

V. BROVKIN, V. GAYLER

8

Rückkopplungen zwischen Klima und globalem Kohlenstoffkreislauf

Feedbacks between climate and the global carbon cycle

Zusammenfassung

Die globale Temperatur steigt mit zunehmender CO₂-Konzentration der Atmosphäre. Gleichzeitig beeinträchtigt der Temperaturanstieg die CO₂-Aufnahme durch Ozean und Land. Diese Rückkopplungsschleife verstärkt den Klimawandel. Eine zentrale Eigenschaft des Klimasystems im Zusammenhang mit der Klima-Kohlenstoff-Rückkopplung ist die Sensitivität des Klimas gegenüber einem Anstieg des atmosphärischen CO₂. Ein kürzlich durchgeführter Modellvergleich hat gezeigt, dass die Klimasensitivität höher sein könnte als bisher angenommen, was die Möglichkeit erschwert, die globale Erwärmung auf 1,5 °C zu begrenzen. Eine lineare Analyse anhand dieser Erdsystemmodellsimulationen ermöglicht eine Abschätzung der Rückkopplungen zwischen Klima und atmosphärischer CO₂-Konzentration, sowohl für den Ozean als auch für das Land. Die Analyse zeigt, dass die Kohlenstoffrückkopplung im Ozean eng begrenzt ist, während der Unsicherheitsbereich der Parameter an Land deutlich größer ist. Die Unsicherheit verringert sich allerdings beträchtlich, wenn in der Analyse nur die Modelle berücksichtigt werden, bei denen die Kohlenstoffaufnahme des Landes stickstofflimitiert ist. Das Ausmaß der globalen Erwärmung wird weitgehend durch die kumulativen CO₂-Emissionen im Laufe der Jahrhunderte bestimmt. Verknüpft man die Menge der anthropogenen Emissionen der Vergangenheit mit dem derzeitigen Temperaturanstieg, können die verbleibenden Kohlenstoffbudgets für verschiedene Klimaziele abgeschätzt werden. Dies zeigt, wie wichtig die Betrachtung der Klima-Kohlenstoff-Rückkopplungen für die Klimapolitik ist.

Summary

Global temperature is rising as atmospheric CO₂ concentrations increase. In turn, the temperature increase affects the CO₂ uptake by ocean and land. This feedback loop amplifies climate change. A key characteristic of the climate system relating to the climate-carbon feedback is the climate's sensitivity to the atmospheric CO₂ increase. A recent model intercomparison revealed that climate sensitivity could be higher than previously thought, reducing the chance to limit global warming to 1.5 °C. A linear analysis based on the Earth system model simulations provides an estimate of the feedbacks between climate and atmospheric CO₂ concentrations for both land and ocean. This analysis reveals that the ocean carbon feedbacks are tightly constrained, while the uncertainty range of land parameters is remarkably high. However, the uncertainty is considerably reduced if only those models are considered in the analysis where land carbon uptake is nitrogen limited. The level of global warming is largely determined by the cumulative CO₂ emissions over the centuries. Linking the amount of past anthropogenic emissions to the current temperature increase, we can estimate the remaining carbon budgets for different climate targets. This demonstrates the importance of analyzing climate-carbon cycle feedbacks for climate policy.

1 Einleitung

Aus Analysen der atmosphärischen Zusammensetzung anhand von Eisbohrkernen ist bekannt, dass Änderungen der Erdoberflächentemperatur und der atmosphärischen CO₂-Konzentration in der Vergangenheit weitgehend parallel

verlaufen sind (vergleiche Beitrag 7, Abschnitt 3). Um diese Kopplung von Klima und globalem Kohlenstoffkreislauf erklären zu können, muss man verstehen, wie sich Änderungen des CO₂-Gehalts der Luft auf die Temperatur auswirken, und andersherum, wie Temperaturänderungen die atmosphärische CO₂-Konzentration beeinflussen.

2 Die Klimasensitivität

Kohlendioxid ist ein Treibhausgas, das ist aus Experimenten und theoretischen Studien bekannt. Aufgrund der guten Durchmischung und der langen Verweildauer von CO_2 in der Atmosphäre ist die Konzentration des Gases weltweit sehr ähnlich. Heute liegt sie bei ca. 410 ppm (*parts per million*, Teile pro Million). Dies unterscheidet CO_2 von anderen Treibhausgasen, wie zum Beispiel Wasserdampf, dessen Konzentration regional sehr unterschiedlich ist und sich auch stark mit der Höhe ändert. Bei einer Erhöhung oder Verringerung des atmosphärischen CO_2 -Gehalts steigt beziehungsweise sinkt die mittlere globale Oberflächentemperatur mit einer Verzögerung in der Größenordnung von Jahrhunderten, die sich aus der thermischen Trägheit der Ozeane ergibt. Die Temperaturänderung ΔT , die durch eine Änderung des atmosphärischen CO_2 -Gehalts ΔCO_2 verursacht wird, kann durch eine Logarithmusfunktion approximiert werden:

$$\Delta T = \alpha \log\left(\frac{\text{CO}_2}{\text{CO}_{2,\text{ref}}}\right) / \log(2) \quad (1)$$

wobei α die Gleichgewichts-Klimasensitivität (in $^\circ\text{C}$) darstellt. Die Gleichgewichts-Klimasensitivität gibt den Anstieg der globalen mittleren Erdoberflächentemperatur an, die sich nach einer Verdoppelung des atmosphärischen CO_2 einstellt. Üblicherweise wird dabei der vorindustrielle Wert von ca. 280 ppm als Referenzkonzentration $\text{CO}_{2,\text{ref}}$ angenommen. Die Gleichgewichts-Klimasensitivität quantifiziert somit die Reaktion des Klimasystems auf einen konstanten Strahlungsantrieb auf der Zeitskala von Jahrhunderten. Für zukünftige Klimaprojektionen ist die angenommene Gleichgewichts-Klimasensitivität α außerordentlich wichtig. Ob die globale Temperatur durch eine Verdoppelung der CO_2 -Konzentration um 1,5 oder um 4,5 $^\circ\text{C}$ ansteigt (beide Annahmen wären nach dem derzeitigen Forschungsstand möglich), macht für CO_2 -Emissions-Pfade, die mit den Zielen des Pariser Klimaabkommens vereinbar sein sollen, einen großen Unterschied. Soll der globale Temperaturanstieg zum Beispiel auf 2 $^\circ\text{C}$ begrenzt werden, und die Gleichgewichts-Klimasensitivität beträgt 4,5 $^\circ\text{C}$, müsste die atmosphärische CO_2 -Konzentration langfristig unter 380 ppm gehalten werden, was weniger als die derzeitige Konzentration von etwa 410 ppm ist. Mit einer Klimasensitivität von 1,5 $^\circ\text{C}$, also im unteren Bereich gegenwärtiger Abschätzungen, besteht eine bessere Chance, unter der Zwei-Grad-Grenze zu bleiben, selbst bei einem Anstieg der CO_2 -Konzentration auf 560 ppm. Natürlich sind dies vereinfachte Rechnungen, bei denen der Anstieg anderer Treibhausgase wie Methan und Lachgas vernachlässigt wird. Trotzdem unterstreichen sie die Bedeutung der Klimasensitivität für zukünftige Klimaprojektionen.

Warum ist die Klimasensitivität so wenig bekannt? Die direkte Reaktion der globalen Erdoberflächentemperatur auf Treibhausgase wird durch zusätzliche Rückkopplungen modifiziert, die die Temperaturänderung verstärken oder abschwächen können. Besonders unsicher ist die Rück-

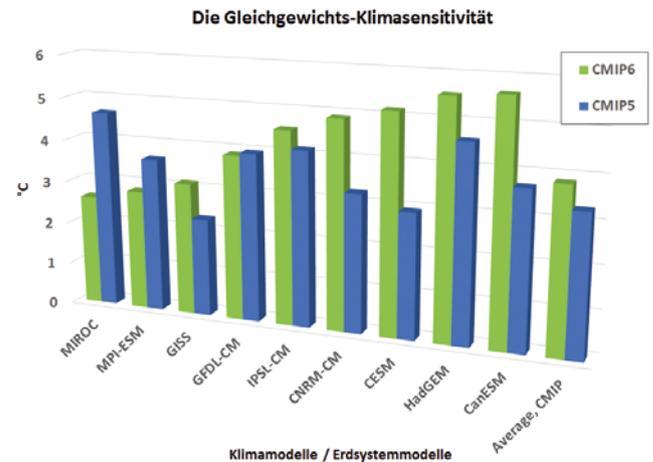


Abbildung 8-1: Die berechneten Klimasensitivitäten einiger Klima-Kohlenstoffkreislauf-Modelle, die an CMIP5 und CMIP6 teilgenommen haben. In CMIP5 lag das Multimodell-Mittel der Gleichgewichts-Klimasensitivität bei 3,3 $^\circ\text{C}$, in der aktuellen Runde bei 3,8 $^\circ\text{C}$. Die Modelle MIROC und MPI-ESM reagieren jetzt weniger empfindlich auf eine Erwärmung, ihre Gleichgewichts-Klimasensitivität ging auf unter 3 $^\circ\text{C}$ zurück. Bei der Mehrheit der dargestellten Modelle stieg die Sensitivität aber an, auf bis zu 5,5 $^\circ\text{C}$. Daten aus ZELINKA et al. (2020).

kopplung durch Wolken: Wie stark ändert sich die Wolkenbedeckung durch den CO_2 -Anstieg? In Klimamodellen hängt das stark von Parametrisierungen im atmosphärischen Wasserkreislauf ab, wie der Parametrisierung konvektiver Wolken. Die Gleichgewichts-Klimasensitivität kann in den Modellen allein durch eine Änderung der relativen Anteile hoher und niedriger Wolken verändert werden. Die Klimasensitivität durch Beobachtungen einzugrenzen hat sich ebenfalls als schwierig herausgestellt.

Die aktuelle Runde des internationalen Vergleichsprojekts gekoppelter Modelle (CMIP6: *Coupled Model Intercomparison Project, Phase 6*) zeigt, dass sich die Klimasensitivität der Modelle im Vergleich zur vorherigen Runde (CMIP5) in Richtung höherer Werte verschoben hat (vergleiche Abbildung 8-1). Wenn dem so ist, ist die Herausforderung, das Zwei-Grad-Ziel zu erreichen, noch größer als bisher gedacht.

3 Biogeochemische Prozesse an Land und im Ozean

Während die Abhängigkeit der globalen Oberflächentemperatur von der Treibhausgaskonzentration der Atmosphäre relativ gut verstanden ist, ist die Frage, warum der atmosphärische CO_2 -Gehalt bei einem Temperaturanstieg ebenfalls ansteigt, schwieriger zu beantworten. Hierzu muss man biogeochemische Prozesse außerhalb der Atmosphäre betrachten. Land und Ozean spielen als Kohlenstoffquellen und -senken eine wichtige Rolle, und zwar auf unterschiedliche Weise.

An Land wird der Kohlenstoffkreislauf von den Ökosystemen gesteuert. Es gibt zwei relevante Prozesse, die für den CO_2 -Austausch zwischen Land und Atmosphäre verant-

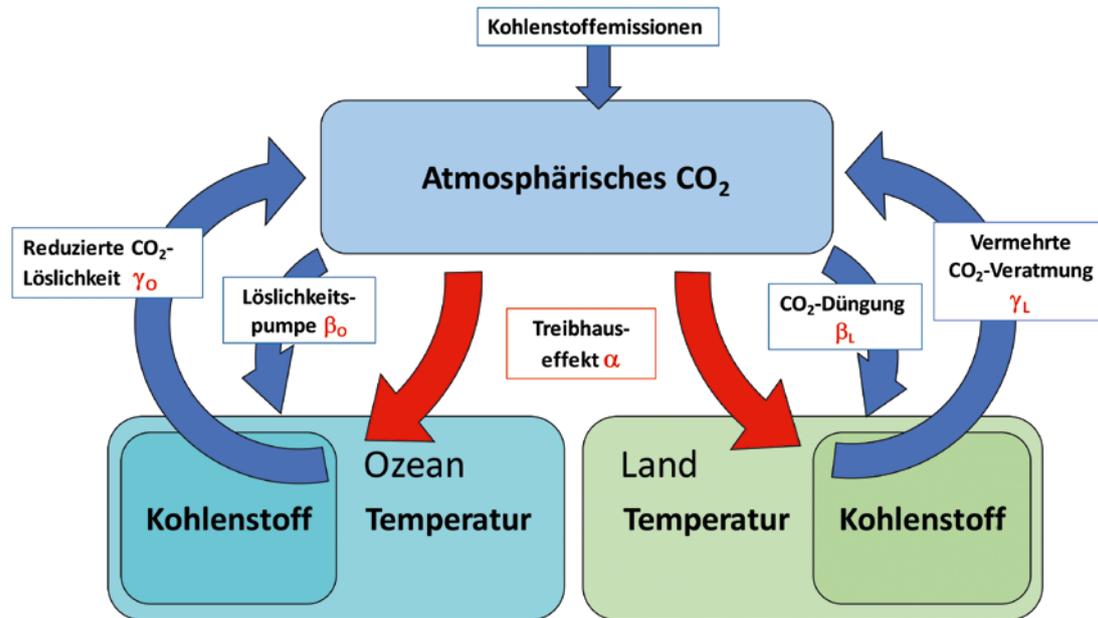


Abbildung 8-2: Konzeptionelle Darstellung der Temperatur-Kohlenstoff-Rückkopplung durch anthropogene CO₂-Emissionen. Input: CO₂-Emissionen aus fossilen Brennstoffen und aus der Landwirtschaft. Derzeitig verbleiben etwa 44 % der Emissionen in der Atmosphäre (atmosphärische CO₂-Box), etwa 30 % werden vom Land aufgenommen – größtenteils durch CO₂-Düngung (β_L), und 25 % gelangen durch die Löslichkeitspumpe β_O (angetrieben durch unterschiedliche CO₂-Partialdrücke zwischen Atmosphäre und Ozean) ins oberflächennahe Ozeanwasser. Ein Temperaturanstieg durch den Treibhauseffekt (α) verringert die Kohlenstoffaufnahme von Land und Ozean wegen stärkerer CO₂-Veratmung (γ_L), bzw. wegen einer Verringerung der CO₂-Löslichkeit im Ozeanwasser (γ_O). Die Verringerung der Kohlenstoffaufnahme durch Land und Ozean hat einen Anstieg des atmosphärischen CO₂-Gehalts zur Folge. Auf diese Weise stellt die Wechselwirkung zwischen atmosphärischem CO₂ und globaler Erdoberflächentemperatur eine positive (verstärkende) Rückkopplung dar. (Siehe Abschnitt 3 für weitere Einzelheiten.)

wortlich sind. Zum einen nimmt die Produktivität der Pflanzen bei einem höheren CO₂-Gehalt der Atmosphäre zu. Man bezeichnet dies als CO₂-Düngung (siehe Beitrag 2). Die Zunahme der Produktivität führt zu einer vermehrten CO₂-Aufnahme durch die Pflanzen und zu einer Zunahme des in Vegetation und Boden gespeicherten Kohlenstoffs. Da die entsprechende Kohlenstoffmenge der Atmosphäre verlorenght, bedeutet die CO₂-Düngung eine negative (sich abschwächende) Rückkopplung zwischen atmosphärischem CO₂-Gehalt und Temperatur.

Andererseits nimmt der Stoffwechsel der Lebewesen mit der Temperatur zu, sodass eine Erhöhung der Temperatur zu einer stärkeren autotrophen (pflanzlichen) und heterotrophen (Boden-) Atmung führt. Eine Erwärmung hat also einen Verlust von Land-Kohlenstoff und einen Anstieg des atmosphärischen CO₂-Gehalts zur Folge. Somit bildet die Atmung eine positive (verstärkende) Rückkopplung zwischen Temperatur und atmosphärischem CO₂.

Die Auswirkung eines Anstieges des atmosphärischen CO₂-Gehalts auf den Ozean wird durch anorganische Chemie bestimmt. Bei einer höheren CO₂-Konzentration der Luft wird mehr CO₂ im Oberflächenwasser des Ozeans gelöst, was eine negative Rückkopplung zum atmosphärischen CO₂ bedeutet. Dabei wird der größte Teil des CO₂ nicht als Gas, sondern in Form schwacher Kohlensäure im Wasser gehalten; beides zusammen bezeichnet man als gelösten anorganischen Kohlenstoff (*dissolved inorganic carbon*, DIC). Da die Ausbreitung des DIC unterhalb der Mischungsschicht

im zeitlichen Maßstab von Jahrhunderten geschieht, bleibt diese negative Rückkopplung langfristig bestehen. Im Gleichgewicht würden nur etwa 14 % von kumulativen Emissionen des CO₂ in der Atmosphäre verbleiben.

Andererseits führt ein Temperaturanstieg zu einer Verringerung der CO₂-Löslichkeit im Oberflächenwasser. Ähnlich wie über Land bedeutet eine Erhöhung der Temperatur also auch über dem Ozean eine positive Rückkopplung zwischen Temperatur und atmosphärischem CO₂ (siehe Abbildung 8-2).

4 Lineare Rückkopplungs-Analyse

Um die Rückkopplung zwischen Klima und Kohlenstoff-Kreislauf (CO₂) zu quantifizieren, ist ein linearer Ansatz hilfreich. Der Kohlenstoffkreislauf hat drei wichtige Speicher: den atmosphärischen Kohlenstoff C^A, den Landkohlenstoff C^L und den Ozeankohlenstoff C^O. Unter der Annahme, dass sich Temperatur und Kohlenstoffkreislauf vor der Industrialisierung im Gleichgewicht befanden, können die maßgeblichen Gleichungen in Form einer Änderung der Globalen Temperatur ΔT , und/oder der kumulativen anthropogenen CO₂-Emissionen A relativ zu den Gleichgewichtsbedingungen aufgesetzt werden. Damit lautet die Erhaltungsgleichung für die gesamte Kohlenstoffspeicherung des Systems:

$$\Delta C^A(\Delta T, \Delta A) = \Delta A - \Delta C^L(\Delta T, \Delta C^A) - \Delta C^O(\Delta T, \Delta C^A) \quad (2)$$

Folgt man der Darstellung von FRIEDLINGSTEIN et al. (2006) lässt sich Gleichung (2) auch in Form von partiellen Ableitungen der Kohlenstoffspeicher relativ zu Änderungen der Temperatur γ (ppm/°C) und der atmosphärischen CO₂-Konzentration β (PgC/ppm) schreiben:

$$\begin{aligned} \Delta C^L(\Delta T, \Delta C^A) &= \frac{\partial C^L}{\partial T} \Delta T + k_A \frac{\partial C^L}{\partial C^A} \Delta C^A = \gamma_L \Delta T + k_A \beta_L \Delta C^A; \\ \Delta C^O(\Delta T, \Delta C^A) &= \frac{\partial C^O}{\partial T} \Delta T + k_A \frac{\partial C^O}{\partial C^A} \Delta C^A = \gamma_O \Delta T + k_A \beta_O \Delta C^A; \end{aligned} \quad (3)$$

wobei $k_A=0,47$ ppm/PgC der Umrechnungsfaktor zwischen atmosphärischer CO₂-Konzentration (ppm) und dem Kohlenstoffgehalt (PgC, oder 10¹⁵ Gramm C) ist.

Das lineare Gleichungssystem (3) hat 2 Gleichungen und 4 Unbekannte: γ_L und β_L für das Land sowie γ_O und β_O für den Ozean. Um das System lösen zu können, braucht man zwei zusätzliche Gleichungen. Dazu werden üblicherweise zwei Experimente mit Klima-Kohlenstoffkreislauf-Modellen durchgeführt, eines mit und eines ohne Rückkopplung. Eine typische Vorgehensweise wäre folgende: Das Modell wird durch eine allmählich ansteigende atmosphärische CO₂-Konzentration angetrieben, und zwar ausgehend vom vorindustriellen Wert mit einem jährlichen Zuwachs von 1 %. Nach 140 Jahren hat sich der CO₂-Gehalt der Atmo-

sphäre vervierfacht. Im ersten Experiment (mit Rückkopplung) nehmen sowohl das physikalische System, als auch der Kohlenstoffkreislauf den CO₂-Anstieg wahr und reagieren darauf. Im zweiten Experiment ignoriert das physikalische System den atmosphärischen CO₂-Anstieg, während der Kohlenstoffkreislauf von Land und Ozean aber weiterhin auf den Anstieg reagiert. In diesem Experiment ist die Klima-Kohlenstoff-Rückkopplung γ abgeschaltet, und der Temperaturanstieg ΔT ist folglich – nahezu – Null. Dies ermöglicht sowohl für das Land als auch für den Ozean eine Abschätzung von β , der Rückkopplung von Land bzw. Ozeankohlenstoff und atmosphärischer CO₂-Konzentration. Ersetzt man nun β in den Gleichungen des ersten Experiments (mit beiden Rückkopplungen), kann man die Klima-Kohlenstoff-Rückkopplung γ ermitteln.

Die Reaktion der Temperatur auf Änderungen des atmosphärischen CO₂-Gehalts (Gleichung 2 – 3), dargestellt als lineare Approximation

$$\Delta T(\Delta C^A) = k_A \alpha \Delta C^A \quad (4)$$

– in der α für die Übergangsklimasensitivität (°C/ppm) steht – führt zu einer Formulierung des Gewinnfaktors g der Klima-Kohlenstoff-Rückkopplung:

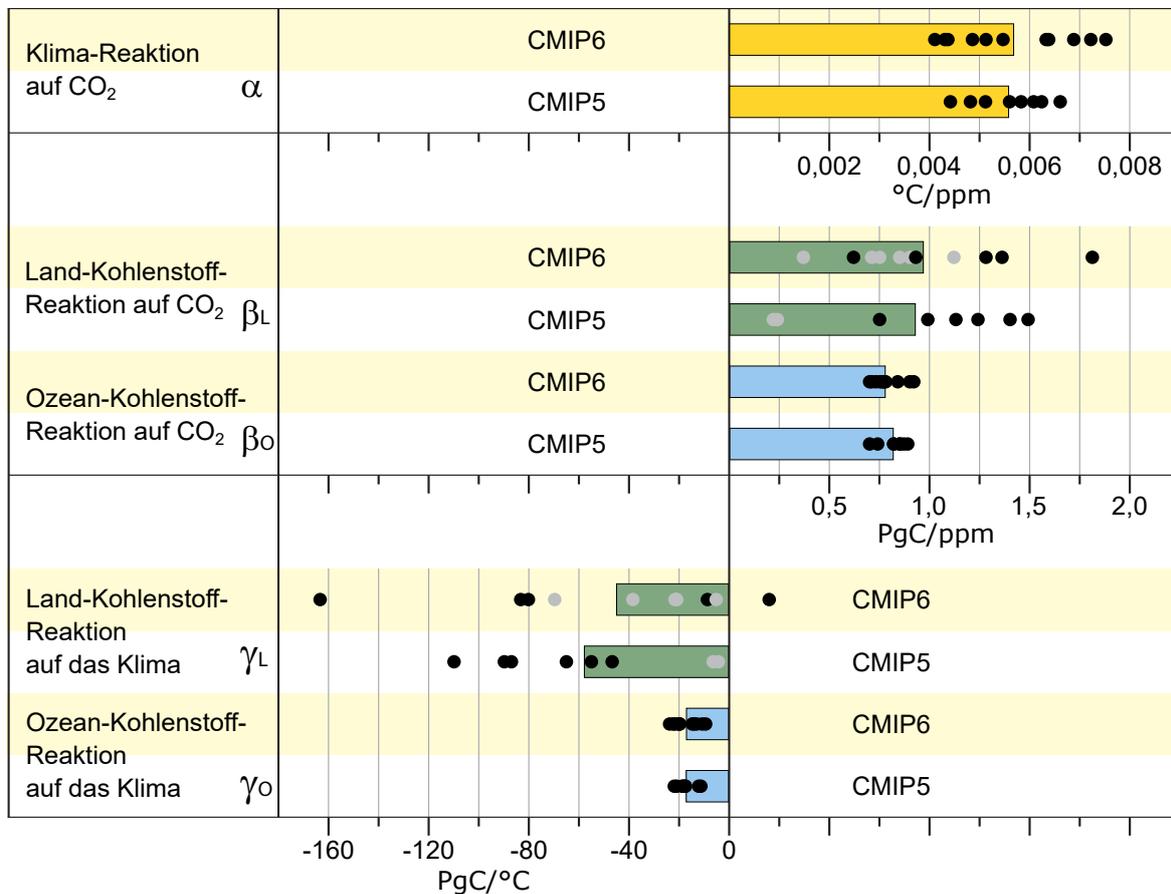


Abbildung 8-3: Vergleich der Rückkopplungen des Kohlenstoffkreislaufs zwischen CMIP5- und CMIP6-Modellen im Rahmen eines Szenarios, in dem das atmosphärische CO₂ über 140 Jahre um 1 % pro Jahr ansteigt. Schwarze Punkte stellen die einzelnen Modellsimulationen dar, farbige Balken die Multimodell-Mittelwerte. Graue Punkte stehen für Modelle mit gekoppeltem terrestrischem Stickstoffkreislauf. Daten aus ARORA et al. (2020).

$$g = -\alpha \frac{\gamma_L + \gamma_O}{1 + \beta_L + \beta_O} \tag{5}$$

Dabei ist g der Gewinn der Klima-Kohlenstoff-Rückkopplung, wie sie als Rückkopplung des Klimasystems definiert ist (HANSEN et al. 1984).

Im Rahmen von CMIP5 und CMIP6 wurden obige Experimente mit verschiedenen Erdsystemmodellen durchgeführt. Abbildung 8-3 zeigt die Bandbreite der berechneten Rückkopplungen. Im Allgemeinen weisen die Land-Rückkopplungsparameter γ_L und β_L der beteiligten Modelle eine deutlich größere Streuung auf als die des Ozeans, γ_O und β_O . Die Multimodell-Mittel der Kohlenstoff-Rückkopplungsparameter ändern sich von CMIP Phase 5 zu Phase 6 nicht signifikant. Die CMIP6-Modelle mit Land-Stickstoff-Kreislauf haben jedoch niedrigere Rückkopplungsparameter, was auf eine stabilisierende Wirkung der Stickstoffbegrenzung auf die Kohlenstoffdynamik der Landoberflächen hindeutet.

5 Verweildauer des anthropogenen CO₂ in der Atmosphäre

Warum spielen die anthropogenen Kohlendioxid-Emissionen in der Klimaforschung so eine wichtige Rolle? Würde es gelingen, die atmosphärische CO₂-Konzentration jedes Jahr um 1 % zu reduzieren, verbliebe nach einigen Jahrhunderten nur noch sehr wenig anthropogenes CO₂ in der Atmosphäre. Was für andere Treibhausgase wie Methan (CH₄) und Lachgas (N₂O) zutrifft, stimmt für CO₂ so aber leider nicht. Während CH₄ und N₂O in der Atmosphäre abgebaut werden, ist das CO₂-Molekül sehr stabil, und seine

Konzentration verringert sich nur durch die Kohlenstoff-senken von Land und Ozean.

An Land sind Photosynthese und Veratmung die beiden Hauptmechanismen, die die Kohlenstoffaufnahme regulieren (vergleiche Abbildung 8-2). Es dauert mehrere hundert Jahre, bis sich zwischen den Prozessen ein Gleichgewicht einstellt. Ein langfristiger Mechanismus der CO₂-Verringerung ist die Verwitterung von Silikat- und Karbonatgesteinen. Die Verwitterung ist temperaturabhängig und nimmt bei Erwärmung zu. Flüsse transportieren die Verwitterungsprodukte in den Ozean, was die Alkalinität und damit auch die CO₂-Aufnahmefähigkeit des Ozeans erhöht. Folglich wirkt die Verwitterung – insbesondere die Silikatverwitterung – als negative Rückkopplung im Kohlenstoff-Klima-System und stabilisiert den atmosphärischen CO₂-Gehalt. BROECKER (1998) bezeichnet in diesem Zusammenhang das atmosphärische CO₂ als einen Polizisten, der die Silikatverwitterung im Zeitraum von Jahrmillionen überwacht.

Der Ozean reagiert zunächst schnell auf eine Erhöhung des atmosphärischen CO₂-Gehalts, indem das Oberflächenwasser über die Löslichkeitspumpe Kohlenstoff aufnimmt (siehe Abbildung 8-2). Es kommt jedoch bald zu einer Sättigung, und die verbleibende CO₂-Aufnahme hängt von der Geschwindigkeit ab, mit der der gelöste Kohlenstoff in die Tiefe transportiert wird. Mit der CO₂-Aufnahme geht durch die Bildung von Kohlensäure eine Versauerung des Ozeanwassers einher, was zu einer Verringerung der Karbonatkonzentration führt. Dies bedeutet, dass die Bildung von Kalkschalen erschwert wird, und sich Kalksedimente im tiefen Ozean verstärkt auflösen. Hierdurch erhöht sich die Ozean-Alka-

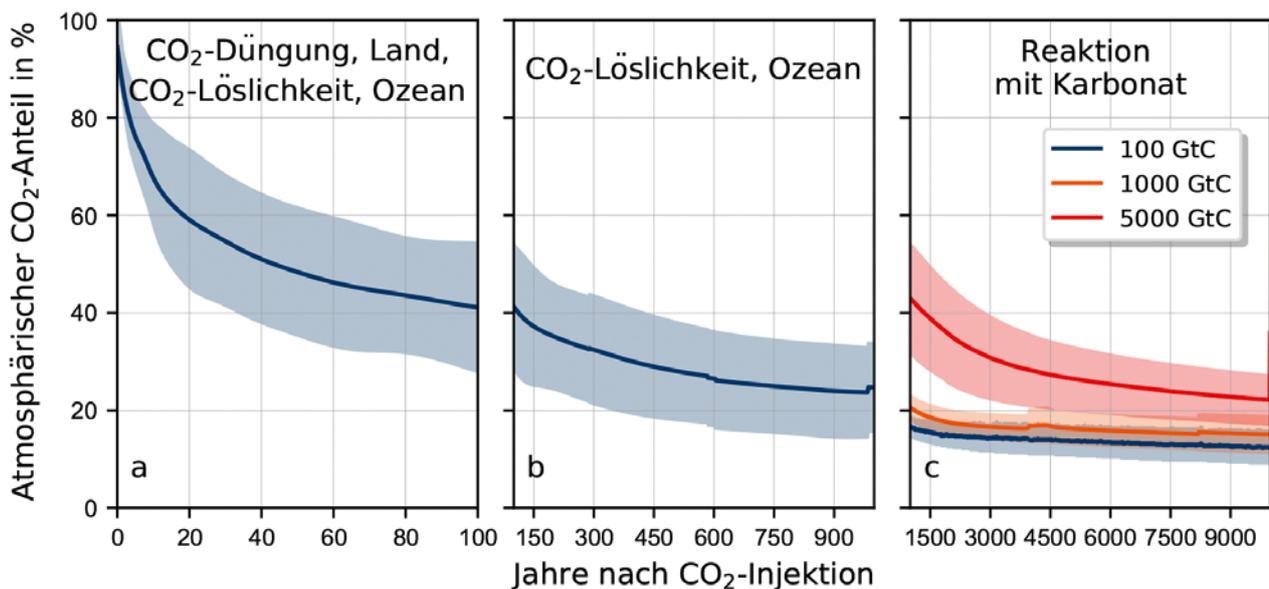


Abbildung 8-4: Prozentualer Anteil des CO₂, das in idealisierten Modellexperimenten nach einem plötzlichen Emissions-Puls von 100, 1.000 oder 5.000 GtC im Jahr 0 im Laufe der Jahrhunderte in der Atmosphäre verbleibt (blaue, orangefarbene bzw. rote Kurve) sowie der Unsicherheitsbereich (Schattierung). In den Überschriften werden die Prozesse benannt, die bei der CO₂-Verringerung auf den entsprechenden Zeitskalen dominant sind. Die Abbildung basiert auf 100 bis 10.000-Jahres-Simulationen mit Klima-Kohlenstoffkreislauf-Modellen. Es zeigt sich, dass ein stärkerer Emissions-Puls zu einem größeren verbleibenden CO₂-Anteil in der Atmosphäre führt, was auf eine verringerte Karbonat-Pufferkapazität des Ozeans und die positive Klima-Kohlenstoff-Rückkopplung zurückzuführen ist. Abbildung aus CIAIS et al. (2013).

linität, was zu einer zusätzlichen CO_2 -Aufnahme des Oberflächenwassers führt, und somit eine zusätzliche negative Rückkopplung zum Klima darstellt. Dieser Prozess ist langsam und nimmt mehrere tausend Jahre in Anspruch.

Bei der Betrachtung dieser Prozesse mit ihren unterschiedlichen Zeitskalen (siehe Abbildung 8-4) wird deutlich, wie um sich die Verringerung des atmosphärischen CO_2 als so schwierig gestaltet. Experimente mit Klima-Kohlenstoffkreislauf-Modellen legen nahe, dass selbst nach 1.000 Jahren etwa 15–30 % des Kohlendioxids aus fossilen Brennstoffen in der Atmosphäre verbleiben. Das bedeutet, dass die Erwärmung durch die heutigen CO_2 -Emissionen noch Tausende von Jahren andauern wird. Das ist für das Klima von entscheidender Bedeutung, da auf dieser Zeitskala andere langsame Komponenten des Erdsystems wie die Eisschilde reagieren werden. Geologische Daten deuten darauf hin, dass der Meeresspiegelanstieg in Folge der globalen Erwärmung bis zu 10 Meter pro Grad Celsius betragen könnte (ARCHER und BROVKIN 2008).

6 Die transiente Reaktion des Klimas auf kumulative Kohlenstoffemissionen: ein wichtiges Instrument in der Klimapolitik

Für die Klimapolitik ist es wichtig zu verstehen, wie genau sich Treibhausgasemissionen auf das Klima auswirken. Ist der Temperaturanstieg von einem bestimmten Emissionspfad abhängig? Spielt es für die globale Erwärmung eine Rolle, ob die Emissionen gleichmäßig vonstattengehen oder ob wir heute mehr und zukünftig entsprechend weniger emittieren? Interessanterweise hat sich gezeigt, dass es hauptsächlich auf die Gesamtmenge, also die kumulativen Emissionen ankommt, und der Emissionspfad eine untergeordnete Rolle spielt. Darüberhinaus stehen die kumulativen anthropogenen CO_2 -Emissionen und die Reaktion der mittleren globalen Erdoberflächentemperatur ungefähr in linearem Zusammenhang (siehe Abbildung 8-5). Warum ist das so?

- 1) Der Temperaturanstieg infolge einer Erhöhung des atmosphärischen CO_2 -Gehalts wird durch die thermische Trägheit des Klimasystems verzögert. Auch wenn die atmosphärische CO_2 -Konzentration nicht mehr zunimmt, steigt die globale Temperatur noch über Jahrhunderte weiter an. Erst wenn sich auch der tiefe Ozean auf die Erwärmung eingestellt hat, ist der neue Gleichgewichtszustand erreicht.
- 2) Wenn die Emissionen eingestellt werden, wird die atmosphärische CO_2 -Konzentration allmählich sinken, weil Land und Ozean weiterhin Kohlenstoff aufnehmen.
- 3) Letztendlich heben sich die Effekte der thermischen Trägheit und der CO_2 -Abnahme gegenseitig auf. Da die Gleichgewichtstemperatur logarithmisch von der CO_2 -Konzentration abhängt und die CO_2 -Abnahme nach dem Emissionsstopp exponentiell verläuft, ist die resultierende Abhängigkeit der Temperatur von den kumulativen CO_2 -Emissionen nahezu linear.

Dieses Phänomen erlaubt es, globale Temperaturziele mit kumulativen Emissionsmengen zu verknüpfen. Da der Mensch seit der Industrialisierung bereits etwa 500 PgC emittiert hat (einschließlich der Emissionen durch die Landwirtschaft) und die Temperatur bis jetzt um rund 1 °C angestiegen ist, verbleibt ein Kohlenstoffbudget von weiteren 500 PgC, um beispielsweise das des Zwei-Grad-Ziel einhalten zu können. Eigentlich ist das verbleibende Budget noch etwas geringer, weil auch andere Treibhausgase wie CH_4 und N_2O die Temperatur erhöhen, im CO_2 -Budget aber nicht vorkommen. Hinzu kommen Unsicherheiten. So befinden sich etwa 1.300 PgC an gefrorenem Kohlenstoff in den Permafrostböden der nördlichen hohen Breiten. Was mit diesem Kohlenstoff bei steigenden Temperaturen geschieht, ist unklar. Es gilt als wahrscheinlich, dass 30–40 PgC auftauen und in die Atmosphäre freigesetzt werden könnten. Andererseits führt die Erwärmung der hohen Breiten zu einer grüneren Arktis, und somit zu mehr in Biomasse gespeichertem Kohlenstoff. Eine weitere Unsicherheit bei der Berechnung des verbleibenden Kohlenstoff-Budgets kommt durch die unterschiedlichen Klimasensitivitäten der verschiedenen Klima-Kohlenstoffkreislauf-Modelle zustande (vergleiche Abschnitt 1).

Geht man aber von der Proportionalität von Temperaturanstieg und kumulativen Emissionen aus, und ignoriert in erster Näherung alle Nichtlinearitäten, kann man auf einfache Weise berechnen, wie viel CO_2 weltweit noch emittiert werden kann, um ein bestimmtes Temperaturziel zu erreichen, was politische Entscheidungen natürlich erleichtert.

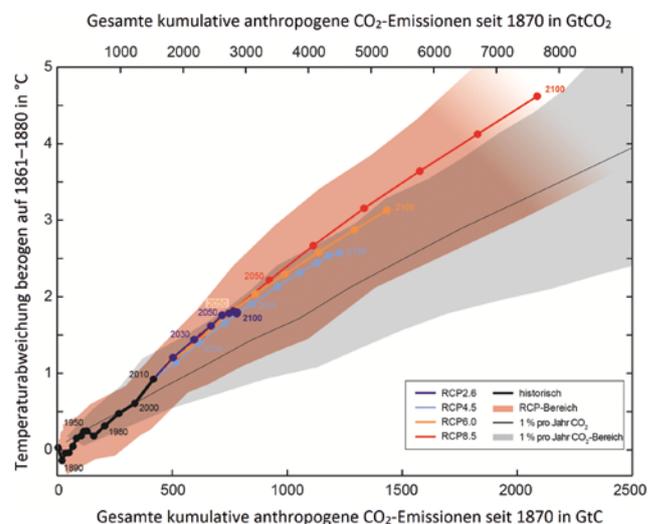


Abbildung 8-5: Anstieg der mittleren globalen Erdoberflächentemperatur als Funktion der gesamten kumulativen globalen CO_2 -Emissionen. Multimodell-Resultate von einer Vielzahl von Klima-Kohlenstoffkreislauf-Modellen für die vier RCP des IPCC AR5 (vergleiche Abschnitt 7) sind mit farbigen Linien und Jahrzehnt-Mitteln (Punkte) bis 2100 dargestellt. Die farbigen Bereiche illustrieren den Multimodell-Streubereich der vier Szenarien. Sie verblassen mit der abnehmenden Zahl der für RCP8.5 verfügbaren Modelle. Die Temperaturunterschiede beziehen sich auf den Basiszeitraum 1861–1880, die Emissionen auf das Jahr 1870. Die Jahrzehnt-Mittel sind durch gerade Linien verbunden. Abbildung SPM.10 aus IPCC (2013).

7 Zukunftsszenarien

Für die Menschheit ist es entscheidend, sich auf künftige Ereignisse vorbereiten zu können. Es ist allerdings nicht möglich, das zukünftige Klima genau vorherzusagen. Das liegt nicht nur an der Komplexität des Erdsystems, sondern hängt zum Beispiel auch von menschlichen Aktivitäten ab, etwa den zukünftigen Emissionen und den weltweit unternommenen Anstrengungen, diese zu verringern. Eine Lösungsmöglichkeit besteht darin, eine Reihe von Projektionen der zukünftigen Klimaänderung zu erstellen, die sich in der Stärke der globalen Erwärmung und der gesellschaftlichen Entwicklung unterscheiden und dabei einen weiten Bereich zukünftiger Entwicklungsmöglichkeiten abdecken. Der in CMIP6 und vom IPCC verfolgte Ansatz basiert auf fünf verschiedenen sozioökonomischen Pfaden der zukünftigen gesellschaftlichen Entwicklung (*Shared Socioeconomic Pathways, SSP*), und dazu passenden Szenarien zur Nutzung fossiler Brennstoffe und zur Landnutzung (O'NEILL et al. 2016). Diese Szenarien wurden mithilfe von integrierten Beurteilungs-Modellen (*Integrated Assessment Models, IAM*) erstellt. Die Entwicklungswege der SSP reichen von SSP1 (nachhaltig) und SSP2 (gemäßigt) bis zu SSP5 (Entwicklung auf Grundlage fossiler Brennstoffe). Für CMIP6 wurden außerdem sieben repräsentative Konzentrations-Pfade (*Representative Concentration Pathways, RCP*) vereinbart, die nach der Stärke ihres Strahlungsantriebs (W/m^2) im Jahr 2100 benannt sind: RCP-1.9, RCP-2.6, RCP-3.4, RCP-4.5, RCP-6.0, RCP-7.0 und RCP-8.5. Daraus ergibt sich eine Matrix von 5×7 SSP-RCP-Szenarien, von denen allerdings nicht alle sinnvoll sind, beispielsweise passt das Nachhaltigkeitsszenario SSP1 nicht mit einem starken Strahlungsantrieb von 6,0

oder $8,5 W/m^2$ zusammen. Für die Erdsystemmodell-Simulationen im Rahmen von CMIP6 einigte man sich auf einige wenige repräsentative Szenarien (Abbildung 8-6).

Die Szenarien SSP1-1.9 und SSP1-2.6 mit niedrigeren Strahlungsantrieben führen im Multimodell-Mittel bis 2100 zu einer Erwärmung um deutlich weniger als $2\text{ }^\circ\text{C}$ im Vergleich zum vorindustriellen Niveau, und sind so im Wesentlichen mit dem Pariser Abkommen vereinbar. Das Szenarium SSP5-8.5 mit starkem Strahlungsantrieb bewirkt dagegen einen Temperaturanstieg um $5\text{ }^\circ\text{C}$ (Abbildung 8-7). Obwohl keines der Szenarien eine Reaktion der Gesellschaft auf den fortschreitenden Klimawandel berücksichtigt, erscheinen die *High-End*-Szenarien wegen des derzeitigen Prozesses der Dekarbonisierung der Wirtschaft und der politischen Versuche, den Klimawandel zu begrenzen, weniger wahrscheinlich. Andererseits bedeutet die Einhaltung der *Low-End*-Szenarien SSP1-1.9 und SSP1-2.6 eine drastische Reduzierung der Emissionen fossiler Brennstoffe und von 2050 – 2070 sogar negative Emissionen, was diese Szenarien ebenfalls wenig plausibel erscheinen lässt. Das mittlere Szenario SSP2-4.5, das bis 2100 zu einem globalen Temperaturanstieg von etwa $3\text{ }^\circ\text{C}$ führt, scheint ein denkbares Zukunftsszenario zu sein, allerdings überschreitet es das in Paris vereinbarte Zwei-Grad-Ziel. Es werden auch Überschreitungs-Szenarien wie SSP5-3.5-OS (*Overshoot*) diskutiert, die zunächst von sehr hohen Emissionen ausgehen, die ab 2040 aber drastisch reduziert werden, was in den letzten Jahrzehnten des 21. Jahrhunderts einen Temperaturhöhepunkt und anschließenden -rückgang bedeuten würde. Zusammenfassend sei noch einmal betont, dass all diese Szenarien fiktiv sind und nur zur Veranschaulichung möglicher zukünftiger Entwicklungen dienen.

Sozioökonomische Pfade der zukünftigen Entwicklung

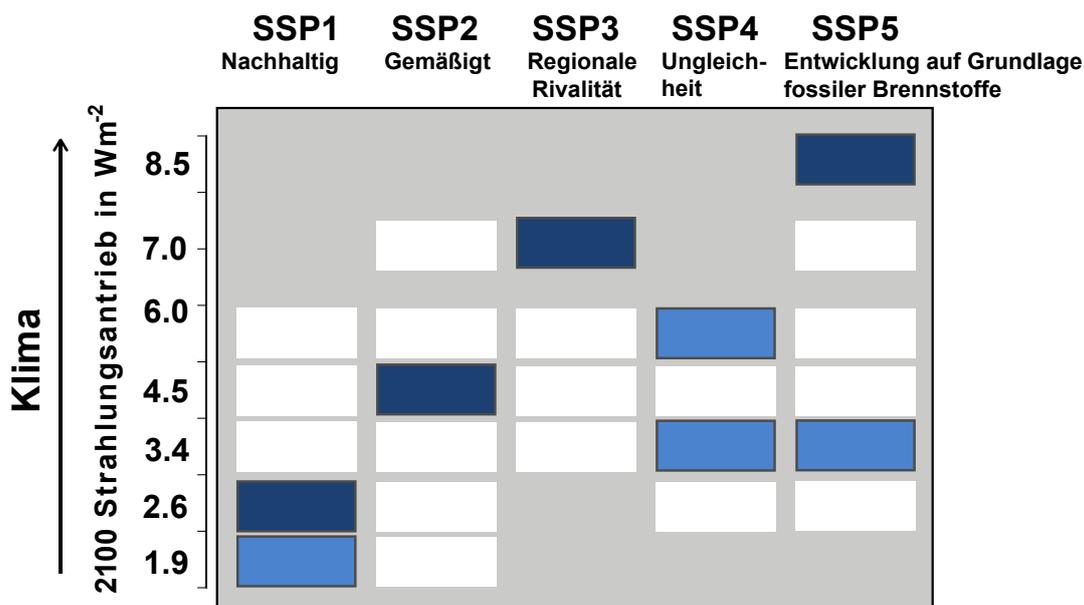


Abbildung 8-6: Matrix der SSP-RCP-Szenarien für CMIP6-Simulationen. Jede Zelle steht für eine Kombination aus sozioökonomischem Entwicklungspfad (SSP) und der Klimareaktion, die sich aus dem entsprechenden Antriebspfad (RCP) ergibt. Die dunkelblauen Zellen stellen Basis- (*Tier 1*), die hellblauen zusätzliche (*Tier 2*) Szenarien für CMIP6-Projektionen dar. Alle weiteren Szenarien, für die Klimainformationen verfügbar sind, sind weiß gekennzeichnet. Abbildung aus O'NEILL et al. (2016).

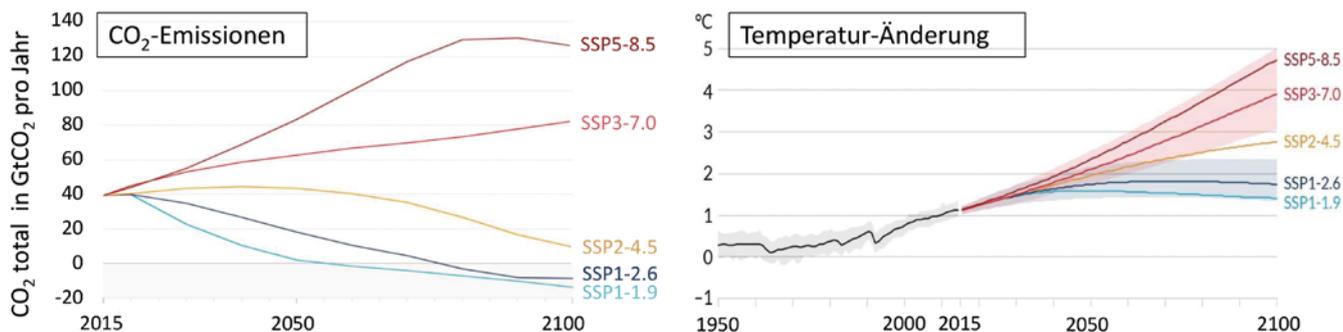


Abbildung 8-7: Jährliche anthropogene CO₂-Emissionen (links) und Änderung der globalen Erdoberflächentemperatur (rechts) für fünf Szenarien des 21. Jahrhunderts. Sehr wahrscheinliche Bandbreiten sind für SSP1-2.6 und SSP3-7.0 dargestellt. Abbildung SPM.4 und SPM.8 aus IPCC (2021).

Literatur

- ARCHER, D., BROVKIN, V., 2008: The millennial atmospheric lifetime of anthropogenic CO₂. *Climatic Change* **90**, 283-297, doi: 10.1007/s10584-008-9413-1.
- ARORA, V.K., KATAVOUTA, A., WILLIAMS, R.G., et al., 2020: Carbon-concentration and carbon-climate feedbacks in CMIP6 models and their comparison to CMIP5 models. *Biogeosciences* **17**, 4173-4222, doi: 10.5194/bg-17-4173-2020.
- BROECKER, W.S., SANYAL, A., 1998: Does atmospheric CO₂ police the rate of chemical weathering? *Global Biogeochemical Cycles* **12**, 403-408, doi:10.1029/98GB01927.
- CAIAS, P., SABINE, C., BALA, G., BOPP, L., BROVKIN, V., CANADELL, J., CHHABRA, A., DEFRIES, R., GALLOWAY, J., HEIMANN, M., JONES, C., LE QUÉRE, C., MYENI, R.B., PIAO, S., THORNTON, P., 2013: Carbon and other biogeochemical cycles. 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*. STOCKER, T.F., QIN, D., PLATTNER, G.-K., TIGNOR, M., ALLEN, S.K., BOSCHUNG, J., NAUELS, A., XIA, Y., BEX, V., MIDGLEY, P.M. (Hrsg.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom und New York, NY, USA, 465-570.
- FRIEDLINGSTEIN, P., COX, P., BETTS, R., et al., 2006: Climate-Carbon Cycle Feedback Analysis: Results from the C4MIP Model Intercomparison. *Journal of Climate* **19**, 3337-3353, doi: 10.1175/jcli3800.1.
- HANSEN, J., LACIS, A., RIND, D., RUSSELL, G., STONE, P., FUNG, I., RUEDY, R., LERNER, J., 1984: Climate Sensitivity: Analysis of Feedback Mechanisms. In: *Climate Processes and Climate Sensitivity. AGU Geophysical Monograph* **29**, 130-163, doi: 10.1029/GM029p0130.
- IPCC, 2013: Zusammenfassung für politische Entscheidungsträger. In: *Klimaänderung 2013: Naturwissenschaftliche Grundlagen. Beitrag der Arbeitsgruppe I zum Fünften Sachstandsbericht des Zwischenstaatlichen Ausschusses für Klimaänderungen (IPCC)*. STOCKER, T.F., QIN, D., PLATTNER, G.-K., TIGNOR, M., ALLEN, S.K., BOSCHUNG, J., NAUELS, A., XIA, Y., BEX, V., MIDGLEY, P.M. (Hrsg.). Cambridge University Press, Cambridge, Großbritannien und New York, NY, USA. Deutsche Übersetzung durch Deutsche IPCC-Koordinierungsstelle, Österreichisches Umweltbundesamt, ProClim, Bonn/Wien/Bern.
- IPCC, 2021: Zusammenfassung für die politische Entscheidungsfindung. In: *Naturwissenschaftliche Grundlagen. Beitrag von Arbeitsgruppe I zum Sechsten Sachstandsbericht des Zwischenstaatlichen Ausschusses für Klimaänderungen*. MASSON-DELMOTTE, V., ZHAI, P., PIRANI, A., et al. (Hrsg.). In Druck. Deutsche Übersetzung auf Basis der Druckvorlage, Oktober 2021. Deutsche IPCC-Koordinierungsstelle, Bonn; Bundesministerium für Klimaschutz, Umwelt, Energie, Mobilität, Innovation und Technologie, Wien; Akademie der Naturwissenschaften Schweiz SCNAT, ProClim, Bern.
- O'NEILL, B.C., TEBALDI, C., VAN VUUREN, D.P., EYRING, V., FRIEDLINGSTEIN, P., HURTT, G., KNUTTI, R., KRIEGLER, E., LAMARQUE, J.F., LOWE, J., MEEHL, G.A., MOSS, R., RIAHI, K., SANDERSON, B.M., 2016: The Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) for CMIP6. *Geoscientific Model Development* **9**, 3461-3482, doi: 10.5194/gmd-9-3461-2016.
- ZELINKA, M., MYERS, T., MCCOY, D., PO-CHEDLEY, S., CALDWELL, P., CEPPI, P., KLEIN, S., TAYLOR, K., 2020: Causes of Higher Climate Sensitivity in CMIP6 Models. *Geophysical Research Letters* **47**, doi: 10.1029/2019GL085782.

Kontakt

PROF. DR. VICTOR BROVKIN
Max-Planck-Institut für Meteorologie
Abteilung Ozean im Erdsystem
Bundesstr. 53
20146 Hamburg
victor.brovkin@mpimet.mpg.de

DIPL.-MET. VERONIKA GAYLER
Max-Planck-Institut für Meteorologie
Abteilung Ozean im Erdsystem
Bundesstr. 53
20146 Hamburg
veronika.gayler@mpimet.mpg.de