wasser aufgenommen wird, reagiert es zu Kohlensäure:



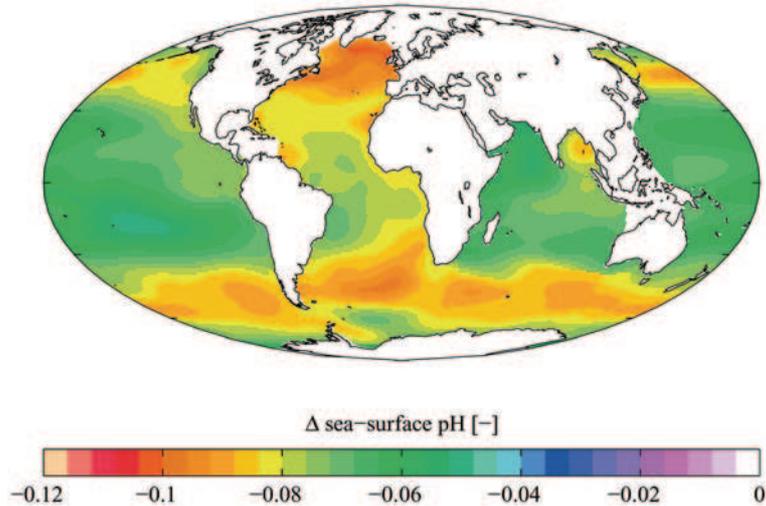
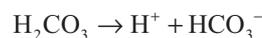
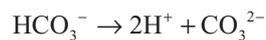


Abb. 2.3 Veränderungen des pH-Wertes in den Ozeanen durch anthropogenes CO_2 zwischen 1700 und 1990 [21]

Kohlensäure dissoziiert im Wasser in einem ersten Schritt zu einem Proton und einem Bikarbonat-Ion



und in einem weiteren Schritt zu einem weiteren Proton und einem Karbonat-Ion:



Die eigentliche Senke sind dann letztendlich Organismen (Korallen, Plankton, Kalkalgen, Muscheln und andere Lebewesen), die das Karbonat in Form von Kalziumkarbonat in ihren Schalen und Skeletten speichern. Sterben diese Lebewesen, sinkt das Kalziumkarbonat auf den Meeresboden und wird so dauerhaft im Sediment gespeichert. Dieser Vorgang wird auch als „biologische Pumpe“ bezeichnet.

Die Gleichgewichtskonzentrationen von Kohlensäure, Bikarbonat und Karbonat bestimmen den pH-Wert und damit den Säuregrad des Ozeanwassers. Der pH-Wert des Ozeanwassers liegt im Mittel etwa bei 8,1. Eine erhöhte Aufnahme von CO_2 führt zu einer Absenkung des pH-Wertes. So liegen die Abnahmen in den letzten 200 Jahren bei Werten zwischen 0,05 und 0,12 (s. Abb. 2.3). An einigen ausgewählten Messstationen sind alleine in den letzten 20 Jahren Abnahmen von 0,04 beobachtet worden [20].

Die Abnahme der pH-Werte und damit die zunehmende Übersäuerung der Ozeane haben zwei wichtige Konsequenzen. Zum einen führt die erhöhte Aufnahme von CO_2 zu einer Verschiebung des oben beschriebenen chemischen Gleichgewichtes, was zu einer verlangsamten Aufnahme von anthropogenem CO_2 im Ozeanwasser führt. Zum anderen bedingt eine Übersäuerung die Auflösung von Kalziumkarbonat. Dies würde die Bildung

von Kalkschalen behindern und zur weiteren Verlangsamung der CO₂-Speicherung bis hin zu einem kompletten Ausfall der biologischen Pumpe führen, abgesehen von noch weiterreichenden Folgen für die Nahrungskette.

Der Gesamtumsatz zwischen den Ozeanen und der Atmosphäre wird auf 100 Gt C/Jahr geschätzt. Die Flüsse aus der Atmosphäre in die Ozeane bzw. aus den Ozeanen in die Atmosphäre hängen stark von der Temperatur und der chemischen Zusammensetzung des Oberflächenwassers ab. Beides ist erheblichen räumlichen und zeitlichen Schwankungen unterworfen. Messungen und Modellrechnungen zeigen jedoch übereinstimmend, dass die Ozeane derzeit global eine Senke für CO₂ darstellen mit einem Nettoeintrag von etwa 2–5 Gt C/Jahr.

2.2 Konzentration in der Atmosphäre

Trotz erheblicher Variationen in den oben beschriebenen Teilkreisläufen war die Konzentration oder genauer gesagt, das Volumenmischungsverhältnis² von CO₂ in der Atmosphäre seit der letzten Eiszeit, und damit seit etwa 12.000 Jahren bis zum Beginn der Industrialisierung mit Werten zwischen 260 und 280 ppm (parts per million) erstaunlich stabil.

Das Volumenmischungsverhältnis von CO₂ in der Atmosphäre liegt heute bei etwa 390 ppm und damit etwa um 30 % höher als vor Beginn der Industrialisierung. Dieser Wert entspricht einer Masse von etwa 3100 Gt CO₂ (3100 Mrd. t CO₂). Das CO₂-Mischungsverhältnis war im Verlaufe der Erdgeschichte allerdings erheblichen Schwankungen unterworfen. Vor 500 Mio. Jahren war das Mischungsverhältnis etwa um einen Faktor 20 höher als heute, sank dann aber im Laufe der Jahrtausende bis in die Zeit des Jura vor etwa 150 Mio. Jahren auf etwa das Fünffache des heutigen Wertes. Messungen an Eisbohrkernen zeigen, dass ohne den gravierenden Einfluss des Menschen die Kohlenstoff-Bilanz von Atmosphäre, Ozeanen und Biosphäre in den letzten 420.000 Jahren mit Ausnahme der Eiszeiten mehr oder weniger ausgeglichen war [22]. Dabei haben die terrestrische Biosphäre und die Ozeane als Senke fungiert und Vulkanausbrüche als natürliche Quelle. Die CO₂-Mischungsverhältnisse lagen, bedingt durch den Wechsel von Eiszeiten und Warmzeiten, typischerweise zwischen 200 und 280 ppm. In der gesamten Periode waren sie damit immer niedriger als das heute beobachtete Mischungsverhältnis von 390 ppm [23]. Mit Beginn der Industrialisierung im 19. Jahrhundert stieg der Kohlenstoffdioxid-Anteil in der Atmosphäre an. Das heutige Mischungsverhältnis ist wahrscheinlich der höchste Wert seit 15 bis 20 Mio. Jahren [12, 24]. Zwischen 1960 und 2005 stieg das CO₂-Mischungsverhältnis im Mittel um 1,4 ppm pro Jahr. Die anthropogenen CO₂-Emissionen betragen jährlich etwa 36,3 Gt [25]. Dieser Wert stellt nur einen geringen Anteil der jährlichen, überwiegend aus natürlichen Quellen stammenden CO₂-Emissionen von etwa 550 Gt [12] dar.

² Als Volumenmischungsverhältnis wird der Volumenanteil eines Gases bezogen auf das Gesamtvolumen bezeichnet. 1 ppm (parts per million) bedeutet 1 Molekül auf 1 Mio. aller anderen Moleküle in der Luft.

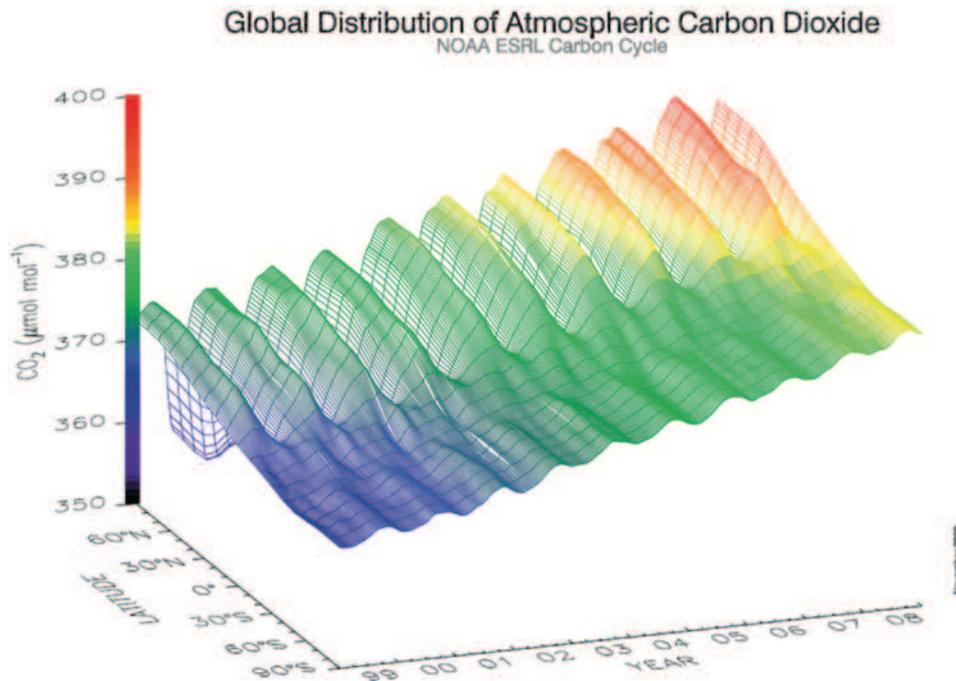


Abb. 2.4 Entwicklung der CO_2 -Mischungsverhältnisse in der Atmosphäre zwischen 1999 und 2008 [27]

Das anthropogene Kohlenstoffdioxid wird etwa zur Hälfte von der Biosphäre und von den Ozeanen aufgenommen, so dass diese zurzeit mehr Kohlenstoffdioxid aufnehmen als sie abgeben. Die andere Hälfte des ausgestoßenen Kohlenstoffdioxids verbleibt in der Atmosphäre und führt zu der beobachteten Zunahme des Mischungsverhältnisses.

Zu den bislang ungelösten offenen Fragen zählen die Einflüsse von Rückkopplungsprozessen durch sich ändernde Raten in den Quellen und Senken von CO_2 auf die atmosphärische Konzentration.

Cox et al. (2000) [26] verwenden ein globales Zirkulationsmodell, das auf einem gekoppelten Ozean-Atmosphären-Modell beruht, um die Entwicklung der Quellen und Senken von CO_2 unter sich ändernden klimatischen Bedingungen zu untersuchen. Sie konnten zeigen, dass bei einem „business as usual“ Szenario die terrestrische Biosphäre bis etwa 2050 als CO_2 -Senke fungiert, danach aber zu einer CO_2 -Quelle wird. Im Jahr 2100 entspricht die Aufnahme von CO_2 in den Ozeanen mit einer Rate von 5 Gt C/Jahr dem Beitrag der terrestrischen CO_2 -Quellen. Berücksichtigt man diese Rückkopplungsprozesse, werden die CO_2 -Mischungsverhältnisse dann um 250 ppm höher liegen als ohne Einbeziehung der Rückkopplungsprozesse.

Abbildung 2.4 zeigt eine dreidimensionale Darstellung der zeitlichen Entwicklung der Breitenverteilung von CO_2 in der planetarischen Grenzschicht in den Jahren 1999–2008. Deutlich erkennbar sind drei Phänomene: