

# 4 Kennwerte des Klimawandels und des globalen Wandels

Seit Erscheinen des dritten IPCC Berichts (TAR) 2001 sind enorme Verbesserungen in der Erforschung des Klimawandels sowie seiner Modellierung erzielt worden. Diese Fortschritte wurden insbesondere durch die Erfassung neuerer Daten (z. B. mittels spezieller Satellitenmissionen und Bojenmessungen in den Ozeanen, ► Kapitel 1) und optimierte Analysemethoden möglich. Auch die stetig optimierten Modelle zur Beschreibung und Simulation komplexer physikalischer Prozesse sind in diesem Zusammenhang zu nennen.

Im Folgenden wird basierend auf dem aktuellen IPCC-Bericht (AR4) eine Übersicht der beobachteten Veränderungen im Klimasystem gegeben. Kapitel 4 schließt dann mit einer Auflistung und Zusammenfassung der aktuellen Schlüsselergebnisse der Klimaforschung. Bei der Bewertung von Unsicherheiten in den Forschungsergebnissen beziehungsweise der Eintrittswahrscheinlichkeit von Klimaereignissen wird die Terminologie des IPCC verwendet (Tabelle 4.1).

Veränderungen des globalen Erdklimas wirken auf die Atmosphäre und Erdoberfläche durch verschiedene Aspekte, welche wiederum den Energiehaushalt der Erde verändern und somit das Erdklima zur Anpassung an diese Veränderungen zwingen. Zu diesen Einflussgrößen zählt primär die Zunahme der Treibhausgase, die die Absorption der von der Erde ausgehenden Wärmestrahlung erhöht, sowie die Zunahme von Aerosolen, die eine wichtige Rolle für die Reflektion und Absorption der solaren Strahlung spielen und zudem die Strahlungseigenschaften der Wolken verändern. Diese Effekte werden allgemein als **Strahlungsantrieb** oder **Radiative Forcing** bezeichnet. Das Radiative Forcing eines Faktors ist Ausdruck seiner quantitativen Wirkung auf die Strahlungsbilanz zwischen einkommender und ausgehender Strahlung im Erde-Atmosphäre-Sys-

**Tabelle 4.1** Terminologie der Eintrittswahrscheinlichkeit gemäß IPCC

Terminologie	Eintrittswahrscheinlichkeit
virtuell sicher	> 99 %
extrem wahrscheinlich	> 95 %
sehr wahrscheinlich	> 90 %
wahrscheinlich	> 66 %
mehr wahrscheinlich als nicht	> 50 %
sowohl wahrscheinlich als nicht	33 bis 66 %
unwahrscheinlich	< 33 %
sehr unwahrscheinlich	< 10 %
extrem unwahrscheinlich	< 5 %
außerordentlich unwahrscheinlich	< 1 %

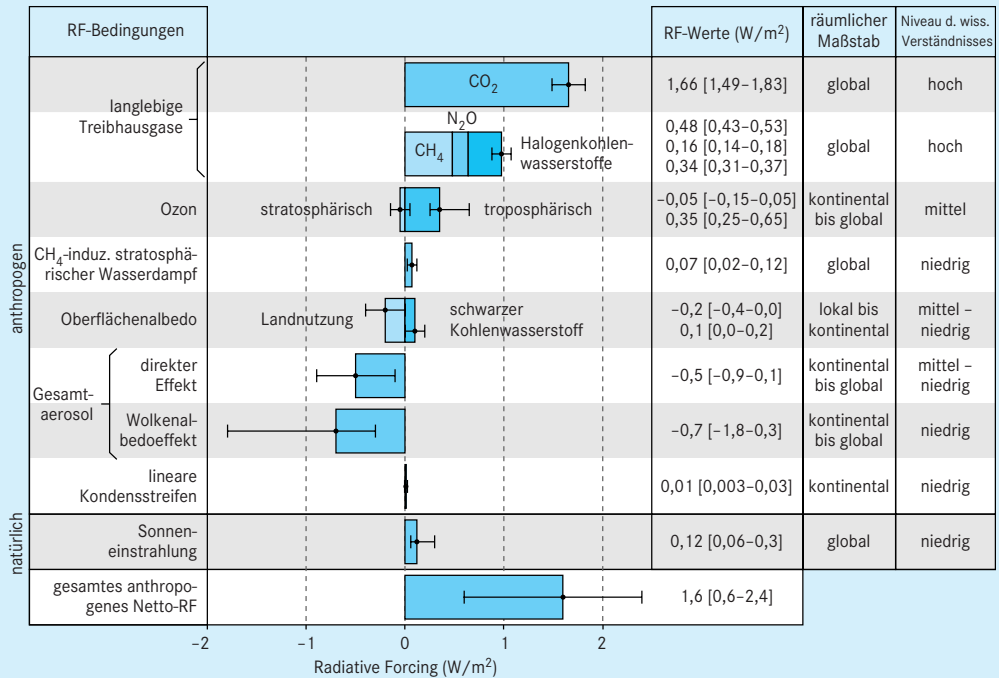
tem. Positive Strahlungsantriebe (*positive forcing*) führen zu einer Erwärmung der Erdoberfläche; negative Strahlungsantriebe (*negative forcing*) tendieren zur Abkühlung der Erdoberfläche.

Die Antwort unseres Klimasystems auf das Radiative Forcing ist sehr komplex und hängt von einer Vielzahl positiver und negativer Wechselwirkungen (*feedbacks*) ab. So ist der Wasserdampf in der Atmosphäre einerseits ein sehr starkes Treibhausgas, andererseits hängt seine Konzentration vom jeweiligen Oberflächenklima (Temperatur, Wind, Sättigungsdampfdruck) ab und kann somit eher als Feedback-Effekt und weniger als Radiative-Forcing-Faktor angesehen werden.

## Radiative Forcing (RF) – das Konzept des Strahlungsantriebs

Der Begriff **Radiative Forcing** beschreibt die Kraft oder den Einfluss eines Faktors (z. B. eines Treibhausgases), einen Klimawandel auszulösen. Das RF wird im Deutschen als **Strahlungsantrieb** bezeichnet und ist die Netto-Strahlungsflussdichte an der Tropopause, welche durch die veränderte Konzentration von Treibhausgasen zustande kommt. Der Ausdruck „Strahlungsflussdichte“ meint die Strahlungsenergie, die pro Sekunde und pro Quadratmeter durch die Tropopause hindurchkommt. Man gibt das RF daher immer in Joule pro Sekunde und Quadratmeter oder Watt pro Quadratmeter ( $Wm^{-2}$ ) an. Radiative Forcing ist also ein Ausdruck für die Veränderung der Strahlungsbilanz des Erde-Atmosphäre-Systems durch Faktoren, die wiederum das Klima der Erde maßgeblich bestimmen. Der Begriff radiative wird deshalb verwendet, weil sich das Verhältnis zwischen solarer, kurzwelliger Einstrahlung zur infraroten, langwelligeren Erdausstrahlung ändert. Diese Strahlungsbilanz steuert die Oberflächentemperatur der Erde. Der Begriff *forcing* weist darauf hin, dass durch Veränderungen der Strahlungsbilanz ein

neuer Systemzustand erzwungen wird. Radiative Forcing (RF) bezeichnet somit die Änderung des globalen Mittels der Strahlungsbilanz an der Stratosphäre und ist eine Größe für die Störung des Gleichgewichts zwischen einstrahlender Sonnenenergie und an den Weltraum abgegebener langwelliger Strahlung. Ein positives RF führt zu einer Erwärmung, ein negatives RF zu einer Abkühlung. Die RF-Werte, die sich aufgrund des Anstiegs der Konzentrationen an in der Atmosphäre gut durchmischten Treibhausgasen ( $CO_2$ ,  $CH_4$ ) im Zeitraum 1750–2000 ergeben, werden in der Summe auf  $2,43 Wm^{-2}$  geschätzt. Auf dem Radiative-Forcing-Ansatz baut das Konzept des **Global Warming Potential** (GWP) auf und umfasst die Summe aller RF-Beiträge eines Gases bis zu einem gewählten Zeithorizont, die durch die einmalige Freisetzung einer bestimmten Maßeinheit am Beginn des Zeitraums verursacht wird. Dadurch ist es möglich, die Klimawirksamkeit von Treibhausgasen für unterschiedliche Zeithorizonte in die Zukunft zu extrapolieren. Das GWP wird häufig bezogen auf einen Zeitraum von 100 Jahre angegeben.



4.1 Radiative-Forcing-Komponenten, Stand 2005 (Quelle: IPCC-Report 2007).

Die Abbildung 4.1 zeigt die globalen durchschnittlichen RF-Werte für die wichtigsten anthropogenen Treibhausgase auf Basis der heutigen wissenschaftlichen Bewertung (Level of Scientific Understanding, LOSU).

Statt der bodennahen Lufttemperatur wird im IPCC-Bericht das **Stratospheric adjusted Radiative Forcing** benutzt. Beim *stratospheric adjustment* geht man davon aus, dass die Temperatur in der Stratosphäre sich schon auf die neue Gleichgewichtstemperatur eingestellt hat, das Temperaturprofil in der Troposphäre jedoch noch dem alten Gleichgewicht entspricht. Dies ist folgerichtig, da sich die Temperatur in der Stratosphäre schneller den geänderten Strahlungsbedingungen anpassen kann als die in der Troposphäre (vor allem wegen der Trägheit der Ozeane, die sich nur sehr langsam aufwärmen lassen).

### Vor- und Nachteile des RF-Konzepts

Vorteil des RF-Konzepts ist, dass das RF nicht von komplizierten und wenig verstandenen Rückkopplungen im Klimasystem abhängt. Der große Nachteil ist, dass das RF nichts über die Änderungen der messbaren und fühlbaren Größen (z. B. Temperatur) am Erdboden aussagt, welche aber die eigentlich interessanten Parameter zur Bewertung des Klimawandels im regionalen Maßstab

sind. In der Realität wird das Klimasystem zudem nur zeitverzögert in einen neuen Gleichgewichtszustand gelangen. Das bedeutet, dass sich der Strahlungsantrieb selbst in dieser Zeit verändern wird. Die Temperatur auf der Erde hinkt also den Strahlungsantrieben, die auf sie wirken, ständig hinterher. Betrachtet man nun den Zusammenhang zwischen globaler mittlerer Temperatur und RF, so steckt die größte Unsicherheit in dem Faktor, der die beiden verbindet und **Climate-Sensitivity-Parameter** genannt wird. Dieser Parameter enthält die erwähnten Rückkopplungen und besagt, welche Temperaturänderung durch einen spezifischen Strahlungsantrieb hervorgerufen wird. Der Wert des Climate-Sensitivity-Parameters ist abhängig vom Auslöser des Strahlungsantriebs (also Treibhausgase, Aerosole, Landnutzungsveränderung) und vom gewählten Szenario. Die Abschätzungen liegen zwischen 2 °C und 4 °C pro  $\text{Wm}^{-2}$ . Ein weiterer Nachteil des RF-Konzepts ist, dass nur Einflüsse betrachtet werden können, die über die Strahlung auf die Temperatur wirken. Effekte wie z. B. Verdunstungskälte, Kondensationswärme und Diffusion können damit nicht beschrieben werden, obwohl auch sie die Temperatur maßgeblich beeinflussen.

Bei der Angabe des Strahlungsantriebs ist es wichtig, einen Ausgangszustand zu definieren, mit dem die Änderungen verglichen werden können. Für den IPCC-Bericht 2007 wurde als Bezugszeitraum das Jahr 1750 gewählt.

Betrachten wir zunächst die dominanten Faktoren des Radiative Forcing, nämlich die Treibhausgase und deren Entwicklung in der Atmosphäre. Der Beitrag eines einzelnen spezifischen Treibhausgases zum Radiative Forcing hängt dabei von seiner Konzentration und seiner speziellen Wirkung auf den Strahlungshaushalt ab. Die aktuelle Konzentration eines Treibhausgases ist das Nettoergebnis seiner historischen Emissions- und Abbaugeschichte. Langlebige Treibhausgase wie Kohlendioxid ( $\text{CO}_2$ ), Methan ( $\text{CH}_4$ ) und Stickstoffoxid ( $\text{N}_2\text{O}$ ) sind chemisch stabil und verbleiben deshalb für Zeitspannen von Jahrzehnten bis zu Jahrhunderten in der Atmosphäre. Sie stellen somit ein langfristiges Klimaproblem dar. Diese langlebigen Gase durchsetzen die Atmosphäre sehr schnell und sind somit gut gemischt in der Gesamtatmosphäre vorhanden. Ihre globale

Konzentration kann dadurch relativ exakt mittels weniger Stationen gemessen werden.

Kohlendioxid hat keine spezifische Verweilzeit in der Atmosphäre. Es unterliegt einem komplexen kontinuierlichen Kreislauf zwischen Atmosphäre, Ozean und der Biosphäre an Land. Dabei sind die beteiligten Senkenprozesse stark von den jeweiligen Randbedingungen abhängig. Der Nettoabbau in der Atmosphäre unterliegt Prozessen unterschiedlicher Zeitskalen.

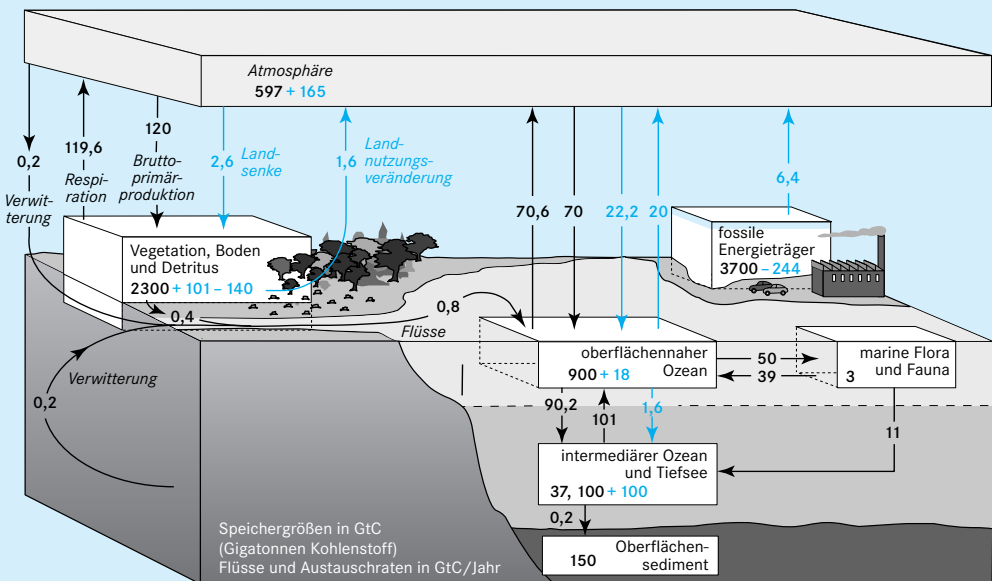
Die kurzlebigen Treibhausgase (z. B. Schwefeldioxid ( $\text{SO}_2$ ) oder Kohlenmonoxid ( $\text{CO}$ )) sind chemisch reaktionsaktiv und werden im Allgemeinen durch natürliche Oxidationsprozesse in der Atmosphäre oder durch Auswaschung bei Niederschlag (*washout*) aus der Atmosphäre entfernt. Ihre Konzentration unterliegt deshalb hoher räumlicher und zeitlicher Variabilität.

## Kohlenstoffkreislauf oder Kohlenstoffzyklus

Der Kohlenstoffkreislauf beschreibt das System der chemischen Umwandlungen kohlenstoffhaltiger Verbindungen im globalen Erdsystem (Lithosphäre, Hydrosphäre, Atmosphäre, Biosphäre) sowie den Austausch dieser Verbindungen zwischen diesen Sphären (Abbildung 4.2). Das Verständnis dieses Kreislaufs einschließlich seiner Teilprozesse ermöglicht es unter anderem, die Eingriffe des Menschen in das Klima und damit ihre Auswirkungen auf die globale Erwärmung abzuschätzen und angemessen zu reagieren (Adaptation/Mitigation). Auf der Makroebene des Erdsystems ist der Gesamtkohlenstoffgehalt konstant. Jede der vier Sphären ist durch die Speicherkapazität des Kohlenstoffs, seine Verweildauer, seinen Zu- und Abfluss (Flussrate) sowie spezifische Speicherformen des Kohlenstoffs charakterisiert. Die globale Kohlenstoffmenge der Erde beträgt etwa 75

Millionen Gt C (Gigatonnen Kohlenstoff; 1 Gt =  $10^9$  Tonnen).

In der **Atmosphäre** befinden sich etwa 750 Gt C (nach IPCC-Report 2001, TAR). Die atmosphärische  $\text{CO}_2$ -Konzentration ist zwischenzeitlich auf 381 ppmv (*parts per million by volume*) angestiegen, was einer Menge von rund 800 Gt C entspricht. Dies ist ein Anteil von rund 0,001% am globalen Gesamtkohlenstoff. Die Atmosphäre ist damit neben der Biosphäre der kleinste Kohlenstoffspeicher. Er reagiert aber auf Änderung der Flussraten am schnellsten und am empfindlichsten. Die Flussraten in der Atmosphäre werden durch biochemische Vorgänge bestimmt und sind damit Bestandteil kurzfristiger Kreisläufe. Wichtigste Kohlenstoffverbindung ist das Kohlenstoffdioxid ( $\text{CO}_2$ ) mit einem Anteil von 0,03 Volumenprozent beziehungsweise 0,046 Massenprozent am Luftgemisch. Daneben kommen noch weitere



**4.2** Der globale Kohlenstoffkreislauf zwischen Land, Atmosphäre und Ozean. Die Kohlenstoffflüsse sind in Gt C/Jahr angegeben. Die schwarzen Pfeile dokumentieren die geschätzten vor-industriellen Kohlenstoffflüsse, die blauen Pfeile zeigen die anthropogen induzierten Flüsse. Der terrestrische Nettoverlust von -39 GtC resultiert aus den kumulativen Emissionen der Verbrennung fossiler Energieträger (minus dem atmosphärischen Anstieg und der Speicherung im Ozean). Der Verlust von -140 Gt C durch Vegetation, Böden und Detritus steht für die kumulativen Emissionen allgemeiner Landnutzungsveränderungen und erfordert einen Senkenanteil von 101 Gt C in der terrestrischen Biosphäre. Alle anderen Angaben zu den anthropogen bedingten Kohlenstoffflüssen sind Tabelle 4.2 entnommen und basieren auf den Angaben von Sarmiento und Gruber (2006) (Quelle: IPCC-Report 2007).

Spurengase wie Methan (CH<sub>4</sub>) mit 1,75 ppm, Kohlenstoffmonoxid (CO) mit 0,05–0,2 ppm, Fluorchlorkohlenwasserstoffe (FCKW) mit etwa 10<sup>-3</sup> ppm und Tetrachlorkohlenstoff (CCl<sub>4</sub>) mit 10<sup>-4</sup> ppm sowie Verunreinigungen in Form flüchtiger Kohlenwasserstoffe und Rußpartikel vor.

Die **Hydrosphäre** bindet 38 000 Gt C in Form von physikalisch gelöstem CO<sub>2</sub> sowie gelösten Hydrogencarbonat(HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>)- und Carbonat-Ionen (CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>). Dies entspricht einem Anteil von 0,05 % am globalen Kohlenstoffgehalt. Hinzu kommen noch Spuren physikalisch gelösten Methans und organischer Schwebstoffe. Zur Hydrosphäre zählt auch die **Kryosphäre** mit ihren Polkappen, Eisschilden und Gletschern. Das im Eis eingeschlossene Kohlenstoffdioxid kann allerdings nicht an den schnellen Austauschprozessen mit der Atmosphäre teilnehmen.

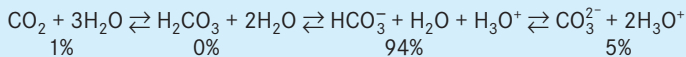
Die **Lithosphäre** speichert 99,8 % des globalen Kohlenstoffs und ist somit der größte Kohlenstoffspeicher. Die Flussraten sind aber gering und gehören zu den langfristigen Kohlenstoffkreisläufen. Wichtige Sedimente und daraus entstandene Carbonatgesteine sind Calcit (CaCO<sub>3</sub>) und Dolomit (CaMg(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>) mit einem Speichervermögen von zusammen 60 000 000 Gt C. Des Weiteren sind Kerogene (fossile polymere organische Stoffe, beispielsweise in Ölschiefern) mit einem Speichervolumen von 15 000 000 Gt C zu nennen sowie Gashydrate (z. B. Methanhydrat) mit einem Fassungsvermögen von 10 000 Gt C. Schließlich sind die uns bekannten fossilen Energieträger Kohle, Erdgas und Erdöl mit insgesamt 4 100 Gt C und Böden mit Humus- und Torfauflagen mit insgesamt 1 500 Gt C aufzulisten. Auch in der **Biosphäre** sind die Speicherformen des Kohlenstoffs

oftmals Carbonate (meistens CaCO<sub>3</sub>) oder organische Stoffe. Besondere Bedeutung haben sie als Baustoffe für Aussenskelette von Tieren. Bei den Arthropoden (Krebse, Spinnentiere, Insekten) werden die Aussenskelette aus Chitin gebildet. Die Mollusken, Kammerlinge (Foraminifera) und die Coccolithophoridae bilden ihre Aussenskelette hingegen aus Carbonaten. Korallen wiederum bauen ihre Innenskelette aus Carbonaten auf.

Die terrestrischen Ökosysteme binden insgesamt 800 Gt C, die marine Biosphäre kommt auf 3 Gt C, was insgesamt einem Anteil von 0,001 % am globalen Kohlenstoffvorkommen entspricht. Die Biosphäre gehört somit wie die Atmosphäre zu den kleinsten Kohlenstoffspeichern, beinhaltet aber die wichtigsten Austauschprozesse für die kurzfristigen Kreisläufe.

Wie es sich aus den Zahlen und Ausführungen ergibt, sind die Aufnahmeprozesse von CO<sub>2</sub> im Ozean von größter Bedeutung. Die folgende Gleichung fasst deshalb das bestehende chemische Gleichgewicht zwischen den verschiedenen Formen des anorganischen Kohlenstoffs zusammen. Die Prozentangaben unter der Gleichung gelten für die Bedingungen wie sie in weiten Bereichen der Ozeane vorherrschen: Temperatur = 10 °C, pH-Wert = 8, Salzgehalt = 34,3 ‰.

Änderungen der Randbedingungen (Wassertemperatur, Druckbedingungen) und der Konzentrationen ändern auch die Gleichgewichtslage. Eine Erhöhung der CO<sub>2</sub>-Konzentration in der Atmosphäre verschiebt das Gleichgewicht nach rechts, die Hydrosphäre würde also vermehrt Kohlenstoffdioxid aufnehmen. Eine globale Erwärmung hingegen würde das Gleichgewicht nach links verschieben.



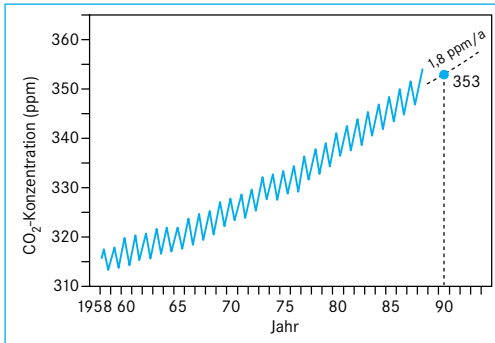
## 4.1 Veränderungen der atmosphärischen Kohlendioxid-, Methan- und Stickoxidkonzentrationen

### 4.1.1 Kohlendioxid

Die heutigen atmosphärischen CO<sub>2</sub>- und CH<sub>4</sub>-Werte überschreiten bei Weitem die vorindustriellen

Konzentrationen. Eisbohrkernmessungen dokumentieren diese geringeren Konzentrationen für die vergangenen etwa 650 000 Jahre (dies entspricht sechs glazialen/interglazialen Zyklen), in denen die CO<sub>2</sub>-Konzentration zwischen 180 ppm (glaziales Maximum) und 300 ppm (im wärmeren Interglazial) schwankte. Zudem belegen unterschiedliche Untersuchungen, dass der enorme Anstieg von Kohlendioxid, Methan und Stickoxiden nach 1750 nicht auf natürliche Ereignisse zurückzuführen ist.

Die Konzentration des atmosphärischen CO<sub>2</sub> stieg von einem vorindustriellen Wert (vor 1750)



**4.3** Keeling-Kurve, CO<sub>2</sub>-Konzentration auf Mauna Loa Hawaii.

von 280 ppm auf 379 ppm im Jahr 2005. In den letzten 8000 Jahren vor Beginn der industriellen Revolution nahm die CO<sub>2</sub>-Konzentration lediglich um etwa 20 ppm zu. Die für diesen Zeitraum zu beobachtenden Konzentrationsschwankungen beliefen sich in Zeitskalen von mehreren Dekaden bis Hunderten von Jahren auf unter 10 ppm und sind natürlichen Prozessen zuzuschreiben. Seit 1750 hat die CO<sub>2</sub>-Konzentration absolut um insgesamt über 100 ppm zugenommen. Die jährliche Wachstumsrate betrug seit Beginn der direkten atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Messungen (Keeling-Kurve, Abbildung 4.3) im Mittel 1,4 ppm/Jahr (Mittel der Periode 1960–2005).

Seit 1995 zeigen Konzentrationsmessungen eine jährliche Zunahme von 1,8 ppm CO<sub>2</sub>/Jahr. Die Zunahme des atmosphärischen CO<sub>2</sub> seit der vorindustriellen Zeit ist allein für einen Strahlungsantrieb von 1,66 Wm<sup>-2</sup> (± 0,17 Wm<sup>-2</sup>)

verantwortlich und führte in der Zeitspanne 1995–2005 zu einer Zunahme des Strahlungsantriebs von rund 20 % (IPCC-Report 2007). Dies verdeutlicht die besondere Bedeutung der atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Konzentration und macht die CO<sub>2</sub>-Emissionen zum bedeutendsten anthropogenen Klimafaktor. Die primären Quellen des CO<sub>2</sub>-Anstiegs sind die Verbrennung fossiler Energieträger (Anteil: 2/3) sowie die Emissionseffekte spezieller Landnutzungsveränderungen (Anteil: 1/3). Über 45 % dieser Emissionen verbleiben zunächst in der Atmosphäre (in der sogenannten CO<sub>2</sub>-*airborne fraction*), rund 30 % werden von den Ozeanen und der Rest von der terrestrischen Biosphäre aufgenommen.

Rund die Hälfte des atmosphärischen Kohlendioxids wird innerhalb des CO<sub>2</sub>-Kreislaufs in einer Zeitspanne von 30 Jahren aus der Atmosphäre wieder entfernt. Weitere 30 % werden während einiger Hundert Jahre aus der Atmosphäre abgebaut. Etwa 20 % verbleiben für viele Tausende von Jahren in der Atmosphäre. Gerade in den letzten Jahren nahmen die CO<sub>2</sub>-Emissionen bedingt durch das weltweite Wirtschaftswachstum auch in den Schwellenländern (vor allem China und Indien) stark zu. Im Jahr 1990 betrug die weltweite CO<sub>2</sub>-Emission im Mittel 6,4 Gt C/Jahr (±0,4). Bereits im Zeitraum 2000–2005 wuchs diese auf 7,2 Gt C (± 0,3) an. Die geschätzten CO<sub>2</sub>-Emissionen aus Landnutzungsveränderungen schwanken für die 1990er-Jahre zwischen 0,5 und 2,7 Gt C/Jahr (mittlerer Schätzwert 1,6 Gt C), was die große Unsicherheit in deren Abschätzung verdeutlicht. Tabelle 4.2 fasst die globalen Kohlendioxidflüsse zusammen. Die positiven Werte in Gt C/Jahr

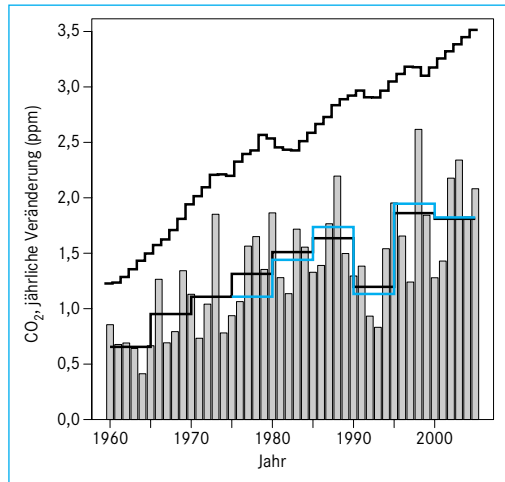
**Tabelle 4.2** Globale Kohlendioxidflüsse in Gt C/Jahr (Quelle: IPCC-Report 2007)

	1980	1990	2000–2005
<b>Anstieg atmosph. CO<sub>2</sub></b>	3,3 ± 0,1	3,2 ± 0,1	4,1 ± 0,1
<b>fossile CO<sub>2</sub>-Emissionen</b>	5,4 ± 0,3	6,4 ± 0,4	7,2 ± 0,3
<b>Nettofluss Ozean zur Atmosphäre</b>	-1,8 ± 0,8	-2,2 ± 0,4	-2,2 ± 0,5
<b>Nettofluss Land zur Atmosphäre</b>	-0,3 ± 0,9	-1,0 ± 0,6	-0,9 ± 0,6
<b>Flüsse durch Landnutzungsveränderungen</b>	1,4 (0,4–2,3)	1,6 (0,5–2,7)	keine Angaben
<b>übrig bleibende Landsenke</b>	1,7 (-3,4–0,2)	-2,6 (-4,3–0,9)	keine Angaben

stehen für  $\text{CO}_2$ -Flüsse in die Atmosphäre, die negativen Werte stehen für  $\text{CO}_2$ -Senken. Die Emission einer Gt C entspricht der Freisetzung von 3,67 Gt  $\text{CO}_2$ .

Seit den 1980er-Jahren wurden durch natürliche Prozesse der  $\text{CO}_2$ -Aufnahme in der Biosphäre etwa 50 % der anthropogenen  $\text{CO}_2$ -Emissionen aus der Atmosphäre entfernt. Diese Prozesse werden allerdings durch die steigende atmosphärische  $\text{CO}_2$ -Konzentration und resultierende Klimaveränderungen beeinflusst. Die Kohlenstoffaufnahme und -speicherung in der terrestrischen Biosphäre resultiert aus der Nettodifferenz von Kohlenstoffaufnahme während des Pflanzenwachstums und Emissionen aus der heterotrophen Atmung, wobei Entwaldung, Ernten, Feuer und andere Störfaktoren das Senkenpotenzial der Biomasse und der Böden beeinflussen. Die Zu- beziehungsweise Abnahme der Feuerfrequenz hat direkten Einfluss auf die Nettokohlenstoffaufnahme. Untersuchungen in den borealen Waldregionen belegen, dass die auf Feuereffekte zurückgehenden Emissionen hier zugenommen haben. Insgesamt ist in den mittleren Breiten der nördlichen Hemisphäre eine signifikante Kohlenstoffaufnahme durch Landeffekte nachgewiesen. Für die tropischen Regionen hingegen tendieren die  $\text{CO}_2$ -Flüsse zwischen Atmosphäre und Land nahezu gegen Null, was auf ein Gleichgewicht zwischen Entwaldung und erneutem Aufwachsen hinweist.

Zur Bewertung der globalen  $\text{CO}_2$ -Flüsse liegen jedoch zu wenige Messergebnisse vor, und die Ökosysteme der Erde sind zu heterogen, um eine genaue Abschätzung der Netto-Flüsse zwischen Land und Atmosphäre zurzeit vorzunehmen. Kurzzeitige (interannuelle) Schwankungen der atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Konzentration sind primär das Ergebnis der  $\text{CO}_2$ -Flüsse zwischen Atmosphäre und terrestrischer Biosphäre, die wiederum von klimatischen Fluktuationen, welche das Wachstum der Pflanzen steuern, stark beeinflusst werden (Abbildung 4.4). So wirkt z. B. das ENSO-Phänomen (► Abschnitt 2.11.1) auf die interannuelle  $\text{CO}_2$ -Variabilität, indem diese Telekonnektion regional die Land- und Ozean-temperaturen, die Niederschlagsverteilung und die Frequenz von Feuerereignissen beeinflusst und somit die  $\text{CO}_2$ -Aufnahmekapazität der terrestrischen Biosphäre (Pflanzenwachstum versus Abbau organischer Substanz) steuert.



4.4 Jährliche Schwankungen der globalen mittleren  $\text{CO}_2$ -Konzentration (graue Balken) seit Beginn der Instrumentenaufzeichnung. Die blaue Linie und die gestuften schwarzen Linien skizzieren das fünfjährige Mittel von Datenreihen aus zwei unterschiedlichen Messnetzen. Der Abstand der blauen und schwarzen Linie verdeutlicht den Schwankungsbereich der Messwerterfassung (Unsicherheit), welcher bei 0,15 ppm liegt. Kurzzeitige Konzentrationsschwankungen des  $\text{CO}_2$  korrelieren mit starken ENSO-Ereignissen in den Jahren 1972, 1982, 1987 und 1997 (Quelle: IPCC-Report 2007).

$\text{CO}_2$  wird kontinuierlich zwischen Land, Atmosphäre und Ozean ausgetauscht. Kohlendioxid, das vom Oberflächenwasser der Ozeane aufgenommen wird, reagiert mit dem Wasser und bildet Bicarbonat ( $\text{HCO}_3^-$ -) und Carbonat ( $\text{CO}_3^{2-}$ -) Ionen. Kohlendioxid,  $\text{HCO}_3^-$  und  $\text{CO}_3^{2-}$  werden zusammen auch als gelöster anorganischer Kohlenstoff (Dissolved Inorganic Carbon, DIC) bezeichnet. Die Verweilzeit des  $\text{CO}_2$  als DIC im Oberflächenwasser der Ozeane ist kürzer als eine Dekade. Im Winter enthalten die kalten Oberflächenwässer der höheren Breiten große Mengen an  $\text{CO}_2$  (in der DIC-Phase). Aufgrund der hohen Löslichkeit in kaltem Wasser sinken große Mengen an  $\text{CO}_2$  von der Oberfläche in tiefere Schichten der Ozeane ab. Diese lokalen Absinkprozesse sind gekoppelt an die **meridionale Um-schichtungszirkulation in den Ozeanen** (Atlantic Meridional Overturning Circulation, AMOC) und werden mit dem Prozess der *solubility pump* beschrieben. Phytoplankton nimmt mittels Foto-

synthese Kohlendioxid auf. Teile davon sinken in Form toter Organismen in die Tiefe der Ozeane (*biological pump*) oder werden in gelösten organischen Kohlenstoff (Dissolved Organic Carbon, DOC) umgewandelt. Der größte Teil des absinkenden Kohlenstoffs wird durch Bakterien in die DIC-Phase zurückgewandelt (Respiration) und steht somit nach erheblicher Zeitverzögerung wieder für den Oberflächenaustausch mit der Atmosphäre zur Verfügung.

Die beschriebenen Effekte sind sehr wichtig für die Langzeitbewertung des Kohlenstoffkreislaufs im Ozean. *Solubility pump* und *biological pump* erzeugen gemeinsam einen vertikalen  $\text{CO}_2$ -Gradienten im Ozean in der DIC-Phase und steuern somit den  $\text{CO}_2$ -Austausch zwischen Atmosphäre und Ozean. Die Stärke der *solubility pump* hängt global von der Stärke der AMOC sowie der Ozeanoberflächentemperatur, dem Salzgehalt des Wassers und eventueller Eisbedeckung ab. Die Effizienz der *biological pump* wiederum ist von der Fotosyntheseleistung im Oberflächenwasser und dem daraus resultierenden Anteil absinkender Partikel abhängig. Insgesamt wird die Kraft der *biological pump* durch Veränderungen der Ozeanzirkulation, das Einbringen von Nährstoffen und die beteiligten Planktongesellschaften gesteuert. Die steigende  $\text{CO}_2$ -Konzentration begrenzt die Fotosyntheseleistung des Ozeans nicht signifikant. Die Geschwindigkeit, mit der anthropogenes  $\text{CO}_2$  vom Ozean aufgenommen wird, hängt davon ab, wie schnell die Oberflächenwässer abtransportiert werden und sich mit den mittleren und tiefen Wasserschichten vermischen. Eine weitere Abpufferung beziehungsweise Neutralisation des  $\text{CO}_2$  bietet die Lösung von  $\text{CaCO}_3$ -Sedimenten in der Tiefsee. Diese Prozesse laufen aber über viele Tausende von Jahren.

Die steigende  $\text{CO}_2$ -Konzentration in der Atmosphäre hat zusammengefasst folgende Quellen:

- Verbrennung fossiler Energieträger und Herstellung von Zement (nach C. Keeling als *airborne fraction* definiert)
- Entwaldung und landwirtschaftliche Flächen-nutzung

Landemissionen, obwohl bedeutend, sind in dieser Abschätzung nicht enthalten. Dies rührt daher, dass ihr Beitrag schwer zu quantifizieren ist und Emissionen, die z. B. von großräumiger Entwaldung herrühren, später wieder  $\text{CO}_2$  durch

erneutes Aufwachsen von Vegetation aufnehmen. Es gibt aber auch andere Definitionen, die diese Emissionen mit berücksichtigen.

Der atmosphärische  $\text{CO}_2$ -Gehalt wird an verschiedenen Beobachtungsstationen (z. B. Mauna Loa auf Hawaii) weltweit exakt erfasst und hat seit dem dritten IPCC-Report (TAR) 2001 erheblich zugenommen (vgl. Keeling und Whorf 2005). Lag die mittlere jährliche  $\text{CO}_2$ -Zuwachsrate in der Atmosphäre in den 1990er-Jahren noch bei  $3,2 \pm 0,1$  Gt C/Jahr, so stieg sie zwischen 2000 und 2005 auf  $4,1 \pm 0,1$  Gt C/Jahr. Der Anstieg des globalen atmosphärischen  $\text{CO}_2$  wird dabei primär auf der Nordhemisphäre verursacht, was durch den interhemisphärischen  $\text{CO}_2$ -Gradienten belegt wird. Die  $\text{CO}_2$ -Emissionen aus der Verbrennung fossiler Energieträger und der Zementherstellung wuchsen von den 1980er-Jahren (1980–1990) ( $5,4 \pm 0,3$  Gt C / Jahr) über die 1990er-Jahre (1990–2000) ( $6,4 \pm 0,4$  Gt C/Jahr) auf  $7,2 \pm 0,3$  Gt C / Jahr in der Zeitspanne 2000–2005 an (Größenangaben nach Marland et al. 2006).

Die Quantifizierung der  $\text{CO}_2$ -Flüsse wird heute über zwei methodische Ansätze durchgeführt: Sogenannte **Top-down-Ansätze** verwenden atmosphärische Transportmodelle (z. B. das Jena- $\text{CO}_2$ -Inversions-Modell des Max-Planck-Instituts für Biogeochemie Jena) und schätzen unter Hinzunahme von *in situ*- $\text{CO}_2$ -Konzentrationsmessungen die  $\text{CO}_2$ -Flüsse. Die Methode der Atmospheric Inversions gehört zu dieser Gruppe der Top-down-Ansätze. Inputdaten liefern rund 100 Stationen zur  $\text{CO}_2$ -Konzentrationsmessung (diese Daten können z. B. über das World Data Center for Greenhouse Gases oder bei der NOAA ESRL Global Monitoring Division bezogen werden [↗](#)).

Zu den sogenannten **Bottom-up-Ansätzen**, die auf *in situ*-Messungen des  $\text{CO}_2$ -Flusses aufbauen, gehören z. B. die direkten Flussmessungen mittels Erhebung des  $\text{CO}_2$ -Partialdrucks ( $p\text{CO}_2$ ) im Ozean von Schiffen aus.

Auf Grundlage des IPCC-Reports 2007 lassen sich folgende Ergebnisse für die regionalen  $\text{CO}_2$ -Flüsse zusammenfassen:

#### **$\text{CO}_2$ -Flüsse zwischen Land und Atmosphäre**

- Inversionsmodelle belegen: Die tropischen Regionen verhalten sich in der Kohlenstoffbilanz einerseits neutral oder stellen Senkengebiete dar. Trotz Entwaldung in den Tropengebieten der Erde (z. B. Indonesien  $0,8\%$ /Jahr) ist in



den ungestörten tropischen Ökosystemen von einer Kohlenstoffaufnahme auszugehen. Allerdings liegen nur unzureichende Waldinventurdaten für die größten Tropenwaldgebiete (Amazonas) vor.

- Inversionsmodelle (Top-down-Ansatz) zeigen eine ausgeprägte Kohlenstoffsенке auf den Landflächen der Nordhemisphäre an. Die Abschätzung beträgt  $-1,7$  ( $-0,4$  bis  $2,3$ ) Gt C/Jahr. Ergebnisse von Bottom-up-Ansätzen liefern für die Nordhemisphäre Schätzwerte von  $-0,98$  ( $-0,38$  bis  $-1,6$ ) Gt C/Jahr. Die stark voneinander abweichenden Werte beider Ansätze beruhen z. B. auf lateralen Kohlenstofftransporten durch Flüsse oder verringerte Kohlenstoffemissionen.
- Die großen Emissionsgebiete der Nordhemisphäre, Nordamerika ( $-0,6$  bis  $-1,1$  Gt C/Jahr), Europa ( $-0,9$  bis  $+0,2$  Gt C/Jahr) und Nordasien ( $-1,2$  bis  $+0,3$  Gt C/Jahr) zeigen eine große Spannweite im Kohlenstoffsенкеverhalten. Das Kohlenstoffsенкеpotenzial über Nordamerika ist nach den aktuellen Abschätzungen von Top-down- oder Bottom-up-Ansätzen niedriger anzusetzen als zum Zeitpunkt des dritten IPCC-Reports (vgl. Fan et al. 1998). Insgesamt zeigen die Abschätzungen der  $\text{CO}_2$ -Flüsse zwischen Land und Atmosphäre große Unsicherheiten und weisen auf zukünftigen Forschungsbedarf hin. Einige der Unsicherheitseffekte liegen auch in der Reduktion von Kohlenstoffverbindungen wie den flüchtigen organischen Verbindungen (Volatile Organic Compounds, VOC), Kohlenstoffmonoxid (CO) oder Methan ( $\text{CH}_4$ ), die von Ökosystemen oder vom Menschen freigesetzt und erst später zu  $\text{CO}_2$  oxidiert werden. Andere Unsicherheiten werden durch den weltweiten Handel von Wald- und Ernteprodukten induziert, weil dadurch Kohlenstoff aus den jeweiligen Herkunftsgebieten verlagert wird.

#### **$\text{CO}_2$ -Flüsse zwischen Ozean und Atmosphäre**

- Der regionale  $\text{CO}_2$ -Fluss zwischen Ozean und Atmosphäre besteht aus einer Überlagerung natürlicher und anthropogener  $\text{CO}_2$ -Flüsse (Abbildung 4.5). Die Ozeane weisen eine globale Aufnahme von  $2,2 \pm 0,5$  Gt C / Jahr auf. Überlagert wird diese Größe im Bereich großer Flussmündungsgebiete durch deren zusätzlichen Kohlenstofftransport in die Ozeane.

- Die tropischen Ozeane gasen  $\text{CO}_2$  in die Atmosphäre mit einer mittleren Flussrate von  $0,7$  Gt C/Jahr aus (Abschätzung nach einem ozeanischen Inversionsansatz nach Gloor et al. 2003). Dieses Ergebnis stimmt nahezu überein mit Messungen des ozeanischen  $\text{CO}_2$ -Partialdrucks ( $p\text{CO}_2$ ) von  $0,8$  Gt C/Jahr (nach Takahashi et al. 2002).
- Der außertropische nordhemisphärische Ozean ist eine Nettosenke für anthropogenes und natürliches  $\text{CO}_2$  in einer Größenordnung von  $1,2$  Gt C/Jahr.
- Der südhemisphärische Ozean ist die größte Senke für atmosphärisches (Takahashi et al. 2002) beziehungsweise anthropogenes  $\text{CO}_2$  (Mikaloff Fletcher et al. 2006). Das Senkenpotenzial wird auf  $1,5$  Gt C/Jahr geschätzt. Allerdings gibt es Unterschiede in der Flussverteilung zwischen subpolaren und polaren Regionen. Es wird ein größeres Senkenpotenzial der subpolaren Regionen angenommen.
- Eine potenzielle Verlangsamung der Ozeanzirkulation und eine Abnahme der Meerwasserpuffereigenschaften werden zusammen mit steigenden  $\text{CO}_2$ -Konzentrationen beobachtet. Dies wird das ozeanische Senkenpotenzial für zusätzliches anthropogenes  $\text{CO}_2$  verringern.
- Die Aufnahme von  $\text{CO}_2$  hat im Laufe der Zeit den ozeanischen pH-Wert verringert (pH-Abnahme um  $0,1$  seit 1750). Die Versauerung der Ozeane schreitet somit fort und ist unausweichlich mit der weiteren Aufnahme von anthropogenem  $\text{CO}_2$  gekoppelt.
- Die anorganische chemische Pufferung und die Lösung mariner  $\text{CaCO}_3$ -Sedimente sind die wichtigsten ozeanischen Prozesse zur Neutralisierung von anthropogenem  $\text{CO}_2$ . Diese Prozesse können jedoch temporär nicht den Anstieg auf ein hohes atmosphärisches  $\text{CO}_2$ -Niveau verhindern, da sie sehr langen Zeitskalen unterliegen (abhängig von der großskaligen und langsamen MOC).
- Die chemische Pufferung des anthropogenen  $\text{CO}_2$  durch die Ozeane ist quantitativ der wichtigste Prozess der ozeanischen Kohlenstoffsенке. Das  $\text{CO}_2$ -Pufferungspotenzial im Meerwasser wird quantitativ durch den **Revelle-Faktor** (Revelle buffer factor) bestimmt (Abbildung 4.6). Der Revelle-Faktor betrachtet die partielle Veränderung des  $\text{CO}_2$ -Partialdrucks ( $p\text{CO}_2$ ) im Meerwasser im Verhältnis zur par-

tiellen Veränderung des gesamten gelösten anorganischen Kohlenstoffs (DIC) (Revelle und Suess 1957; Zeebe und Wolf-Gladrow 2001). Hohe Werte zeigen eine geringe Aufnahmekapazität für CO<sub>2</sub> an.

Revelle Faktor =  $(\Delta[\text{CO}_2]/[\text{CO}_2]) / (\Delta[\text{DIC}]/[\text{DIC}])$

Alle genannten Aussagen beziehen sich auf eher kurzfristige Kohlenstoffumsätze. Die direkten Effekte einer zunehmenden atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Konzentration auf die langfristige Kohlenstoffaufnahme durch terrestrische und ozeanische Systeme können zurzeit noch nicht zufriedenstellend quantifiziert werden.

► **4.5** Abschätzung des CO<sub>2</sub>-Flusses zwischen Ozean und Atmosphäre (Auflösung 4° x 5°) basierend auf 940 000 Messungen des CO<sub>2</sub>-Partialdrucks im Oberflächenwasser (Messungen seit 1956) (Quelle: IPCC-Report 2007). (► Farbtafel)

► **4.6** Geographische Verteilung des Revelle-Faktors im Oberflächenwasser der Ozeane im Jahr 1994 (nach Sabine et al. 2004a, Quelle: IPCC-Report 2007). (► Farbtafel)

## Mögliche Rückkopplungen zwischen Klimaentwicklung und Kohlenstoffkreislauf

Die terrestrischen und ozeanischen Kohlenstoffkreisläufe helfen, den CO<sub>2</sub>-induzierten Klimawandel zu mindern, jedoch reagieren diese Kreisläufe selbst hochsensibel auf etwaige Klimaänderungen. Die glazialen/interglazialen Zyklen der letzten 650 000 Jahre sind ein gutes Beispiel für die jeweilige Klimasensibilität des Kohlenstoffkreislaufs auf langen Zeitskalen. Daneben gibt es klare Hinweise auf Rückkopplungen des Kohlenstoffkreislaufs mit kurzzeitigen Klimaanomalien wie ENSO oder der Arktischen Oszillation (Russell und Wallace 2004). Ebenso lassen sich Rückkopplungen des Kohlenstoffkreislaufs mit natürlichen Beeinflussungen wie Vulkanausbrüchen, z. B. des Mount Pinatubo (Angert et al. 2004), herstellen.

Frühere IPCC-Reporte nutzten vereinfachte Modelle, um den Einfluss des Klimawandels auf den Kohlenstoffkreislauf zu bestimmen. Diese gekoppelten globalen Atmosphäre-Ozean-Zirkulationsmodelle (AOGCM) gingen von einem

festgelegten CO<sub>2</sub>-Szenario aus, ohne die Rückkopplung zwischen Klima und Kohlenstoffkreislauf zu berücksichtigen. Im Folgenden werden die Ergebnisse erster gekoppelter Klima-Kohlenstoffkreislauf-GCM vorgestellt. Die Aussagen basieren auf den Analysen der elf **C<sup>4</sup>MIP-Modelle** (Coupled Carbon Cycle Climate Model Intercomparison Project, gemeinsames Projekt von IGBP-GAIM und WCRP-WGCM), die sich in ihrer Komplexität und Historie unterscheiden (Friedlingstein et al. 2006) und sich auf die Vorgaben der IPCC-Emissionszenarien (Abschnitt 4.3) beziehen. Grundlage der Modellierung war zunächst das A2-Szenario für die anthropogenen CO<sub>2</sub>-Emissionen von 1850 bis 2100. Für diese Zeitperiode führte jede Modellierungsgruppe zunächst zwei Simulationen durch: eine gekoppelte Modellierung, in welcher der Klimawandel den Kohlenstoffkreislauf beeinflusst und eine nicht-gekoppelte Simulation, bei der ein atmosphärischer CO<sub>2</sub>-Anstieg keinen Einfluss auf das Klima nimmt, sodass der Kohlenstoffkreislauf keinen CO<sub>2</sub>-induzierten Klimawandel erfährt. Ein Vergleich beider Simulationen gewährt einen Einblick in das Feedbacksystem zwischen Klimawandel und Kohlenstoffkreislauf.

Alle elf C<sup>4</sup>MIP-Modelle ergeben ein positives Klima-Kohlenstoffkreislauf-Feedback und berechnen im Mittel einen zusätzlichen Anstieg der CO<sub>2</sub>-Konzentration bis 2100 um 87 ppm (Tabelle 4.3). Ein Großteil des anthropogenen CO<sub>2</sub> wird nach den C<sup>4</sup>MIP-Modellen in der Atmosphäre als *airborne fraction* bis 2100 verbleiben. Neun beziehungsweise zehn der elf C<sup>4</sup>MIP-Modelle zeigen zudem eine Abnahme der ozeanischen und terrestrischen CO<sub>2</sub>-Aufnahmefähigkeit als Konsequenz der sinkenden Pufferungskapazität der Systeme bei zunehmender atmosphärischer CO<sub>2</sub>-Konzentration. Die Ergebnisse der C<sup>4</sup>MIP-Modelle lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Alle C<sup>4</sup>MIP-Modelle projizieren einen Anstieg des Anteils atmosphärischen CO<sub>2</sub> (*airborne fraction*) an den CO<sub>2</sub>-Gesamtemissionen bis 2100.
- Dieser CO<sub>2</sub>-Anstieg wird zunächst zu einer weiteren Aufnahme von CO<sub>2</sub> durch die Land- und Ozeansysteme führen, wobei die Pufferungsmechanismen im Ozean abnehmen und die terrestrische Kohlenstoffsенке sich durch Sättigung verringern wird.



<http://www.springer.com/978-3-8274-1827-2>

Klimatologie

Klimaforschung im 21. Jahrhundert - Herausforderung  
für Natur- und Sozialwissenschaften

Kappas, M.

2009, XII, 358 S., Hardcover

ISBN: 978-3-8274-1827-2