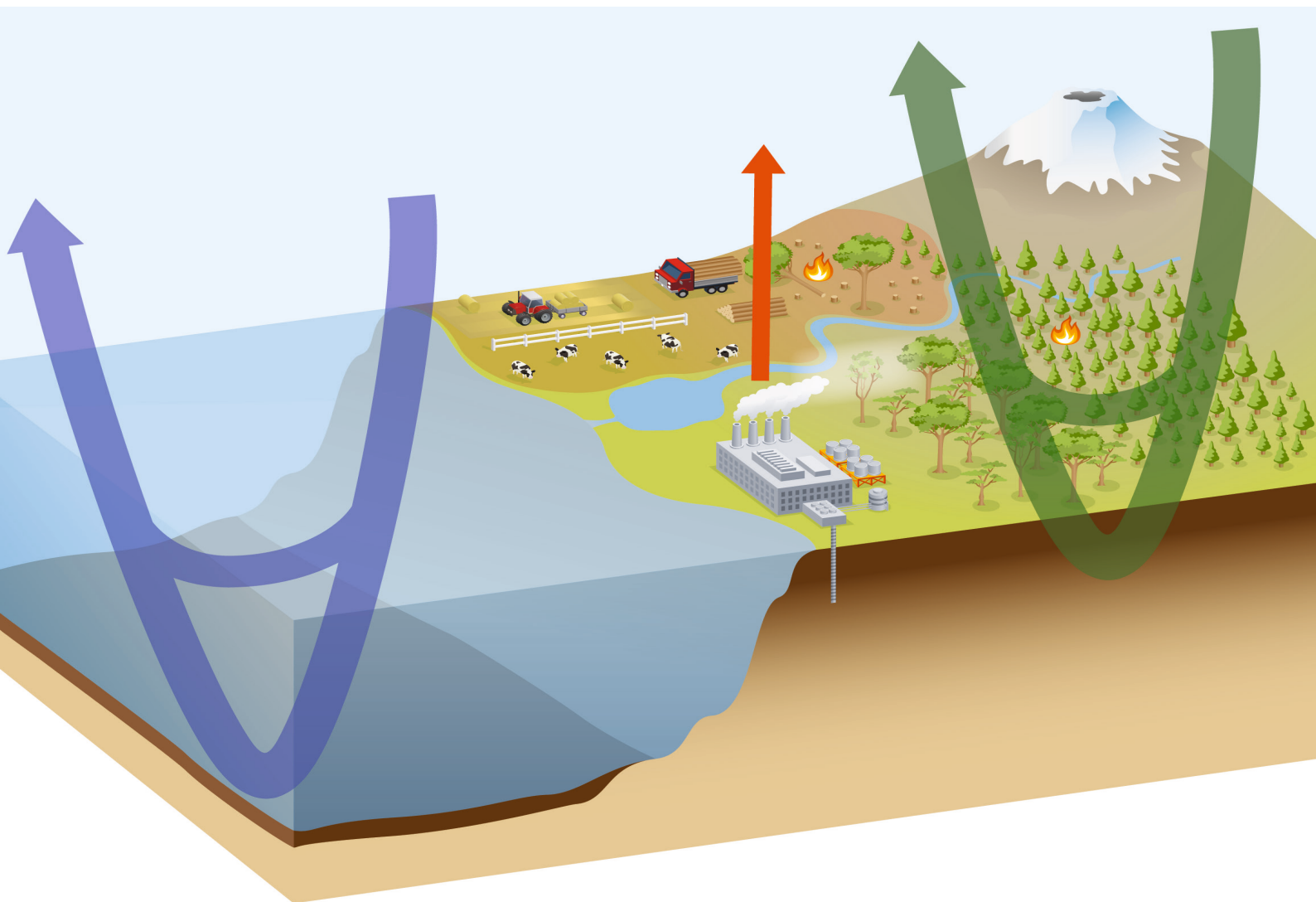


Heft 105 (2022) 18,90 Euro

promet

meteorologische fortbildung

Der globale Kohlenstoffkreislauf



Impressum

Herausgeber

Deutscher Wetterdienst

Hauptschriftleitung

Dipl.-Met. Magdalena Bertelmann
(Offenbach/M.)

Redaktionsausschuss

Prof. Dr. G. Adrian (Offenbach/M.)
Prof. Dr. B. Ahrens (Frankfurt/M.)
Prof. Dr. F. Ament (Hamburg)
PD Dr. F. Berger (Lindenberg)
Prof. Dr. C. Bernhofer (Dresden)
Prof. Dr. G. Craig (München)
Dr. M. Olefs (Wien)
Dr. C. Plaf-Dümler (Hohenpeißenberg)
Dr. M. Sprenger (Zürich)

Layout und Satz

Satzweiss.com Print Web Software GmbH

Mitarbeit

Heike Beck, Tanja Netz

Titelseite

Schematische Darstellung des globalen Kohlenstoffkreislaufs mit den wichtigsten Quellen und Senken. Grüner und blauer Pfeil symbolisieren vereinfacht die Austauschflüsse. Der rote Pfeil stellt den zusätzlichen anthropogenen Beitrag, u. a. durch Verbrennung fossiler Energieträger, dar.

Abdruck mit freundlicher Genehmigung des IPCC. FAQ 6.2, Figure 1 aus IPCC 2014: Klimaänderung 2013: Naturwissenschaftliche Grundlagen. Häufig gestellte Fragen und Antworten – Teil des Beitrags der Arbeitsgruppe I zum Fünften Sachstandsbericht des Zwischenstaatlichen Ausschusses für Klimaänderungen (IPCC) [T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex und P.M. Midgley (Hrsg.)]. Deutsche Übersetzung durch die deutsche IPCC-Koordinierungsstelle und Klimabüro für Polargebiete und Meeresspiegelanstieg, Bonn, 2017.

Verlag

Deutscher Wetterdienst, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Am DFS-Campus 4, 63225 Langen, selbstverlag@dwd.de

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Autoren verantwortlich. Alle Rechte bleiben vorbehalten. Die ein Jahr später erscheinende Online-Ausgabe steht unter der Creative Commons-Lizenz CC BY-NC-ND 3.0.



Druck

Heyne-Druck GmbH, Ferdinand-Porsche-Str. 15, 63073 Offenbach/M.



Auflage: 3 600

Preis des Heftes: 18,90 € plus Versandkosten

Redaktionsschluss: 29.11.2022

ISSN: 0340-4552 (print) | 2194-5950 (online)

ISBN: 978-3-88148-538-8 (print)

978-3-88148-539-5 (online)

DOI: 10.5676/DWD_pub/promet_105

¹ DWD, 1978: Anthropogene Klimamodifikation. *promet* 8, Heft 3/4, <http://nbn-resolving.de/urn:nbn:de:101:1-201701243240>.

<https://www.dwd.de/promet>

Alle Informationen zu *promet* im Internet ▶



Editorial

Liebe Leserinnen, liebe Leser!

„Die Zeit drängt. Neue Prioritäten müssen gesetzt werden. Es geht um das Wohl der nächsten Generationen.“

Sätze aus der heutigen Tageszeitung?

Nicht ganz: Tatsächlich entstammen

sie einem *promet*-Heft aus dem Jahre

1978 über „Anthropogene Klimamodifikation“¹. Ihre Aktualität

– auch heute nach knapp 45 Jahren – ist für mich gleichermaßen

beeindruckend wie erschreckend.



In der damaligen Ausgabe schreibt Professor Christian Junge

(Mainz), dass langfristige Planungen auf dem Energiesektor

bald beginnen sollten, wenn infolge des Verbrauchs fossiler

Brennstoffe für die Mitte dieses Jahrhunderts eine merkliche

Temperaturerhöhung zu erwarten sei. Eine Erwärmung von

2 bis 3 °C würde eine globale Klimabeeinflussung bedeuten,

die „ohne Zweifel ein sehr ernstes Problem für die Menschheit

als Ganzes darstellt“.

Während die CO₂-Konzentration 1978 noch bei rund 330 ppm

lag, so ist sie seitdem auf über 415 ppm gestiegen. Wo ist die-

ses zusätzliche unsichtbare Gas, das man weder riechen noch

schmecken kann, und das vor allem durch die Verbrennung

fossiler Brennstoffe, aber z. B. auch durch die Abholzung von

Regenwäldern, in die Atmosphäre gelangt? Ein Teil verbleibt

in der Atmosphäre, ein anderer Teil (Hunderte Gigatonnen!)

wird von den Ozeanen und den Landflächen aufgenommen –

wodurch der natürliche Kohlenstoffkreislauf aus dem Gleich-

gewicht gerät.

Es freut es mich sehr, dass diesem wichtigen und aktuellen

Thema nun eine Ausgabe gewidmet ist. Mein Dank gilt allen

Autorinnen und Autoren, die nach langer Produktionszeit teils

bis zuletzt ihre Beiträge aktualisiert haben. Ihnen ist gelungen,

dass die Dimension und Bedeutung des Kohlenstoffkreislaufs

auch außerhalb der Fach-Community verstanden werden kann.

Und nun entlasse ich Sie in dieses spannende Heft, nicht ohne

noch einmal die treffenden Worte von Christian Junge zu

zitieren: „Die ersten Ansätze dafür, daß sich Klimaforscher,

Energiefachleute und verantwortliche staatliche Stellen

gemeinsam der Problematik anzunehmen beginnen, sind

vorhanden, und es ist nur zu hoffen, daß diese Bestrebungen

ungeachtet der Grenzen, Ideologien und politischen Systeme in

fruchtbarer Weise intensiviert werden.“

Mit einem hoffnungsvollen Gruß

Magdalena Bertelmann

Schriftleiterin *promet*

Inhalt

promet – Meteorologische Fortbildung, Heft 105 (2022)

Thema des Heftes: **Der globale Kohlenstoffkreislauf**

Fachliche Redaktion und Durchsicht: Prof. Dr. Martin Heimann
(Max-Planck-Institut für Biogeochemie, Jena / Universität Helsinki)

Beitrag	Seite
M. HEIMANN Vorwort „Zu diesem Heft“	2
M. HEIMANN 1 Der globale Kohlenstoffkreislauf: Eine Einführung	3–10
S. ZAEHLE 2 Prozesse des Landkohlenstoffkreislaufs	11–17
J. PONGRATZ 3 Effekte von Landnutzungsänderungen auf den Kohlenstoffkreislauf	19–26
A. KÖRTZINGER 4 Der marine Kohlenstoffkreislauf	27–34
M. HEIMANN 5 Der globale Methankreislauf	35–40
C. GERBIG, J. MARSHALL 6 Quantifizierung regionaler und globaler Kohlenstoff-Austauschflüsse	41–50
F. JOOS, H. FISCHER 7 CO ₂ und Klima in der Vergangenheit	51–59
V. BROVKIN, V. GAYLER 8 Rückkopplungen zwischen Klima und globalem Kohlenstoffkreislauf	61–68
N. MENGIS, U. BERNITT, A. OSCHLIES 9 Klima retten mit Kohlendioxid-Entnahme?	69–75
Buchbesprechung	77
Examina im Jahr 2021	79–85
Examina im Jahr 2020	87–95

Der globale Kohlenstoffkreislauf

Zu diesem Heft

Im globalen Erdsystem spielt der Kohlenstoffkreislauf eine wichtige Rolle. Das Spurengas Kohlendioxid (CO₂) in der Atmosphäre absorbiert und emittiert infrarote Strahlung und trägt zum terrestrischen Treibhauseffekt maßgeblich bei. Verändert sich die CO₂-Konzentration, beeinflusst dies den Strahlungshaushalt der Atmosphäre und damit das Klima der Erde. Aus Sicht der Erdsystemforschung und im Hinblick auf eine nachhaltige Entwicklung stellen sich drei zentrale Fragenkomplexe:

- 1. Wie reagiert der Kohlenstoffkreislauf auf die anthropogene Störung? Welcher Beitrag des anthropogen emittierten CO₂ wird durch Landbiosphäre und Ozean aufgenommen? Welches sind die kontrollierenden Prozesse der CO₂-Aufnahme? Wie verhalten sich diese bei zunehmender atmosphärischer CO₂-Konzentration? Gibt es Sättigungseffekte bei diesen Senken?*
- 2. Welches Vorzeichen hat die Klima-Kohlenstoffkreislauf-Rückkopplung und wie stark ist sie? Wie beeinflusst ein sich änderndes Klima die verschiedenen Quellen- und Senkenprozesse des CO₂?*
- 3. Wie beeinflusst der Mensch durch zunehmende Landnutzung und Landmanagement (unter anderem Land- und Forstwirtschaft, Düngung, Bewässerung) die Kohlenstoff-Bilanz der Landbiosphäre? Wie wirken sich indirekte anthropogene Effekte (zum Beispiel Ozonbelastung, Stickstoff-Eintrag durch Aerosole etc.) aus? Wie lässt sich durch direkte Maßnahmen auf globaler Skala der Anstieg der CO₂-Konzentration bremsen oder gar umkehren?*

Die Beiträge in diesem Heft vermitteln einen wissenschaftlichen Überblick zu diesen Fragen: Nach der Einführung wird in Beitrag 2 von Sönke Zaehle die Rolle der Landbiosphäre beschrieben, die auch unmittelbar mit Landnutzung und -management verknüpft ist, wie Julia Pongratz im darauffolgenden Beitrag zeigt. Arne Körtzinger verdeutlicht anschließend in Beitrag 4 die zentrale Schlüsselfunktion der Weltozeane im globalen Kohlenstoffkreislauf. Methan (CH₄), das neben CO₂ wichtigste vom Menschen beeinflusste Treibhausgas, genauer gesagt der CH₄-Kreislauf, ist schließlich Thema von Beitrag 5 (Martin Heimann); und Christoph Gerbig und Julia Marshall schließen sich mit einem Abriss über die Methoden zur Quantifizierung der Bilanzen von CO₂ und weiteren Spurengasen an. Beitrag 7 (Fortunat Joos und Hubertus Fischer) liefert mithilfe von Eisbohrkern-Messungen einen Blick in die Vergangenheit. Wie Änderungen des CO₂-Gehalts und der Temperatur voneinander abhängen und welche Szenarien sich daraus für die Zukunft ergeben, beschreiben Victor Brovkin und Veronika Gayler in ihrem Beitrag über die Kohlenstoffkreislauf-Klima-Rückkopplungen. Zu guter Letzt gibt Beitrag 9 von Nadine Mengis, Ulrike Bernitt und Andreas Oschlies eine Übersicht über in der Wissenschaft diskutierte Verfahren, den Klimawandel potentiell durch „Geoengineering“ zu mildern.

Martin Heimann

M. HEIMANN

1 Der globale Kohlenstoffkreislauf: Eine Einführung

The global carbon cycle: an introduction

Zusammenfassung

Der globale Kohlenstoffkreislauf ist im Erdsystem eine wichtige Komponente. Er spiegelt sich im atmosphärischen Kohlendioxid (CO₂) wider, das mit seinen Strahlungseigenschaften maßgeblich zum terrestrischen Treibhauseffekt beiträgt. Die anthropogenen Emissionen seit 1750 aus der Verbrennung von Kohle, Erdöl und Erdgas sowie aus Änderungen der Landnutzung haben die atmosphärische CO₂-Konzentration bis heute (2022) um 48 % erhöht und tragen wesentlich zur globalen Erwärmung bei. Der vorliegende Text gibt zunächst einen Überblick über das globale Kohlenstoffsystem und einige Eckpunkte zur Geschichte der Erforschung des atmosphärischen CO₂. Anschließend folgt eine Darstellung der anthropogenen Emissionen und wie die Aufnahme des CO₂ in Atmosphäre, Ozean und Landbiosphäre in der globalen Kohlenstoffbilanz quantifiziert werden kann. Ein letzter Abschnitt geht auf die Dynamik des atmosphärischen CO₂ und dessen Klimawirksamkeit im Erdsystem ein.

Summary

The global carbon cycle represents an important component in the global Earth system. It is reflected in the atmospheric carbon dioxide (CO₂), which, due to its radiative properties, contributes substantially to the terrestrial greenhouse effect. The massive anthropogenic emissions since 1750 from the burning of coal, oil and gas, and in addition from changes in land-use induced an increase up to today (2022) of 48 % above the preindustrial atmospheric CO₂ concentration, which contributes substantially to the current global warming. The chapter presents a brief global carbon cycle overview and a short sketch of the history of research on atmospheric CO₂. This is followed by an assessment of the CO₂ emissions and how their redistribution into atmosphere, ocean and land biosphere can be quantified in the global carbon balance. A final comment refers to the global carbon cycle dynamics and its climate impact.

1 Einleitung

Einen Überblick über den globalen Kohlenstoffkreislauf aus atmosphärischer Perspektive vermittelt Abbildung 1-1. CO₂ wird permanent zwischen Atmosphäre, Ozean und Landoberflächen ausgetauscht. In Ozean und Landbiosphäre (Vegetation, Böden) wird der Kohlenstoff weiter umgewandelt und in verschiedenen chemischen Formen zum Teil langfristig gespeichert. Atmosphäre, Ozean und Landbiosphäre bilden zusammen den sogenannten „schnellen Kohlenstoffkreislauf“, in dem Kohlenstoffatome auf Zeitskalen von Minuten bis zu einigen Tausend Jahren umgesetzt werden. Auf längeren Zeitskalen wird bei Gesteinsverwitterung und Bildung von Sedimenten dem schnellen Kreislauf Kohlenstoff entzogen und in der Erdkruste für viele Millionen Jahre gespeichert. Durch Vulkanismus gelangt dieser Kohlenstoff als CO₂ wieder in die Atmosphäre und schließt damit den globalen Kreislauf.

Der Kohlenstoffkreislauf wird angetrieben durch eine Vielzahl von physikalischen, chemischen, geologischen und auch biologischen Prozessen; er repräsentiert daher einen prominenten Vertreter der sogenannten „biogeochemischen Kreisläufe im Erdsystem“. Da das atmosphärische CO₂ als Treibhausgas einerseits das Klima der Erde mitbestimmt, die Quellen- und Senkenprozesse des CO₂ aber andererseits durch das Klima kontrolliert werden, bildet der Kohlenstoffkreislauf eine wichtige Rückkopplungsschleife im globalen Erdsystem. Der enge Zusammenhang zwischen Klima (Temperatur) und atmosphärischer CO₂-Konzentration lässt sich zum Beispiel sehr gut an den Messungen an Eiskernen während der letzten Eiszeiten sehen (JOOS und FISCHER 2022). Diese Eiskernmessungen zeigen aber auch, dass die CO₂-Konzentration während des Holozäns, also der jüngsten 10.000 Jahre seit der letzten Eiszeit bis zu Beginn der industriellen Revolution (ca. 1750) nahezu konstant bei etwa 280 ppm lag; siehe

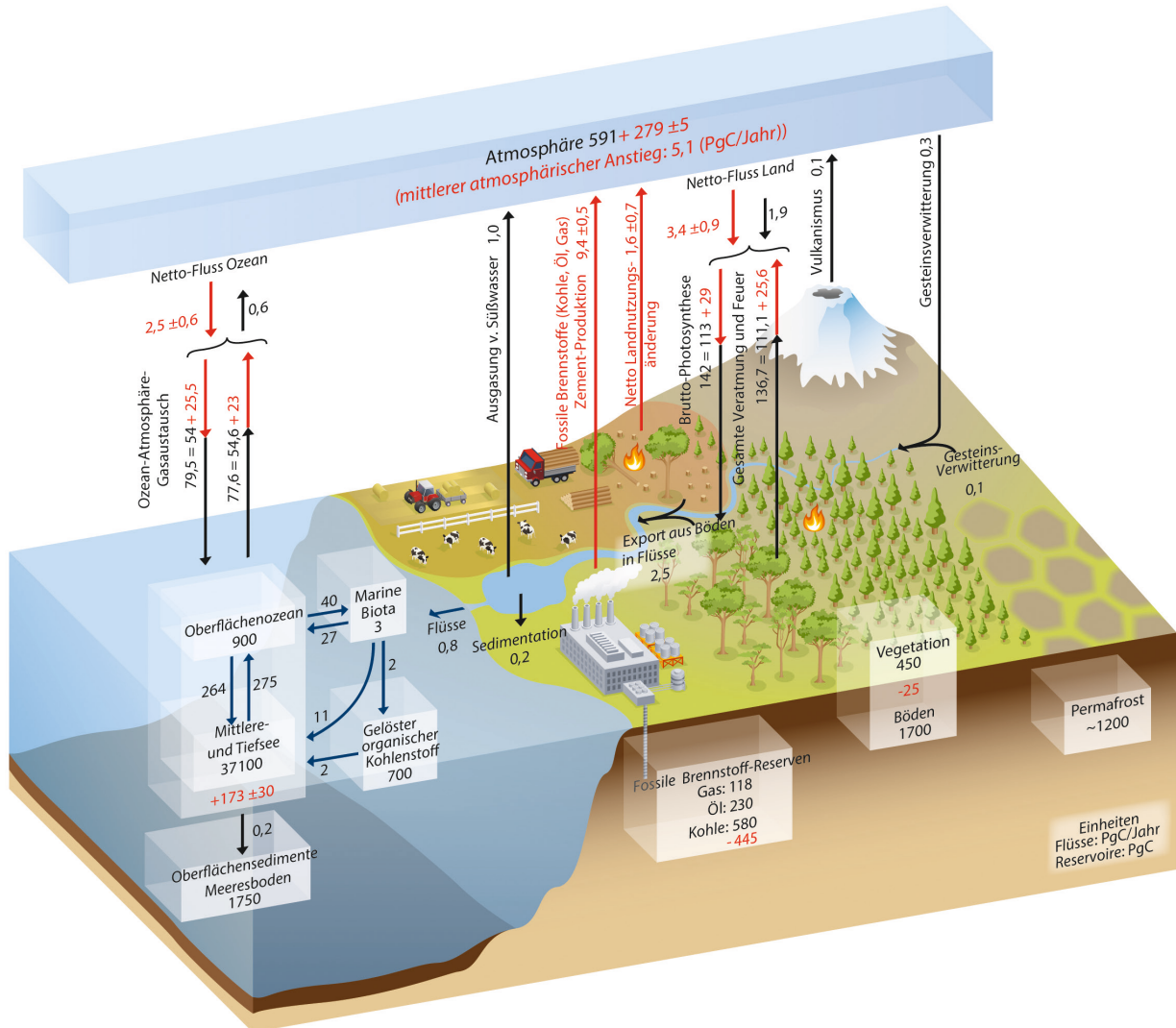


Abbildung 1-1: Schema des globalen Kohlenstoffkreislaufs mit den wichtigsten Reservoirs und Kohlenstoff-Austauschflüssen. Reservoirgrößen in PgC, Kohlenstoffflussraten in PgC pro Jahr (1 PgC = 10^{15} gC = 1 Gigatonne Kohlenstoff¹). Die Zahlenwerte entsprechen dem Durchschnitt der Jahre 2010–2019. Schwarze Pfeile und Zahlen stellen den vorindustriellen Zustand dar, rote Symbole die Änderungen durch die anthropogene Störung. Übersetzte Abbildung aus dem 5. Sachstandsbericht des IPCC (CIAIS et al. 2013), aktualisiert mit den Zahlenwerten aus dem 6. Sachstandsbericht (CANADELL et al. 2021).

kleines Schaubild in Abbildung 1-2. Der globale schnelle Kohlenstoffkreislauf befand sich offensichtlich in dieser Zeit weitgehend in einem Gleichgewicht.

Seit Beginn des industriellen Zeitalters wird der natürliche Kohlenstoffkreislauf indessen durch den Menschen hochgradig gestört. Durch die Verbrennung von Kohle, Öl und Erdgas, sowie bei der Herstellung von Zement entstehen gewaltige Mengen CO_2 , die in die Atmosphäre emittiert werden. Ein zusätzlicher Beitrag stammt aus den massiven Änderungen der Landnutzung; unter anderem durch die Rodungen von Wäldern für die Bereitstellung von Acker- und Weideland. Ein Teil des freigesetzten CO_2 wird über den schnellen Kohlenstoffkreislauf in Ozean und Landbiosphäre aufgenommen, der Rest jedoch akkumuliert in der Atmosphäre, verstärkt damit den terrestrischen Treibhauseffekt und führt zu einer Erwärmung des Erdklimas.

2 Historie

Der französische Mathematiker Joseph Fourier erkannte als Erster, dass sich die moderaten Temperaturen an der Erdoberfläche im Vergleich zum Weltraum mithilfe der Wärmestrahlung aus der Atmosphäre erklären lassen – er gilt daher als Entdecker des Treibhauseffekts. Dass gewisse Gase der Atmosphäre, unter anderem Wasserdampf und CO_2 , die Eigenschaft haben, Wärmestrahlung zu absorbieren und zu emittieren, wurde erst 50 Jahre später von der Amerikanerin Eunice Foote (FOOTE 1856) mithilfe eines einfachen Experiments nachgewiesen. Sie erkannte auch die Bedeutung dieses Effekts für das Klima der Erde: *“An atmosphere of that gas would give to our earth a high temperature; and if as some suppose, at one period of its history the air had mixed with it a larger proportion than at present, an increased temperature ... must have necessarily*

¹ Traditionell werden Kohlenstoffflüsse und -Reservoirgrößen im wissenschaftlichen Bereich in gC angegeben, da die Menge der Kohlenstoffatome im Gesamtsystem eine konservative Größe darstellt. Bei der Berichterstattung der CO_2 -Emissionen werden hingegen üblicherweise gCO_2 verwendet: 1 gCO_2 entspricht 3,664 gC.

resulted.” Die Arbeit von FOOTE (1856) wurde leider nicht weiter zur Kenntnis genommen und erst in jüngster Zeit wiederentdeckt. Es war dann der Ire John Tyndall, der drei Jahre später die Strahlungseigenschaften des CO₂ im Infrarot beschrieb und systematisch untersuchte (TYNDALL 1861). Der quantitative Zusammenhang zwischen atmosphärischer CO₂-Konzentration und der Lufttemperatur in Erdbodennähe wurde dann von Svante ARRHENIUS (1896) zum ersten Mal berechnet. Für eine Verdoppelung der CO₂-Konzentration erhielt er eine globale Temperaturerhöhung von +5 °C bis +6 °C; dies ist etwas höher als vom IPCC im 6. Sachstandsbericht (AR6) heute als “very likely range” angegeben: +2 °C bis +5 °C. Arrhenius ging es jedoch in seinen Arbeiten primär um die Suche nach einer Ursache für die Eiszeitzyklen; aufgrund der damaligen Kenntnisse hielt er mögliche Auswirkungen der anthropogenen CO₂-Emissionen auf die CO₂-Konzentration und damit auf das Klima für geringfügig und, basierend auf einer simplen Abschätzung, wohl erst nach über 50 Jahren überhaupt nachweisbar.

In den 1930er Jahren war es dann der Brite CALLENDAR (1938), der den Versuch unternahm, die damals bekannte geringfügige Erwärmung der vorherigen Dekaden mit einem Anstieg der atmosphärischen CO₂-Konzentration zu erklären. Nach seiner Abschätzung müsste das atmosphärische CO₂ von 1900 bis 1938 um etwa 6 % zugenommen haben. Diese Rechnung untermauerte er mit publizierten chemischen Messungen verschiedener Labore aus dem 19. und frühen 20. Jahrhundert. Aus Eiskernmessungen wissen wir heute, dass der Anstieg des CO₂ im dem von Callendar betrachteten Zeitraum etwa 4,7 % betrug.

Den direkten Nachweis einer CO₂-Zunahme in Reinfluft, das heißt weit weg von natürlichen und anthropogenen Quellen und Senken gelang dann erst C. D. KEELING (1960). Mithilfe eines Infrarot-Spektrometers, installiert auf dem Mauna Loa Vulkan auf Hawaii, konnte er zeigen, dass in der Nordhemisphäre die CO₂-Konzentration jahreszeitlich schwankt – wie es durch Photosynthese und Respiration der Landbiosphäre zu erwarten ist. Aus regelmäßig genommenen Luftproben am Südpol konnte er auch zeigen, dass die CO₂-Konzentration weltweit zunimmt.

Diese Messungen wurden fortgeführt und zeigen seit 1958 eine stetige Zunahme des CO₂ auf heute (2022) über 415 ppm („Keeling-Kurve“). Abbildung 1-2 zeigt den Verlauf der CO₂-Konzentration aus direkten Messungen an Atmosphärenluft auf dem Mauna Loa und vom Südpol. Neben dem charakteristischen Jahresgang der Nordhemisphäre und dem massiven zunehmenden Trend erkennt man auch eine Zunahme der Konzentrationsdifferenz zwischen den beiden Stationen. Diese spiegeln die vorwiegend in der Nordhemisphäre liegenden industriellen Emissionen wider: Wegen der endlichen Durchmischungszeit der globalen Troposphäre (< 1 Jahr) erhöht sich diese Differenz bei zunehmender Stärke der Emissionen.

Im kleinen Schaubild in Abbildung 1-2 ist der Verlauf der atmosphärischen CO₂-Konzentration der letzten 2000 Jahre aus Eiskernmessungen und den jahreszeitlich gemittelten direkten Messungen von Mauna Loa und dem Südpol dargestellt. Man erkennt den nahezu konstanten Verlauf der Konzentration bis etwa 1750 und den darauffolgenden rasanten Anstieg während der industriellen Revolution.

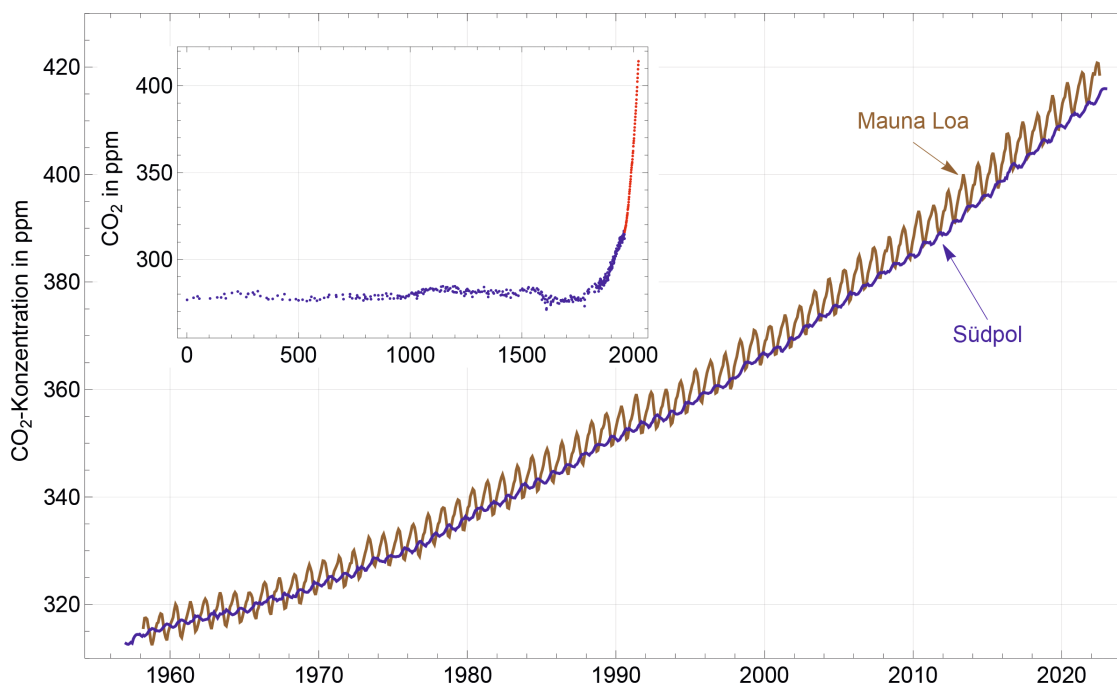


Abbildung 1-2: Messungen der atmosphärischen CO₂-Konzentration an den Stationen Mauna Loa (Hawaii, USA, braune Linie) und Südpol (blaue Linie). Nach KEELING et al. 2001, aktualisiert. Kleines Schaubild oben links: Verlauf der atmosphärischen CO₂-Konzentration der letzten 2000 Jahre aus Eisbohrkerndaten (blaue Punkte, Zusammenstellung von KOEHLER et al. 2017) und Jahresmittelwerten der direkten Messungen vom Mauna Loa und Südpol (rote Punkte).

3 Anthropogene CO₂-Emissionen

In Abbildung 1-3 ist der Verlauf der globalen CO₂-Emissionen seit 1959 dargestellt (Daten vom *Global Carbon Project*, GCP, FRIEDLINGSTEIN et al. 2022). Die Emissionen aus der Verbrennung von Kohle, Öl und Erdgas lassen sich relativ gut aus den nationalen Inventaren des Verbrauchs ermitteln, da sie einen kommerziellen Wert darstellen und daher gut erfasst sind. Die Unsicherheit der globalen Werte beträgt nur etwa 5%. Ein relativ kleiner zusätzlicher Beitrag ergibt sich aus der Produktion von Zement (ca. 0,3 PgC/Jahr) und beim Abfackeln von Erdgas bei der Förderung von Erdöl und Kohle (ca. 0,1 PgC/Jahr).

Wesentlich unsicherer sind die CO₂-Emissionen aus der Änderung der Landnutzung. Diese umfassen primär das CO₂, welches bei Waldrodungen und anschließend durch den Verlust an Bodenkohlenstoff freigesetzt wird. Diese Kategorie umfasst aber auch die Bindung von Kohlenstoff in nachwachsenden Sekundärwäldern auf Brachflächen oder bei der Aufforstung. Diese Emissionen werden unter anderem aus den Flächenänderungen der Landnutzung ermittelt, die ihrerseits aus nationalen Landwirtschaftsstatistiken und Fernerkundungsdaten festgestellt werden. Die Quantifizierung der dabei durch eine Vielzahl von Prozessen entstehenden Netto-Änderungen der terrestrischen Kohlenstoffinventare in Vegetation und Böden ist komplex und benötigt die Hilfe von Modellen des terrestrischen Kohlenstoffs (PONGRATZ 2022).

Im Jahr 2020 betragen die globalen Emissionen insgesamt 10,7 PgC pro Jahr; also etwa 0,5 PgC pro Jahr weniger als im Jahr davor. Dieser kleine Rückgang der Emissionen wird den Auswirkungen der Corona-Pandemie zugeschrieben. In 2021 stiegen sie jedoch wieder auf 11,2±0,9 PgC pro Jahr und erste Schätzungen der Werte für das Jahr 2022 (11,3 PgC pro Jahr) zeigen, dass die Emissionen ungebremst weiter zunehmen.

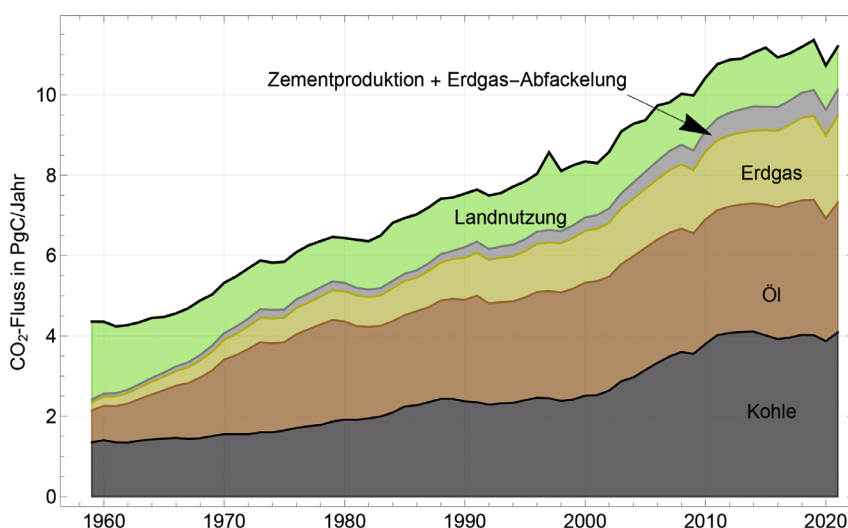


Abbildung 1-3: Verlauf der globalen CO₂-Emissionen aus fossilen Quellen und aus Änderungen der Landnutzung seit 1959. Kumulative Darstellung; die Farben spiegeln die einzelnen Beiträge zu den Gesamtemissionen wider. Nach FRIEDLINGSTEIN et al. (2022).

4 Die atmosphärische CO₂-Bilanz

Über 99 % des Kohlenstoffs in der Atmosphäre findet sich in Form von Kohlendioxidgas. Weitere Spurengase (u. a. Methan, Kohlenmonoxid, flüchtige organische Verbindungen etc.) und Aerosole enthalten zwar auch Kohlenstoffatome, können jedoch in der globalen Kohlenstoffbilanz weitgehend vernachlässigt werden. Zurzeit (Januar 2022) enthält die Atmosphäre ca. 415 ppm CO₂, was einer globalen Menge Kohlenstoff von 880 PgC entspricht (1 ppm atmosphärisches CO₂ entspricht 2,12 PgC = 2,12 × 10¹⁵ gC = 2,12 Gigatonnen). Gegenüber dem vorindustriellen Gehalt von 280 ppm entspricht dies einer Zunahme von 48 %.

In Tabelle 1-1 finden sich die Schätzungen der globalen CO₂-Emissionen für die Dekade 2010–2019 und kumulativ seit 1750 (siehe Abb. 1-1). Ebenfalls aufgeführt ist die Akkumulation des atmosphärischen Kohlenstoffinventars im selben Zeitraum, ermittelt aus den Eiskerndaten und direkten Messungen von Mauna Loa und dem Südpol. Stellt man den atmosphärischen Zuwachs den gesamten Emissionen gegenüber, erkennt man, dass nur ein Bruchteil des emittierten CO₂ in der Atmosphäre akkumuliert; der Rest wird durch Ozean und Landbiosphäre aufgenommen. Das Verhältnis zwischen atmosphärischer Zunahme der CO₂-Konzentration und den globalen Gesamtemissionen des CO₂ wird als *“Airborne Fraction”* bezeichnet. Laut Tabelle 1-1 beträgt es für die Dekade 2010–2019 46±4 % und kumulativ für die industrielle Periode 41±5 %.

Die Partitionierung der globalen CO₂-Senke in Ozean und Landbiosphäre war lange Zeit eine wichtige Frage. Inzwischen gibt es verschiedene Verfahren diese zu bestimmen. Das *Global Carbon Project* benutzt zum Beispiel hierzu die Ergebnisse von komplexen 3- beziehungsweise 2-dimensionalen globalen Modellen des ozeanischen und des terrestrischen Kohlenstoffkreislaufs, welche mit Daten der beobachteten Klimaentwicklung während der industriellen

Periode angetrieben werden. Alternativ kann zumindest die Ozeansenke aus direkten Messungen der Partialdruckdifferenz zwischen Oberflächenozean und der Atmosphäre oder auch aus der beobachteten Zunahme des Kohlenstoffinventars im Ozean mithilfe von raffinierten Interpolationsverfahren ermittelt werden (siehe Beitrag von KOERTZINGER 2022). Weitere Verfahren basieren auf Messungen der Kohlenstoffisotope ¹⁴C oder ¹³C in Atmosphäre und Ozean (z. B. KEELING und GRAVEN 2021).

Eine besonders elegante und weitgehend modell-unabhängige Methode zur Bestimmung der globalen Ozean- und Landsenke basiert auf Messungen der Änderung des Luftsauerstoffs ΔO₂ (KEELING und SHERTZ 1992).

Tabelle 1-1: Globale Bilanz des atmosphärischen CO₂ für die Dekade 2010 – 2019 und kumulativ für die industrielle Periode (1750 – 2019). Flussraten in PgC/Jahr, Fehlergrenzen entsprechen einer Standardabweichung (Daten aus CANADELL et al. 2021).

	2010 – 2019	1750 – 2019
Emissionen:		
Fossile Brennstoffe und Zementherstellung	9,4 ± 0,5	445 ± 25
Landnutzungsänderungen	1,6 ± 0,7	235 ± 75
Emissionen total	11,0 ± 0,8	680 ± 80
Partitionierung:		
Akkumulation in der Atmosphäre	5,1 ± 0,02	279 ± 5
Ozeansenke	2,5 ± 0,6	180 ± 35
Landsenke	3,4 ± 0,9	215 ± 50
“Airborne Fraction”	46 ± 4 %	41 ± 5 %

Abbildung 1-4 zeigt eine zur CO₂-Zunahme entgegengesetzte Abnahme des Sauerstoffgehalts der Atmosphäre. Da der O₂-Gehalt in der Atmosphäre etwa 21 % beträgt, stellen genügend genaue Messungen von O₂ im ppm-Bereich eine große technische Herausforderung dar. Messungen existieren erst seit 1990 und leider lässt sich für davor liegende Zeiträume der O₂-Gehalt der Atmosphäre wegen vieler Artefakte auch nicht aus Eiskernmessungen bestimmen. Die Abnahme des Luftsauerstoffs weist zunächst darauf hin, dass dem Zuwachs des CO₂ ein Oxidationsprozess zugrunde liegen muss. Ein Vergleich der Trends der beiden Kurven zeigt, dass der Sauerstoff etwas stärker abnimmt im Vergleich zum Anstieg des CO₂. Dies hängt einmal mit der

Stöchiometrie der Verbrennung von fossilen Brennstoffen zusammen: während die Verbrennung von 1 Mol Kohle nur 1 Mol O₂ benötigt, werden bei der Verbrennung von 1 Mol Erdgas 2 Mol O₂ verbraucht und bei Erdöl ein Wert zwischen 1 und 2 Mol O₂. Ein zweiter Grund liegt in der unterschiedlichen Stöchiometrie der CO₂-Senkenprozesse: Während bei der Landsenke bei der Photosynthese bei der Aufnahme von 1 Mol CO₂ im Mittel 1,1 Mol O₂ freigesetzt wird, handelt es sich bei der Ozeansenke um einen reinen physikochemischen Prozess (Lösung von CO₂ im Oberflächenwasser), bei welchem kein O₂ frei gesetzt wird. Kennt man diese CO₂:O₂-Stöchiometrieverhältnisse, dann kann man zwei globale Budgetgleichungen für CO₂ und für O₂

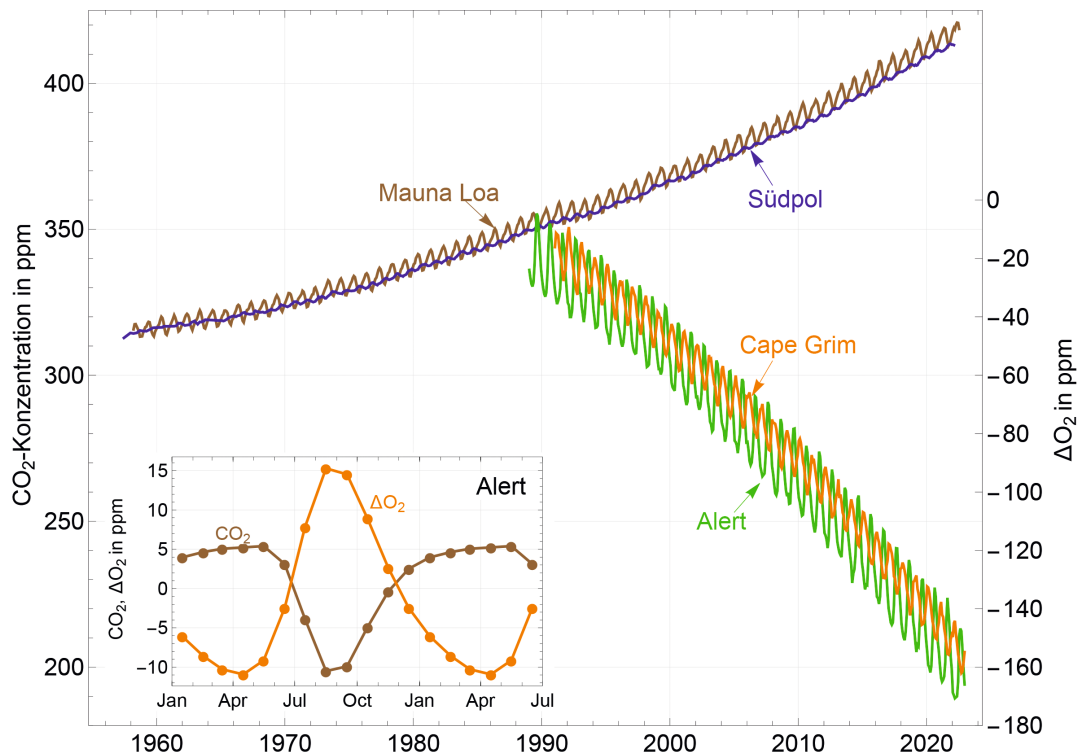


Abbildung 1-4: Messungen der Zunahme des CO₂ (braune und blaue Kurve, linke Skala) und der Abnahme des Luftsauerstoffs (rechte Skala). Die Sauerstoffmessungen stammen von der Station Cape Grim auf Tasmanien (orangefarbene Kurve) und von Alert in Nordkanada (grüne Kurve). Die Skala für den Sauerstoff (rechts) ist angegeben als Abweichung in ppm von einem Standard. Im kleinen Schaubild (unten links) ist der gegenläufige Jahresgang von CO₂ und O₂ an der Station Alert dargestellt. Daten vom Scripps O₂ Program (SIO 2022).

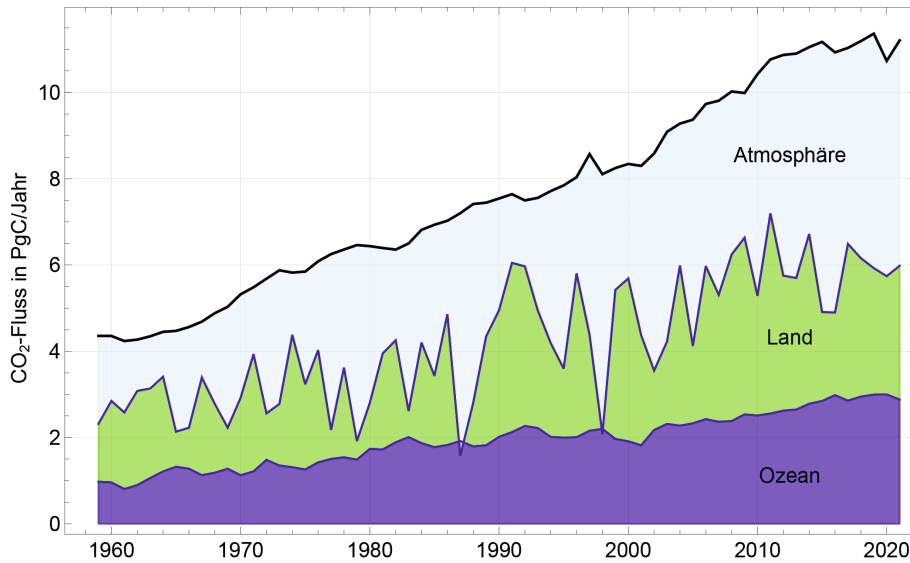


Abbildung 1-5: Aufteilung der CO_2 -Emissionen (schwarze Kurve) auf Atmosphäre, Land und Ozean seit 1959 (Jahreswerte). Daten aus FRIEDLINGSTEIN et al. (2022).

aufstellen und damit die zwei Unbekannten, das heißt die Land- und Ozeansenke bestimmen. Die Genauigkeit dieser Methode ist primär begrenzt durch die Unsicherheiten der CO_2 -Emissionen und der verwendeten Stöchiometrieverhältnisse. Eine kleine Verfälschung ergibt sich zudem durch die Erwärmung der oberen Schichten des Ozeans, welche ein geringfügiges Ausgasen von CO_2 und O_2 bewirken; ein Effekt, der mithilfe von Ozeanmodellen abgeschätzt werden kann.

Die quantitative Bestimmung der globalen Kohlenstoffbilanz sagt jedoch nichts über die relevanten Mechanismen aus, welche die Land- und Ozeansenke erzeugen. In den Beiträgen von KOERTZINGER (2022) und ZAEHLE (2022) werden diese ausführlich dargestellt.

Der zeitliche Verlauf der globalen Kohlenstoffbilanz lässt sich rekonstruieren: In Abbildung 1-5 sind die jährlichen Werte kumulativ dargestellt. Hierbei wird die Akkumulation in der Atmosphäre aus den direkten Messungen und die Aufnahme des Ozeans mit realistischen Ozeanmodellen ermittelt. Die Kohlenstoffaufnahme der Landbiosphäre ist dann das Residuum berechnet aus globalen Emissionen minus der Akkumulation in Atmosphäre und Ozean. Man erkennt, dass das Land im mehrjährigen Mittel eine Kohlenstoffsенke darstellt, die jedoch sehr stark von Jahr zu Jahr schwankt. Diese Schwankungen sind eng korreliert mit interannualen Klimaschwankungen in den Tropen (El Niño, BACASTOW 1976). Während eines El Niño-Ereignisses verschieben sich die Niederschlagsregionen in den Tropen im Amazonas und in Südostasien. Dies hat zur Folge, dass die nun trockeneren Regenwälder weniger CO_2 aufnehmen und dort vermehrt Waldbrände auftreten, oft auch als Folge von legalen und illegalen Waldrodungen. In den Folgejahren können sich dann die betroffenen Regionen wieder etwas erholen und die CO_2 -Landsenke nimmt wieder zu.

5 Klimawirksamkeit und Dynamik des globalen Kohlenstoffkreislaufs

Entscheidend für die Klimawirksamkeit von CO_2 -Emissionen sind einerseits die Wärmestrahlungseigenschaften der CO_2 -Moleküle und andererseits die Verweilzeit, bis sie sich im Kohlenstoffkreislauf verteilt haben und die Störung der atmosphärischen CO_2 -Konzentration abgeklungen ist.

Laut 6. IPCC-Sachstandsbericht (FORSTER et al. 2021) erhöht sich der Strahlungsantrieb (*Effective Radiative Forcing*, ERF) in der Energiebilanz der Erde bei einer Verdopplung der CO_2 -Konzentration um $3,91 \text{ W/m}^2$, und über die historische Periode 1750–2019 beim beobachteten CO_2 -Zuwachs (ca. 132 ppm) um $2,16 \pm 0,26 \text{ W/m}^2$. Dies entspricht ungefähr 65 % der totalen Zunahme des ERF ($3,32 \text{ W/m}^2$) seit 1750 und unterstreicht damit die Rolle des CO_2 als wichtigstes direkt vom Menschen beeinflusste Treibhausgas.

Im Gegensatz zu den meisten anderen Spurengasen wird der als CO_2 emittierte Kohlenstoff nicht abgebaut, sondern zunächst nur im „schnellen“ Kohlenstoffkreislauf verteilt. Dieser Prozess unterliegt unterschiedlichen Zeitskalen, daher lässt sich die Verweilzeit des Überschuss- CO_2 in der Atmosphäre nicht mit einer einzigen „Lebensdauer“ charakterisieren. Abbildung 8-4 in BROVKIN und GAYLER (2022) illustriert das prozentuale Abklingen eines CO_2 -Pulseintrags in die Atmosphäre, berechnet mit einem globalen Kohlenstoffmodell. Zuerst wird CO_2 primär von der Landbiosphäre und den oberen Ozeanschichten aufgenommen, über mehrere hundert Jahre. Auf längeren Zeitskalen füllt sich dann noch der tiefere Ozean. Auch nach 1000 Jahren verbleibt ein Rest (15–30 %) des CO_2 in der Atmosphäre, der erst über viel längere Zeiträume durch Sedimentation und Gesteinsverwitterung abgebaut wird.

Eine wichtige Konsequenz dieses dynamischen Verhaltens des CO₂ besteht darin, dass selbst bei konstanten Emissionen die atmosphärische CO₂-Konzentration weiter steigt, da die Kohlenstoffmengen in allen Reservoiren weiter zunehmen. Letztlich sind es die kumulativen CO₂-Emissionen, welche die resultierende CO₂-Konzentration und damit die globale Erwärmung in diesem Jahrhundert bestimmen. Die historischen Beobachtungen und auch Szenarienrechnungen zeigen einen bemerkenswerten annähernd linearen Zusammenhang zwischen kumulativen Emissionen und globaler Erwärmung. Eine Stabilisierung („Einfrieren“) der CO₂-Konzentration und damit eine Begrenzung der globalen Erwärmung verlangt daher einen Rückgang der globalen Emissionen auf nahezu null PgC pro Jahr, sobald das vorgegebene Kohlenstoffbudget der kumulativen Emissionen aufgebraucht ist (CANADELL et al. 2021). Neben der allgemein dominanten Rolle des CO₂ stellt dieses dynamische Verhalten eine große Hürde zur Begrenzung des globalen Klimawandels dar – und ist auch ein grundlegender Unterschied zu anderen klimawirksamen Spurengasen (z. B. CH₄), die mit endlicher atmosphärischer Lebensdauer abgebaut und aus dem Erdsystem endgültig entfernt werden.

Eine weitere Konsequenz des dynamischen Verhaltens des CO₂ ergibt sich, wenn man beispielsweise durch massive Geoengineering-Verfahren die CO₂-Konzentration verringern möchte: Es genügt nicht, nur das CO₂ aus der Atmosphäre zu entziehen, da bei einem Rückgang der CO₂-Konzentration Ozean und Landbiosphäre ihren Kohlenstoff-Überschuss wieder an die Atmosphäre zurückgeben würden. Eine wirkungsvolles Geoengineering-Verfahren muss daher diesen „Rebound-Effekt“ mit berücksichtigen.

Die in Abbildung 8-4 dargestellte Abklingfunktion einer CO₂-Störung in der Atmosphäre ist außerdem wichtig für die Bewertung der Klimawirksamkeit von anderen Spurengasen wie Methan (CH₄) oder Lachgas (N₂O) mithilfe des globalen Erwärmungspotentials (*Global Warming Potential*, GWP). Dabei definiert man als absolutes globales Erwärmungspotential (*Absolute Global Warming Potential*, AGWP) den effektiven Strahlungsantrieb (*Effective Radiative Forcing*, ERF) von 1 kg emittiertem Spurengas integriert über einen festgelegten Zeitraum unter Berücksichtigung des Abklings der Spurengaskonzentration in der Atmosphäre. Das GWP berechnet sich dann als AGWP des Spurengases relativ zum AGWP von CO₂. Ein anderes Maß zur Bewertung der Klimawirksamkeit ist das globale Temperaturpotential (*Global Temperature Potential*, GTP), bei dem nicht das ERF, sondern die durch 1 kg des Spurengases (respektive des CO₂) bewirkte Temperaturerhöhung nach dem festgelegten Zeitraum genommen wird. Obwohl die GWPs und GTPs der anderen relevanten Spurengase um einiges größer als 1 sind, sind die emittierten Mengen im Vergleich zum CO₂ wesentlich kleiner – der Klimaeffekt des anthropogenen CO₂ dominiert daher die globale Erwärmung (FORSTER et al. 2021).

Literatur

- ARRHENIUS, S.A., 1896: On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground. *Philosophical Magazine and Journal of Science* **41**, 237-276.
- BACASTOW, R.B., 1976: Modulation of atmospheric carbon-dioxide by southern oscillation. *Nature* **261**, 116-118.
- BROVKIN, V., GAYLER, V., 2022: Rückkopplungen zwischen Klima und globalem Kohlenstoffkreislauf. In: Der globale Kohlenstoffkreislauf. Deutscher Wetterdienst (Hrsg.), *promet* **105**, 61-68, doi: 10.5676/DWD_pub/promet_105_08.
- CALLENDAR, G.S., 1938: The artificial production of carbon dioxide and its influence on temperature. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **64**, 223-240.
- CANADELL, J.G., MONTEIRO, P.M.S., COSTA, M.H., et al., 2021: Global Carbon and other Biogeochemical Cycles and Feedbacks. In: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. MASSON-DELMOTTE, V., ZHAI, P., PIRANI, A., et al. (Hrsg.). *Cambridge University Press*, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 673-816, doi:10.1017/9781009157896.007.
- CIAIS, P., SABINE, C., BALA, G., BOPP, L., BROVKIN, V., CANADELL, J., CHHABRA, A., DEFRIES, R., GALLOWAY, J., HEIMANN, M., JONES, C., LE QUÉRE, C., MYNENI, R., 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 and New York, NY, USA, 465-570.
- FORSTER, P., STORELMO, T., ARMOUR, K., COLLINS, W., DUFRESNE, J.-L., FRAME, D., LUNT, D.J., MAURITSEN, T., PALMER, M.D., WATANABE, M., WILD, M., ZHANG, H., 2021: The Earth's energy budget, climate feedbacks, and climate sensitivity. In: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. MASSON-DELMOTTE, V., ZHAI, P., PIRANI, A., et al. (Hrsg.). *Cambridge University Press*, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 923-1054, doi:10.1017/9781009157896.009.
- FRIEDLINGSTEIN, P., O'SULLIVAN, M., JONES, M.W., et al., 2022: Global Carbon Budget 2022. *Earth System Science Data* **14**, 4811-4900, doi:10.5194/essd-14-4811-2022.
- FOOTE, E., 1856: Circumstances affecting the Heat for the Sun's Rays. *American Journal of Sciences and Arts* **22**, 382-383.

- JOOS, F., FISCHER, H., 2022: CO₂ und Klima in der Vergangenheit. In: Der globale Kohlenstoffkreislauf. Deutscher Wetterdienst (Hrsg.), *promet* **105**, 51-59, doi: 10.5676/DWD_pub/promet_105_07.
- KEELING, C.D., 1960: The concentration and isotopic abundances of carbon dioxide in the atmosphere. *Tellus* **12**, 200-203.
- KEELING, C.D., PIPER, S.C., BACASTOW, R.B., WAHLEN, M., WHORF, T.P., HEIMANN, M., MEIJER, H.A., 2001: Exchanges of Atmospheric CO₂ and ¹³CO₂ with the Terrestrial Biosphere and Oceans from 1978 to 2000. I. Global Aspects. Scripps Institution of Oceanography, *SIO Reference Series 01-06*.
- KEELING, R.F., SHERTZ, S.R., 1992: Seasonal and inter-annual variations in atmospheric oxygen and implications for the global carbon cycle. *Nature* **358**, 723-727, doi:10.1038/358723a0.
- KEELING, R.F., GRAVEN, H.D., 2021: Insights from Time Series of Atmospheric Carbon Dioxide and Related Tracers. *Annual Review of Environment and Resources* **46**, 85-110, doi:10.1146/annurev-environ-012220-125406.
- KOERTZINGER, A., 2022: Der marine Kohlenstoffkreislauf. In: Der globale Kohlenstoffkreislauf. Deutscher Wetterdienst (Hrsg.), *promet* **105**, 27-34, doi: 10.5676/DWD_pub/promet_105_04.
- KOEHLER, P., NEHRBASS-AHLES, C., SCHMITT, J., STOCKER, T.F., FISCHER, H., 2017: A 156 kyr smoothed history of the atmospheric greenhouse gases CO₂, CH₄, and N₂O and their radiative forcing. *Earth System Science Data* **9**, 363-387, doi:10.5194/essd-9-363-2017.
- SCRIPPS INSTITUTION OF OCEANOGRAPHY (SIO), 2022: Scripps O₂ Program. Daten online verfügbar unter <https://scripps2.ucsd.edu>, Abruf: 14.11.2022.
- TYNDALL, J., 1861: The Bakerian Lecture: On the Absorption and Radiation of Heat by Gases and Vapours, and on the Physical Connexion of Radiation, Absorption, and Conduction. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* **151**, 1-36.
- ZAEHLE, S., 2022: Prozesse des Landkohlenstoffkreislaufs. In: Der globale Kohlenstoffkreislauf. Deutscher Wetterdienst (Hrsg.), *promet* **105**, 11-17, doi: 10.5676/DWD_pub/promet_105_02.

Kontakt

PROF. DR. MARTIN HEIMANN
Max-Planck-Institut für Biogeochemie
Abteilung Biogeochemische Signale
Hans-Knöll-Str. 10
07745 Jena
martin.heimann@bgc-jena.mpg.de

2

S. ZAEHLE

Prozesse des Landkohlenstoffkreislaufs

Carbon cycle processes on land

Zusammenfassung

Landökosysteme nahmen in den letzten drei Dekaden etwa ein Viertel der anthropogenen CO₂-Emissionen auf. Die sehr starke interannuelle Variabilität maskiert eventuelle langfristige Trends in dieser Kohlenstoffbilanz. Neben den direkten Auswirkungen von Klimavariabilität und -änderungen trägt eine Vielzahl von Prozessen, zum Beispiel der direkte Effekt von CO₂ auf die Photosynthese, zu dieser Kohlenstoffaufnahme bei. In diesem Beitrag wird ein Überblick über den Landkohlenstoffkreislauf und die zugrunde liegenden Prozesse gegeben und wesentliche Unsicherheiten diskutiert.

Summary

Land ecosystems absorbed about a quarter of anthropogenic CO₂ emissions in the last three decades. The very strong interannual variability masks any long-term trends in this carbon balance. In addition to the direct impact of climate variability and change, a variety of processes, including the direct effect of CO₂ on photosynthesis, contribute to this carbon uptake. This chapter provides an overview of the land carbon cycle and the underlying processes, and discusses key uncertainties.

1 Überblick über den Kohlenstoffkreislauf in Landökosystemen

Kohlenstoff wird von der Landbiosphäre beinahe ausschließlich über die Photosynthese der Blätter/Nadeln aufgenommen. Dabei wird absorbierte Sonnenenergie genutzt, um atmosphärisches Kohlenstoffdioxid (CO₂) und Wasser (H₂O) unter Abgabe von Sauerstoff (O₂) in Glukose (Zucker, C₆H₁₂O₆) umzuwandeln. Wie alle biochemischen Prozesse ist auch die Photosynthese durch Enzyme katalysiert. Durch den hohen Gehalt von Enzymen an Aminosäuren (und damit Stickstoff) ist Photosynthese und das Wachstum von Pflanzen eng mit der Verfügbarkeit von Wasser, Stickstoff und anderen Nährelementen (Phosphor) verknüpft. Die Summe der Photosynthese eines Ökosystems über ein Jahr entspricht seiner Bruttoprimärproduktion (*gross primary production*, GPP, siehe Abb. 2-1a).

Im langfristigen Mittel veratmen Pflanzen etwa die Hälfte dieses Zuckers, um Energie für Wachstumsprozesse, Nährstoff- und Wasseraufnahme und -transport und ähnliche Prozesse zu gewinnen. Die andere Hälfte dieses Zuckers wandeln sie zur Biomasse von neuen Blättern/Nadeln, Wurzeln, Holz oder anderen Pflanzenorganen um, die

sogenannte Nettoprimärproduktion (NPP). Die relative Verteilung (Allokation) der NPP an diese Organe wird stark durch die Pflanzenform (Baum, Busch, Gras usw.), aber auch durch Umweltbedingungen wie Wasser- und Nährstoffverfügbarkeit beeinflusst, welche insbesondere die Allokation zu Wurzeln regulieren. Durch die unterschiedliche Lebensdauer dieser Organe spielt die Allokation daher neben der Nettoprimärproduktion eine große Rolle bei der Kohlenstoffspeicherung in der Vegetation (*total vegetation carbon*, siehe Abb. 2-1b).

Abgestorbene Biomasse wird durch Bodenorganismen zersetzt (heterotrophe Atmung; Rh). Die Zersetzbarkeit der Biomasse hängt von ihrer chemischen Zusammensetzung (z. B. Cellulose- und Phenolgehalt, Nährstoffgehalt), und der vorhanden mikrobiellen Organismen ab. Darüber hinaus spielen Umweltbedingungen, die den Abbau durch reduzierte biologische Aktivität hemmen können, eine wesentliche Rolle. Beispiele sind hier Staunässe in Mooren, Dauerfrost in Permafrostgebieten oder niedrige pH-Werte in stark versauerten Böden. Durch die Vielzahl von Prozessen, die die Umsatzzeit der bodenorganischen Substanz kontrollieren, weicht die räumliche Verteilung deutlich von der Verteilung von Biomasse und Bruttoprimärproduktion

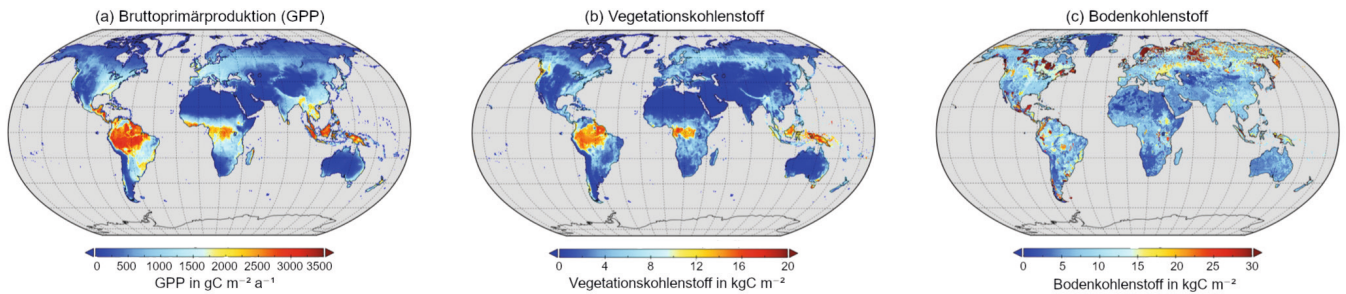


Abbildung 2-1: (a) Bruttoprimaryproduktion der Vegetation (Mittelwert: 1989 – 2010; Daten aus JUNG et al. 2020); (b) Kohlenstoffspeicherung in der Vegetation (Daten aus SPAWN et al. 2020); (c) Kohlenstoffspeicherung im Boden (Daten aus FISCHER et al. 2008).

ab (*total soil carbon*, siehe Abb. 2-1c). Dabei ist zu berücksichtigen, dass in Abbildung 2-1c kein Permafrostanteil berücksichtigt ist, der zu weitaus höheren Kohlenstoffgehalten in hohen Breiten führt. Die jährliche Bilanz zwischen Nettoprimärproduktion und heterotropher Atmung bestimmt die Netto-Ökosystem-Produktion (*Net Ecosystem Production*, NEP), und damit die Kohlenstoffspeicherrate eines Ökosystems. Neben diesen Flüssen spielen für die langfristige Kohlenstoffbilanz global eine Vielzahl kleiner Flüsse eine Rolle. Störungsdynamiken wie beispielsweise Kohlenstoffverluste oder -exporte können lokal bis regional starke Auswirkungen auf die Kohlenstoffbilanz haben. Verluste entstehen zum Beispiel durch Windwurf, Waldbrände oder Waldschäden durch Insektenbefall (zum Beispiel nach einer Phase von erhöhtem Trockenstress oder Luftverschmutzung); Exporte zum Beispiel durch Auswaschungen von gelöstem organischem Kohlenstoff in das Grundwasser/Flüsse.

Theoretischen Überlegungen zufolge, die von einer Vielzahl von Ökosystembeobachtungen gestützt werden, streben Ökosysteme langfristig ein Gleichgewicht zwischen Nettoproduktion und Atmungsverlusten an ($NEP = 0$). Dies bedeutet, dass sich nach einer Störung die Größe der Kohlenstoffspeicher in Vegetation und Boden und die Kohlenstoffverluste an Atmungsprozesse langfristig wieder auf die lokale Produktivität einstellen. Die hierfür notwendige Zeit hängt stark von den Umsatzzeiten der langlebigsten Speicher

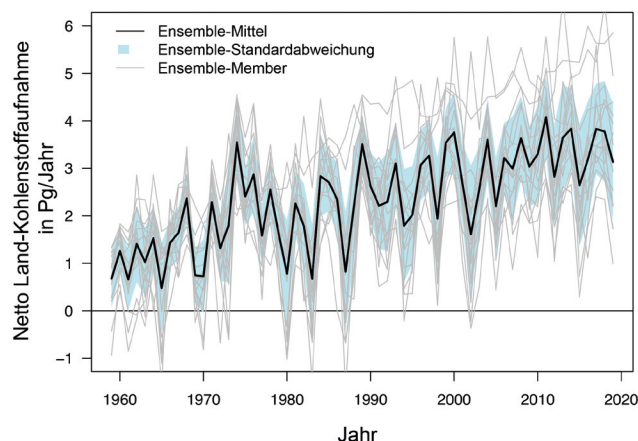


Abbildung 2-2: Terrestrische Kohlenstoffbilanz errechnet von einem Ensemble von numerischen Modellen der Terrestrischen Biosphäre. Nach FRIEDLINGSTEIN et al. (2020).

(Holz, Bodenkohlenstoff) ab. Natürliche Ökosysteme sind nur selten tatsächlich im Gleichgewicht, sondern durchlaufen einen Zyklus von Sukzessionsdynamiken, der durch natürliche Störungen wie zum Beispiel Feuer, Windwurf, Insektenbefall, oder das stochastische Absterben einzelner Individuen entsteht. Auf größeren räumlichen Skalen heben sich bei gleichbleibenden Umweltbedingungen diese Störungsdynamiken auf. Änderungen in den Umweltbedingungen, die Veränderungen in der Produktivität, dem Umsatz oder Abbau von Biomasse verursachen, können aber die Kohlenstoffbilanz der terrestrischen Biosphäre langfristig verändern. Hinzu kommen anthropogene Störungen wie Waldnutzung oder Landwirtschaft, die durch Entnahme von Biomasse ebenfalls zu einem Ungleichgewicht in der Kohlenstoffbilanz führen, wie sie in Beitrag 3 berücksichtigt werden.

Wie in Beitrag 1 bereits eingehend erläutert, gibt es zahlreiche, komplementäre Beobachtungen und Modellsimulationen, die auf eine langfristig andauernde Nettokohlenstoffaufnahme der terrestrischen Biosphäre hinweisen. Die vom „Global Carbon Projekt“ zusammengetragenen Daten zeigen, dass die Landbiosphäre in der letzten Dekade etwa 3 Petagramm Kohlenstoff (PgC , $1 Pg = 10^{15} g$) pro Jahr aufgenommen hat (siehe Abb. 2-2, FRIEDLINGSTEIN et al. 2020). Dies entspricht in etwa einem Drittel der anthropogenen Emissionen, und bremst so den Anstieg der atmosphärischen CO_2 -Konzentration. Die regionale Verteilung deutet auf eine Aufnahme in den Tropen und der Nordhemisphäre hin, die in den Tropen allerdings durch starke Kohlenstoffverluste aufgrund von Rodungen und Feuern reduziert bis ausgeglichen wird (siehe auch Beitrag 3). Die Kohlenstoffbilanz der Landbiosphäre zeichnet sich durch eine sehr große interannuelle Variabilität aus, die in Abbildung 2-2 erkennbar ist.

2 Messung und Modellierung der terrestrischen Kohlenstoffbilanz

Der folgende Abschnitt gibt eine Übersicht über die in Abbildung 2-3 dargestellten Mess- und Modellierungsmethoden zur Bestimmung von Komponenten des terrestrischen Kohlenstoffkreislaufs, die den Abschätzungen der globalen Kohlenstoffbilanz zugrundeliegen, bzw. in der Zukunft Fortschritte bei der Beobachtung der Kohlenstoffbilanz erwarten lassen (CIAIS et al. 2014).

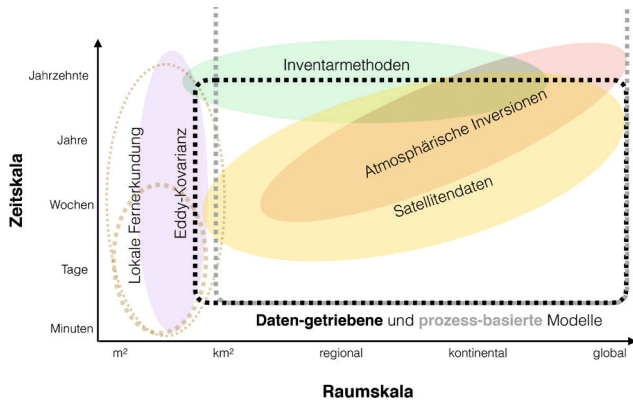


Abbildung 2-3: Konzeptionelle Übersicht über die wesentlichen Mess- und Modellierungsmethoden des Kohlenstoffkreislaufs.

2.1 Inventare

Eine Bestimmung der Kohlenstoffspeicherung eines Ökosystems durch direkte Messungen der Vegetations- und Bodenkohlenstoffdichten ist zwar grundsätzlich möglich, aber aufgrund der kleinräumigen Heterogenität sehr aufwändig. Daher sind unter Anbetracht der Wachstumsraten in bewirtschafteten Wäldern durch regelmäßige Inventare des Waldbestands etwa alle fünf bis zehn Jahre Abschätzungen des oberirdischen Kohlenstoffs verfügbar, während Abschätzungen des Bodenkohlenstoffspeichers nicht flächendeckend und regelmäßig vorliegen. Eine direkte Messung von terrestrischen Kohlenstoffdichten aus Fernerkundungsdaten ist bisher nicht vollständig möglich. Mittels bodenbasiertem LIDAR ist seit einigen Jahren eine vollständigere Erfassung der oberirdischen Vegetationsbiomasse möglich, die auch Veränderungen in der Kronenstruktur aufnehmen und so zu genaueren, punktbasierten Abschätzungen führen kann. Mit dem GEDI-Instrument der NASA steht aber seit etwa einem Jahr eine satellitenbasierte LIDAR-Abschätzung der Höhe von Wäldern in sehr hoher räumlicher Auflösung zur Verfügung. In den letzten Jahren gab es ebenfalls Fortschritte bei der Interpretation von passiven Mikrowellendaten als optische Dichte der Vegetation (*Vegetation Optical Depth, VOD*), aufgrund derer zumindest in Ökosystemen mit niedriger Vegetationsbedeckung Rückschlüsse auf die saisonale Variabilität der oberirdischen Biomasse möglich sind. Vermittels dieser Daten wird in Zukunft eine detaillierte Beobachtung der Veränderung von regionalen Vegetationsbiomassendichten möglich sein. Eine genaue Abschätzung der Bodenkohlenstoffvorräte und die Beobachtung ihrer Veränderung mit der Zeit ist mit diesen Methoden nicht möglich.

2.2 Eddy-Kovarianz

Eine kleinräumige, kontinuierliche und direkte Beobachtung der Nettokohlenstoffaufnahme von Ökosystemen ist mittels der Eddy-Kovarianz-Methode möglich. Seit den 1990er Jahren hat sich mit dieser Technik ein globales Netzwerk von mehr als 2000 Messstationen entwickelt, bei dem sich aus der zeitlichen Korrelation zwischen CO₂ bzw. H₂O-

Konzentrationsgradienten und turbulenten Eddygeschwindigkeiten integriert über eine halbe/ganze Stunde, der Nettoaustausch des Ökosystems berechnen lässt. Integriert über die Zeit ergibt sich so eine Messung des saisonalen und jährlichen Kohlenstoff- und Wasseraustausches von wenigen bis mehreren Hektar eines Ökosystems. Diese Messungen sind eine der Hauptquellen an Informationen über die Reaktion von Ökosystemen auf kurzfristige und saisonale Veränderungen der Umweltbedingungen (Licht, Temperatur, Trockenheit). In Netzwerken wie ICOS (*Integrated Carbon Observation System*), dem europäischen integrierten Kohlenstoffbeobachtungssystem, zusammengefasst, stellen diese Daten einen wesentlichen Baustein für das Verständnis der interannuellen Variabilität des Kohlenstoffkreislaufs dar (JUNG et al. 2020). Da das Messverfahren auf turbulente Verhältnisse angewiesen ist, gibt es allerdings Lücken in diesen Messreihen, beispielsweise durch die Bildung einer nächtlichen Inversion. Darüber hinaus erschweren zum Beispiel die Abhängigkeit von Windrichtung und -geschwindigkeit die Quantifizierung der Kohlenstoffbilanz in heterogenen Landnutzungsmosaiken, und komplexes Terrain verhindert unter anderem durch die Bildung von lateralen Flüssen (Advektion) eine Schließung der Massenbilanz.

2.3 Satellitenbeobachtungen

Satellitenbeobachtungen lassen Rückschlüsse auf die raumzeitliche Dynamik der terrestrischen Kohlenstoffaufnahme, sowie die Identifizierung von Störungsereignissen auf größeren räumlichen Skalen zu. Langzeitreihen von Vegetationsindizes wie NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*; normalisierter differenzierter Vegetationsindex) und FAPAR (*Fraction of Absorbed Photosynthetically Active Radiation*; Anteil photosynthetisch aktiver Strahlung, der von grüner Vegetation absorbiert wird) basieren auf Radiometerdaten von AVHRR und MODIS. Sie bieten die Möglichkeit, saisonale und langfristige Veränderungen in der Bodenbedeckung durch „grüne“ Vegetation zu identifizieren, und geben so Hinweise auf Veränderungen von terrestrischer Produktivität. Neuere, spektral hoch aufgelöste Fernerkundungsdaten, wie sie zum Beispiel in der Sentiell-Satellitenreihe auch global erhoben werden, können zusätzliche Informationen über die Variabilität der Vegetationsaktivität und der funktionellen Biodiversität von Ökosystemen geben. So gibt zum Beispiel die Abschätzung der sonneninduzierten Fluoreszenz (*sun-induced fluorescence, SIF*) Aufschluss über die Auswirkung von Wasserstress auf Veränderungen der Photosynthese, während Messungen des Blattchlorophyll aus Hyperspektral-Daten beispielsweise Rückschlüsse auf den saisonalen Zyklus der Produktivität zulassen.

2.4 Atmosphärische Beobachtungen

Einen alternativen, atmosphärischen Blick auf die terrestrische Treibhausgasbilanz erlaubt die Analyse von atmosphärischen Konzentrationsmessungen mit inversen atmosphärischen Transportmodellen, wie sie in Beitrag 5 näher beschrieben werden.

2.5 Modelle

Aus der Kombination von Eddy-Kovarianzdaten, Satellitendaten und geeigneten meteorologischen Parametern (Einstrahlung, Temperatur, atmosphärische Feuchte, ...) lassen sich mittels statistischer Modelle oder maschinellem Lernen daten-getriebene Abschätzungen der räumzeitlichen Variabilität der terrestrischen Produktivität erstellen (JUNG et al. 2020). Dabei sind besonders die räumliche Variabilität und die Saisonalität robust durch die Daten beschränkt (siehe Abb. 2-1a). Größere Unsicherheiten bestehen allerdings bei der Abschätzung langfristiger Trends, da die hohe stündliche, saisonale und interannuelle Varianz den statistischen Methoden Schwierigkeiten bereitet, alle relevanten Faktoren auf dieser Zeitskala robust zu identifizieren.

Alternativ stehen auch prozessbasierte Modelle für die Abschätzung der terrestrischen Kohlenstoffbilanz zur Verfügung (ZAEHLE 2019). Ein wesentlicher Vorteil der prozessbasierten Modellierung gegenüber den statistischen Methoden ist die Möglichkeit, neben Informationen aus meteorologischen und satellitenbasierten Daten, theoretischen Grundlagen aus der Mikrometeorologie, Biogeochemie und Ökologie und auch andere Umweltdaten mit zu berücksichtigen. Insbesondere lassen sich Informationen über die Sensitivität von Ökosystemen zu bestimmten Umweltänderungen (z. B. CO₂, Temperatur, Niederschlag) aus Manipulationsexperimenten in diese Modelle integrieren und so diverse Datenströme zum Testen der projizierten Trends verwenden. Allerdings sind die projizierten Trends prozessbasierter Modelle ebenfalls durch eine Reihe von Unsicherheiten geprägt, die durch Unsicherheiten in der Initialisierung und der Antriebsdaten, sowie unvollständige Prozessdarstellung gekennzeichnet sind. Diese Unsicherheiten sind einer der Hauptgründe für die Varianz der simulierten Trends der terrestrischen Biosphäre in Abbildung 2-2.

3 Terrestrische Kohlenstoffbilanz und zugrundeliegende Prozesse

Der terrestrischen Nettokohlenstoffaufnahme liegen eine Reihe von Prozessen zugrunde, die sich grundsätzlich in drei Kategorien einteilen lassen (KEENAN et al. 2018) und in Abbildung 2-4 dargestellt sind..

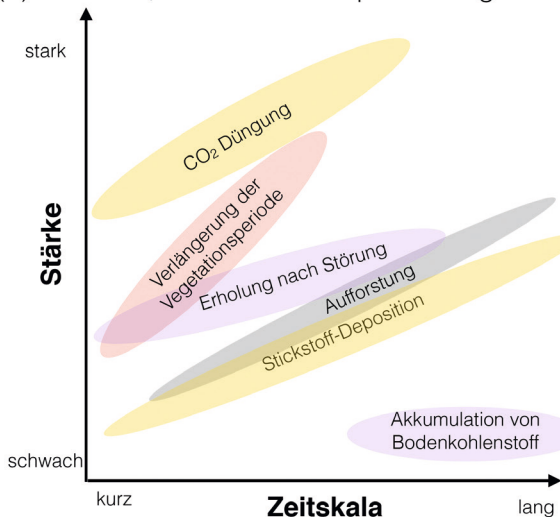
- Prozesse, die durch die Veränderung der Atmosphäre zustande kommen (CO₂-Düngung, Nährstoffdeposition, Luftverschmutzung)
- Prozesse, die durch eine Veränderung des Klimas bedingt sind (Temperatur- und Niederschlagseffekte auf Photosynthese, Atmung und Störungsdynamiken (Feuer, Hitze und Trockenheit))
- Prozesse, die durch eine Veränderung der Landnutzung oder des Landmanagements bedingt sind (z. B. Waldnutzung, Abholzung, Wiederbewaldung, Veränderungen der Bewirtschaftung und ihre Auswirkung auf Vegetations- und Bodenkohlenstoffspeicher; siehe Beitrag 3)

3.1 Auswirkungen von Veränderung atmosphärischer Spurenstoffe

3.1.1 CO₂-Düngung

Eine direkte Folge erhöhter atmosphärischer CO₂-Konzentration ist eine Zunahme der Photosynthese in Blättern von C₃-Pflanzen. Eine Erhöhung der CO₂-Konzentration um 200 ppm führt je nach Umweltbedingungen zu einer Erhöhung der Photosynthese von 10 bis 30 %. Die zugrundeliegenden Prozesse dieser Zunahme auf Blattebene sind sehr gut untersucht und verstanden: Die enzymatische Reaktion der Photosynthese verlaufen effizienter mit höheren CO₂-Konzentrationen und sättigen erst bei atmosphärischen Konzentrationen von etwa 800 bis 1000 ppm. Bei gleichbleibenden Bedingungen führt die erhöhte Effizienz der

(a) Prozesse, die Kohlenstoffspeicherung verstärken



(b) Prozesse, die Kohlenstoffspeicherung abschwächen

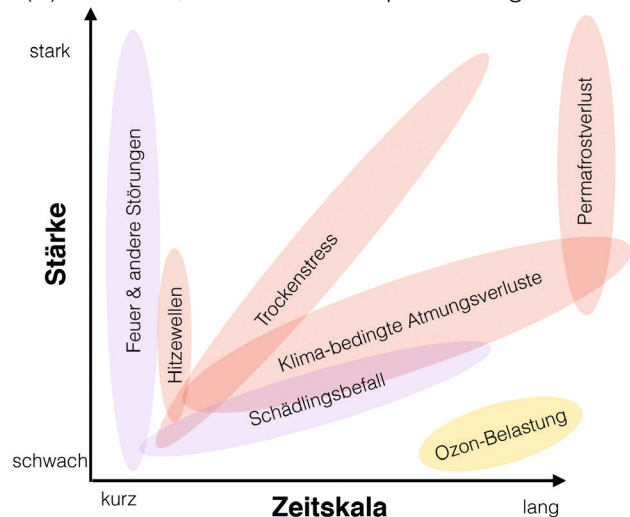


Abbildung 2-4: Konzeptionelle Übersicht über die wesentlichen Prozesse, die die Kohlenstoffaufnahme der Biosphäre (a) verstärken oder (b) schwächen können. Nach KEENAN et al. (2018).

Photosynthese zu einer reduzierten Öffnung der Stomata und daher zu einem reduzierten Wasserverlust und einer höheren Wassernutzungseffizienz; letztere ist auch bei C_4 -Pflanzen zu beobachten.

Die Stärke dieses Düngungseffektes auf Ökosystemebene hängt von einer Reihe von interagierenden Faktoren ab, die geeignet sind, den Effekt auf Blattebene entweder zu verstärken oder zu reduzieren (WALKER et al. 2021). In Gebieten mit saisonalem Wasserstress kann die verbesserte Wassernutzungseffizienz der Pflanzen zu einer Zunahme der Vegetationsbedeckung und/oder Verlängerung der Vegetationsperiode führen, mit weitreichenden Folgen für die regionale Kohlenstoff- und Energiebilanz (z. B. durch Veränderung der Oberflächenalbedo), sowie potentiell auch der regionalen Wasserbilanz. Allerdings gibt es nur wenige Studien zu dieser Interaktion, die keine allgemeingültigen Aussagen zulassen. Der indirekte CO_2 -Effekt auf den Wasserhaushalt von Ökosystemen könnte auch einen Einfluss auf die Folgen des Klimawandels für den terrestrischen Kohlenstoffkreislauf haben und so möglicherweise regional Tendenzen zu einem erhöhten Trockenstress ausgleichen.

Ein weiterer wichtiger Einflussfaktor für die Größe des CO_2 -Effekts ist der mit der Zunahme der Bruttoprimaryproduktion eingehende erhöhte Nährstoffbedarf der Pflanzen. In weiten Teilen der Landökosysteme wird die Nährstoffaufnahme der Pflanzen und dadurch ihr Wachstum und ihre Kohlenstoffspeicherung durch die begrenzte Verfügbarkeit von bodenbürtigen Nährstoffen (wie z. B. Stickstoff und Phosphor) limitiert. Die Auswirkung der erhöhten CO_2 -Konzentration auf das tatsächliche Pflanzenwachstum hängt daher von der Fähigkeit der Pflanzen ab, die Nährstoffversorgung durch verstärktes Wurzelwachstum, Fixierung von Luftstickstoff oder Desorption von Phosphor aus der Bodenmatrix, sowie die Freisetzung von Nährstoffen aus der bodenorganischen Substanz durch verstärkten biologischen Abbau zu erhöhen. Ökosystemexperimente zeigen, dass diese Faktoren grundsätzlich eine erhöhte Nährstoffaufnahme ermöglichen. Allerdings kommt es in nährstoffarmen Ökosystemen meist entweder zu einer mittelfristigen Reduzierung der Wachstumsstimulierung aufgrund des Nährstoffmangels, oder aber zu einem schnelleren Umsatz des Bodenkohlenstoffes durch die verstärkte Aktivität und Umsatz der mikrobiellen Biomasse. Dies reduziert mittelfristig dann die Kohlenstoffanreicherung im Boden trotz des erhöhten Eintrags aus der Vegetation.

Weiterhin können sich durch Veränderungen in der Konkurrenz ko-existierender Individuen und ihrer Mortalität deutliche Unterschiede in der Auswirkung des CO_2 -Düngungseffekts auf die Kohlenstoffspeicherung auf Ökosystemebene ergeben.

Diese Beobachtungen sind die Grundlage der Hypothese der „ CO_2 -Düngung der Landbiosphäre“, derzufolge die Zunahme der Photosynthese durch erhöhte CO_2 -Konzentration die Bruttoprimaryproduktion – und damit die Kohlen-

stoffspeicherung an Land – verstärkt. In numerischen Modellen der terrestrischen Biosphäre stellt dieser Prozess den Hauptgrund für die Zunahme der terrestrischen Produktivität seit 1960 und damit der Nettokohlenstoffaufnahme dar (FRIEDLINGSTEIN et al. 2020). In Erdsystemmodellen, also Modellen, in denen der globale Kohlenstoffkreislauf von Atmosphäre, Land und Ozean simuliert wird, führt diese sogenannte „ CO_2 -Düngung“ zu einer negativen Wechselwirkung zwischen Landkohlenstoffspeicher und atmosphärischer CO_2 -Konzentration, und reduziert, wie in Beitrag 8 besprochen, damit den Anstieg der atmosphärischen CO_2 -Konzentration (ARORA et al. 2020). Das Ausmaß der Nährstofflimitierung der terrestrischen Biosphäre ist einer der wesentlichen Unsicherheitsfaktoren bei der Abschätzung des CO_2 -Düngungseffektes. Modelle, die den terrestrischen Nährstoffkreislauf berücksichtigen, zeigen einen kleineren Effekt, als Modelle, die dies nicht tun.

3.1.2 Stickstoffdeposition

In vielen natürlichen Ökosystemen ist Stickstoff sowohl für Pflanzen als auch Bodenorganismen ein limitierender Nährstoff. Eine Vielzahl von experimentellen Studien zeigt daher, dass zusätzliche, chronische Stickstoffeinträge in Ökosysteme durch veränderte Allokation des Kohlenstoffes zu einer zusätzlichen Kohlenstoffspeicherung führen können. Dies gilt, solange die Einträge nicht eine Größenordnung erreichen, bei der die mit der Anreicherung von Stickstoff verbundene Versauerung der Ökosysteme zu reduzierter Produktivität führt. Die wesentlichen Quellen von anthropogenen Stickstoffeinträgen in natürliche Ökosysteme sind die Verbrennung von fossilen Energieträgern (z. B. NO_x aus der Verbrennung von Benzin/Diesel), sowie Stickstoff-Emissionen in der Folge von Düngerganwendungen in der Landwirtschaft, während natürliche Einträge beispielsweise durch Blitzschläge eher gering sind. Die globale räumliche Verteilung dieser Stickstoffdeposition ist daher eng mit der Bevölkerungsdichte, sowie industrieller Aktivität verknüpft. Insbesondere NO_x wird jedoch aufgrund seiner relativen Langlebigkeit in der Atmosphäre hunderte bis tausende Kilometer transportiert, und abwärts der Quellgebiete deponiert. Anthropogene Stickstoffdeposition ist daher ein globales Phänomen, welches zumindest in der Nordhemisphäre zu beträchtlichen, wenn auch regional deutlich unterschiedlichen Stickstoffeinträgen führt. Modellsimulationen und empirische Schätzungen lassen den Schluss zu, dass Stickstoffdeposition für bis zu 10 % der terrestrischen Nettokohlenstoffaufnahme verantwortlich ist.

3.1.3 Ozonbelastung

Die Belastung mit bodennahem Ozon ist ein dritter wesentlicher Faktor des atmosphärischen Einflusses auf die Landvegetation. Bodennahes Ozon kommt auch natürlich vor, aber phytotoxische Konzentrationen sind zu großen Teilen auf anthropogene Prozesse wie zum Beispiel der Verbrennung fossiler Energieträger zurückzuführen, welche die Entwicklung von bodennahem Ozon begünstigen. Ozonbe-

lastung schädigt Blattzellen und geht daher mit reduzierter Photosynthese einher. Ozongeschädigte Pflanzen weisen ein reduziertes Wachstum und eine höhere Anfälligkeit für sekundäre Schädigungen, zum Beispiel durch Schädlingsbefall, auf. Abschätzungen mit numerischen Modellen zeigen, dass erhöhte Ozonbelastung die Bruttoprimärproduktion einzelner Ökosysteme deutlich (20–30 %) senken kann, allerdings ist die Größe der Auswirkung auf die langfristige, regionale bis globale Kohlenstoffbilanz nicht abschließend geklärt.

3.2 Auswirkungen der Veränderung des Klimas

Eine Reihe von klimatischen Faktoren (Länge der Vegetationsperiode, Jahresmitteltemperatur und -niederschlag, Einstrahlung, sowie deren Variabilität und Extreme) beeinflusst sowohl die Produktivität als auch die Atmungsprozesse und Störungsdynamiken in terrestrischen Ökosystemen (PIAO et al. 2020). Die Jahr-zu-Jahr Variabilität dieser Faktoren ist sehr wahrscheinlich die Hauptursache für die starken Schwankungen der jährlichen terrestrischen Kohlenstoffbilanz (siehe Abb. 2-2).

Die Pflanzenproduktivität hängt stark vom lokalen Klima ab. In kalten Gebieten führt Erwärmung im Allgemeinen zu einem früheren Beginn der Vegetationsperiode und damit zu einem Anstieg der Produktivität der Vegetation zu Beginn der Saison. Dieser Trend wird jedoch durch Wasser-, Energie- und Nährstoffverfügbarkeit sowie negative Auswirkungen der Klimavariabilität beeinflusst, die die Auswirkungen der Erwärmung allmählich verringern können.

In tropischen und gemäßigten Klimazonen wirkt sich die Temperatur gleichzeitig auf die CO₂-Aufnahme durch Photosynthese aus – also auch auf die Atmungsprozesse der Pflanze. Darüber hinaus beeinflusst die Temperatur auch das atmosphärische Dampfdruckdefizit und damit die Transpiration der Pflanzen. Dies wirkt sich über die Steuerung der Transpiration durch die Spaltöffnungen der Blätter direkt auf die Photosynthese, aber auch auf den Wassergehalt des Bodens und des Pflanzengewebes aus. In der Summe kann die direkte Auswirkung der Erwärmung auf die Photosynthese je nach Umweltkontext positiv, negativ oder unveränderlich sein. Beobachtungen und Modelle deuten darauf hin, dass die Auswirkungen des Dampfdruckdefizits stärker sind als die direkten Temperatureffekte auf die Enzymaktivitäten, und dass die Akklimation der Photosynthese an die vorherrschende Temperatur wichtig für eine verlässliche Abschätzung der Auswirkung des Klimawandels ist.

Die zunehmende Häufigkeit und Intensität von extremen Temperaturen und Trockenheit, und insbesondere ihr kombiniertes Auftreten tragen maßgeblich zur interannuellen Variabilität des Kohlenstoffkreislaufs bei. Durch verstärkte Mortalität in der Folge dieser Ereignisse kann es zu starken Verlusten an Kohlenstoff und zu einer Veränderung der Vegetationsstruktur und -dynamik kommen.

Veränderungen der Bodenkohlenstoffvorräte als Reaktion auf den Klimawandel stellen eine potenziell starke positive Rückkopplung dar. Dies geht auf die grundlegende Beobachtung zurück, dass in fast allen globalen Ökosystemen, auch in den Tropen, die Bodenatmung unter höheren Temperaturen höher ist. Bei gleichbleibenden Einträgen aus der Vegetation führt dies zu einem schnelleren Umsatz des Bodenkohlenstoffs und damit zu Verlusten von Bodenkohlenstoff an die Atmosphäre. Die dieser Systemantwort zugrundeliegende mikrobielle Dynamik im Boden verändert sich aber als Reaktion auf die Temperatur, was zu komplexen längerfristigen Effekten führt, die die kurzfristige Sensitivität der Bodenatmung gegenüber der Temperatur deutlich verändern. Solche Anpassungsreaktionen werden als Reaktion auf langfristige Erwärmungsexperimente beobachtet, aber ihre Auswirkung auf den globalen Kohlenstoffkreislauf ist noch nicht vollständig verstanden.

Torfböden, in denen sich aufgrund gesättigter und anoxischer Bedingungen dicke organische Schichten bilden, sowie Permafrostböden, in denen durch Frost fossiler Bodenkohlenstoff über Jahrtausende stabilisiert wurde, stellen eine weitere mögliche Quelle für die Abgabe von Kohlenstoff an die Atmosphäre dar. Torfböden können infolge des Klimawandels sowohl in hohen als auch in tropischen Breitengraden und in Kombination mit der anthropogenen Entwässerung von Feuchtgebieten austrocknen, und sich dadurch verstärkt zersetzen oder verbrennen.

Eine anhaltende Bodenerwärmung kann durch verstärkte Zersetzung der organischen Bodensubstanz zu einer verstärkten Freisetzung von in ihr gebundenen Nährstoffen führen. Ökosystemexperimente weisen darauf hin, dass dieser Effekt in Ökosystemen, in denen die Produktivität durch Nährstoffverfügbarkeit begrenzt wird, einen Düngeeffekt der Vegetation, und somit erhöhte Kohlenstoffspeicherung in der Vegetation bewirken kann. Modelle, die diesen Prozess einbeziehen, zeigen tendenziell eine schwächere Kohlenstoff-Klima-Rückkopplung als Modelle, die dies nicht tun.

Feuer sind in vielen saisonal trockenen Ökosystemen weltweit ein natürlicher Bestandteil der Kohlenstoffdynamik, auch wenn sie heutzutage teilweise durch menschliche Einflussfaktoren reguliert (aber auch verursacht) werden. Der Klimawandel wird neben den menschlichen Aktivitäten eine zunehmende Rolle bei der Bestimmung von Waldbrandregimen spielen. Es ist zu erwarten, dass eine weit verbreitete Zunahme der Wetterlagen, die Feuerentwicklung fördern, durch zunehmende Temperaturen und Veränderungen im Wasserkreislauf die Häufigkeit und Schwere von Waldbränden in vielen Biomen erhöhen wird. Erhöhte Brandhäufigkeit und -intensität betrifft vor allem arktische, boreale, mediterrane Ökosysteme sowie degradierte tropische Wälder und tropische Wald-Savannen-Übergangszonen. Die Erdsystemmodelle des CMIP5, die Feuerdynamiken explizit berücksichtigen, prognostizieren einen Anstieg der Kohlenstoffemissionen durch Feuer um 8 bis 58 % unter zukünftigen Szenarien, mit höheren

Emissionen unter Szenarien mit stärkerer Erwärmung, wobei die Varianz im Ensemble hauptsächlich durch unterschiedliche Faktoren wie Bevölkerungsdichte, Brandmanagement und andere Landnutzungsprozesse bestimmt wird.

Der Klimawandel treibt auch Veränderungen der Vegetationszusammensetzung und der Kohlenstoffspeicherung in Ökosystemen durch andere Störungen wie das Waldsterben voran, die zu Verschiebungen der globalen Biome führen. Neuere Ökosystemmodellierungsansätze, die ein höheres Maß an Heterogenität und Vielfalt der Ökosysteme berücksichtigen, zeigen eine geringere Empfindlichkeit gegenüber solchen waldsterbensartigen Veränderungen. Abgesehen von solchen Biom-Verschiebungen zeigen Beobachtungen tropischer Wälder auch, dass zunehmende Baumsterblichkeitsraten in tropischen Wäldern die Kohlenstoffumsatzzeiten und -speicherung verringern können, und dass erhöhte Baumsterblichkeitsraten in tropischen Wäldern und andernorts mit erhöhten Temperaturen und Dampfdruckdefiziten zu erwarten sind. Ein Ensemble von Landmodellen, das ökologische Prozesse wie die Walddemografie einbezieht, zeigt, dass Änderungen der Sterblichkeit ein wichtiger Treiber der Kohlenstoffdynamik sein können als Änderungen der Produktivität; allerdings werden diese Prozesse in der heutigen Generation von globalen Vegetationsmodellen nicht ausreichend gut dargestellt.

Literatur

- 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.
- CIAIS, P., DOLMAN, A.J., BOMBELLI, A., et al., 2014: Current systematic carbon-cycle observations and the need for implementing a policy-relevant carbon observing system. *Biogeosciences* **11**, 3547-3602, doi: 10.5194/bg-11-3547-2014.
- FISCHER, G., NACHTERGAELE, F., PRIELER, S., VAN VELTHUIZEN, H.T., VERELST, L., WIBERG, D., 2008: Global Agro-ecological Zones Assessment for Agriculture (GAEZ 2008). IIASA, Laxenburg, Austria and FAO, Rome, Italy.
- FRIEDLINGSTEIN, P., O'SULLIVAN, M., JONES, M.W., et al., 2020: Global Carbon Budget 2020. *Earth System Science Data* **12**, 3269-3340, doi: 10.5194/essd-12-3269-2020.
- JUNG, M., SCHWALM, C., MIGLIAVACCA, M., et al., 2020: Scaling carbon fluxes from eddy covariance sites to globe: Synthesis and evaluation of the FLUXCOM approach. *Biogeosciences* **17**, 1343-1365, doi: 10.5194/bg-17-1343-2020.
- KEENAN, T.F., WILLIAMS, C.A., 2018: The terrestrial carbon sink. *Annual Review of Environment and Resources* **43**, 219-243, doi: 10.1146/annurev-environ-102017-030204.
- PIAO, S., WANG, X., WANG, K., LI, X., BASTOS, A., CANADELL, J.G., CIAIS, P., FRIEDLINGSTEIN, P., SITCH, S., 2020: Interannual variation of terrestrial carbon cycle: Issues and perspectives. *Global Change Biology* **26**, 300-318, doi: 10.1111/gcb.14884.
- SPAWN, S.A., SULLIVAN, C.C., LARK, T.J., GIBBS, H.K., 2020: Harmonized global maps of above and belowground biomass carbon density in the year 2010. *Scientific Data* **7**, 112, doi: 10.1038/s41597-020-0444-4.
- WALKER, A.P., DE KAUWE, M.G., BASTOS, A., et al., 2021: Integrating the evidence for a terrestrial carbon sink caused by increasing atmospheric CO₂. *New Phytologist* **229**, 2413-2445, doi: 10.1111/nph.16866.
- ZAEHLE, S., 2018: Dynamic Global Vegetation Models. In: Plant Ecology. SCHULZE, ED., BECK, E., BUCHMANN, N., CLEMENS, S., MÜLLER-HOHENSTEIN, K., SCHERER-LORENZEN, M. (Hrsg.), Springer, Berlin, Heidelberg, doi: 10.1007/978-3-662-56233-8_22.

Kontakt

PROF. DR. SÖNKE ZAEHLE
Max-Planck-Institut für Biogeochemie
Abteilung Biogeochemische Signale
Hans-Knöll-Str. 10
07745 Jena
szaehle@bgc-jena.mpg.de

J. PONGRATZ

3

Effekte von Landnutzungsänderungen auf den Kohlenstoffkreislauf

Effects of land use changes on the carbon cycle

Zusammenfassung

Seit mindestens 10.000 Jahren verändert der Mensch durch Landnutzung die Vegetationsbedeckung der Kontinente. Derzeit sind etwa drei Viertel der eisfreien Landoberfläche von Landnutzung betroffen. Daraus ergeben sich tiefgreifende Störungen der Vegetations- und Bodenkohlenstoffspeicher, aber auch Transport von Kohlenstoff in Erosion und Handel. Landnutzungsänderungen sind für ein Drittel der bis heute verursachten CO₂-Emissionen verantwortlich, auch wenn sich der Anteil an den jährlichen Emissionen aufgrund der steigenden Emissionen aus der Verbrennung fossiler Energieträger im letzten Jahrzehnt auf nur etwa 14% belief. Die Rolle der Landnutzung wird sich vermutlich fundamental ändern, wenn das 1,5-Grad-Ziel angestrebt wird, da aktuellen Szenarien zufolge substantielle zusätzliche Senken durch Aktivitäten wie Aufforstung erzeugt werden müssen.

Summary

Humans have altered the vegetation cover of the continents for at least 10,000 years. Today, about three quarters of the ice-free land surface have been affected by land use. This results in profound disturbances of vegetation and soil carbon stocks, but also in transport of carbon in erosion and trade. Land use changes are responsible for about one third of cumulative CO₂ emissions until today, although today's share in total emissions decreased to about 14% due to the strong increase in emissions from burning fossil fuels. The role of land use will likely change fundamentally if the 1.5 degree target is pursued, because scenarios assume substantial additional sinks in land use activities such as afforestation.

1 Definitionen von Landnutzungsänderungen und damit verbundenen Kohlenstoffemissionen

Landbedeckungsänderung, Landnutzungsänderung und Landmanagement werden in Klima- und Landsystemforschung nicht immer einheitlich definiert. Landbedeckung (*land cover*) ergibt sich aus den Landoberflächeneigenschaften eines Ortes (z. B. biophysikalisch, topographisch) und beschreibt im Allgemeinen die dort vorherrschenden Vegetations- und Bodeneigenschaften (siehe Abb. 3-1; PONGRATZ et al. 2018). Landbedeckungsklassen sind oft weit definiert (z. B. Wald, Grasland, offener Boden) und können in feinere Klassen unterteilt werden (z. B. laub-abwerfender Wald, Nadelwald, Mischwald). Karten stellen Landbedeckung entweder kontinuierlich (z. B. Prozent

Waldbedeckung) oder als dominanten Typ dar. Landnutzung (*land use*) bezieht sich auf den Zweck oder die Aktivitäten, mit denen der Mensch ein Stück Land nutzt oder nicht nutzt. Auch Landnutzungsklassen sind weit definiert (z. B. Forstwirtschaft, Beweidung, Ackerbau). Landmanagement (*land management*) bezieht sich auf die Landnutzungspraktiken, die innerhalb dieser weiten Klassen stattfinden (z. B. Düngung, Ernte, Durchforstung). Landnutzungsänderungen beziehen sich entweder auf (a) Umwandlung zwischen Landnutzungsklassen (z. B. Ausdehnung landwirtschaftlicher Flächen) oder (b) Änderungen im Landmanagement innerhalb dieser Klassen (z. B. landwirtschaftliche Intensivierung). Landnutzungsänderungen können damit die Landbedeckung modifizieren (z. B. Degradierung) oder gänzlich ändern (z. B. Entwaldung).

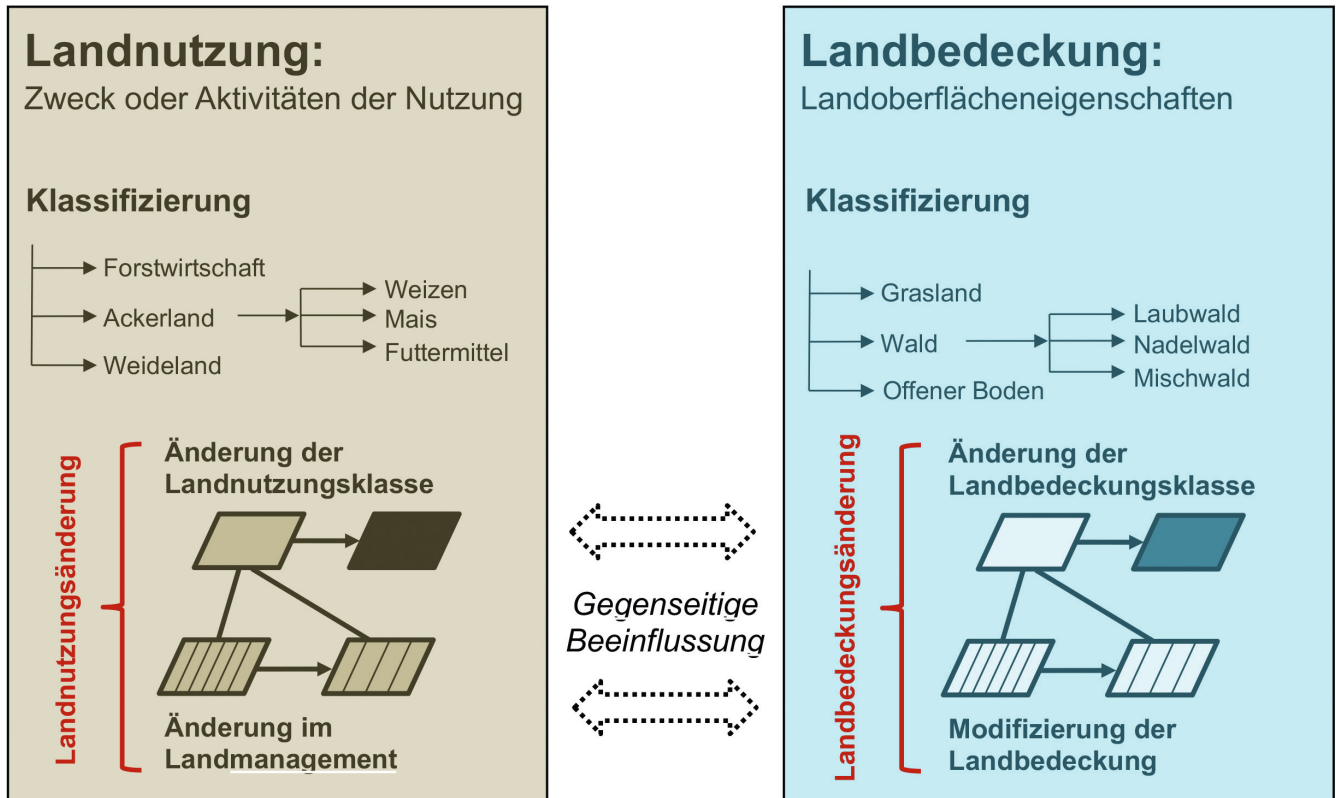


Abbildung 3-1: Zur Definition von Landbedeckungsänderung, Landnutzungsänderung und Landmanagement (modifiziert aus PONGRATZ et al. 2018).

Die mit Landnutzungsänderungen in Verbindung stehenden CO₂-Flüsse werden als „Nettolandnutzungsänderungsfluss“ (*net land use change flux*), verkürzt „Nettolandnutzungsfluss“, zusammengefasst. Sie umfassen Quellen, beispielsweise aus Brandrodung, und Senken, wie Waldaufwuchs auf aufgelassenen Agrarflächen. Oft wird auch „Landnutzungsemission“ verwendet, auch wenn der Nettolandnutzungsänderungsfluss nur in der globalen Summe und nicht in allen Regionen und zu allen Zeiten eine Emission vom Land in die Atmosphäre darstellt.

2 Wirkungsweise von Landnutzungsänderungen im Kohlenstoffkreislauf

Landnutzungsänderungen verändern in der Regel die Kohlenstoffdichte der Vegetation und der Böden und führen zu Transport von Kohlenstoff in Produkten und durch Erosion (Abb. 3-2). Landbedeckungsänderungen, insbesondere Entwaldung, führen oft zu einem Verlust von Vegetationskohlenstoff, da Wälder in der Regel höhere Biomassedichten (größenordnungsmäßig 7–20 kg/m²) als Weide und Ackerland (0,1–2 kg/m²). Aber auch Landmanagement kann die Biomassedichten substantiell verändern. Gerodete Biomasse gelangt auf verschiedenen Zeitskalen in die Atmosphäre: instantan bei Brandrodung, oder als verzögerte Emissionen nach Wochen bis Jahrhunderten, je nach Nutzung der Biomasse in Produkten wie Brennholz, Papier oder als Baumaterial. Das Aufgeben landwirtschaftlicher Flächen erlaubt Nachwachsen der

Biomasse, allerdings oft in langsamerem Tempo als Verbrennen und Verrotten der Biomasse, was zu einer Asymmetrie und netto geringerem Biomassebestand führt – ein Ausgleich von Rodungs- und Aufwuchsflächen wie etwa bei Rotationsfeldwirtschaft ist deshalb meist nicht CO₂-neutral. Eine Störung der natürlichen Vegetation kann außerdem zu Degradierung führen; ein vollständiges Nachwachsen zur ursprünglichen Biomassedichte ist dann nicht mehr möglich. Eine Überführung der Biomasse in langlebige Produkte sowie die Substitution fossiler Energieträger oder Ersatz von Baustoffen wie Zement, deren Herstellung CO₂-Emissionen verursacht, können hingegen zu einer Nettoaufnahme von CO₂ beitragen.

Globale Märkte haben dazu geführt, dass große Teile der Agrar- und Forstproduktion über Ländergrenzen hinweg gehandelt werden. Dies geht einher mit einer Verlagerung land- und forstwirtschaftlicher Flächen (*displacement*). Weltweit werden nur etwa drei Viertel der konsumierten land- und forstwirtschaftlichen Produkte im jeweiligen Land selbst angebaut, in der EU nur etwa die Hälfte (YU et al. 2013). Einzelne Länder nutzen den Großteil ihrer Agrarflächen für den Export.

Auch die Bodenkohlenstoffdichten unterscheiden sich zwischen natürlichen und genutzten Flächen. Landnutzungsänderungen ändern Qualität und Quantität des eingetragenen Materials, zum Beispiel gibt es eine Verschiebung hin zu langsamer abbaubarem Material bei Aufforstung oder eine Reduktion des Eintrags durch Ernte von Ackerland.

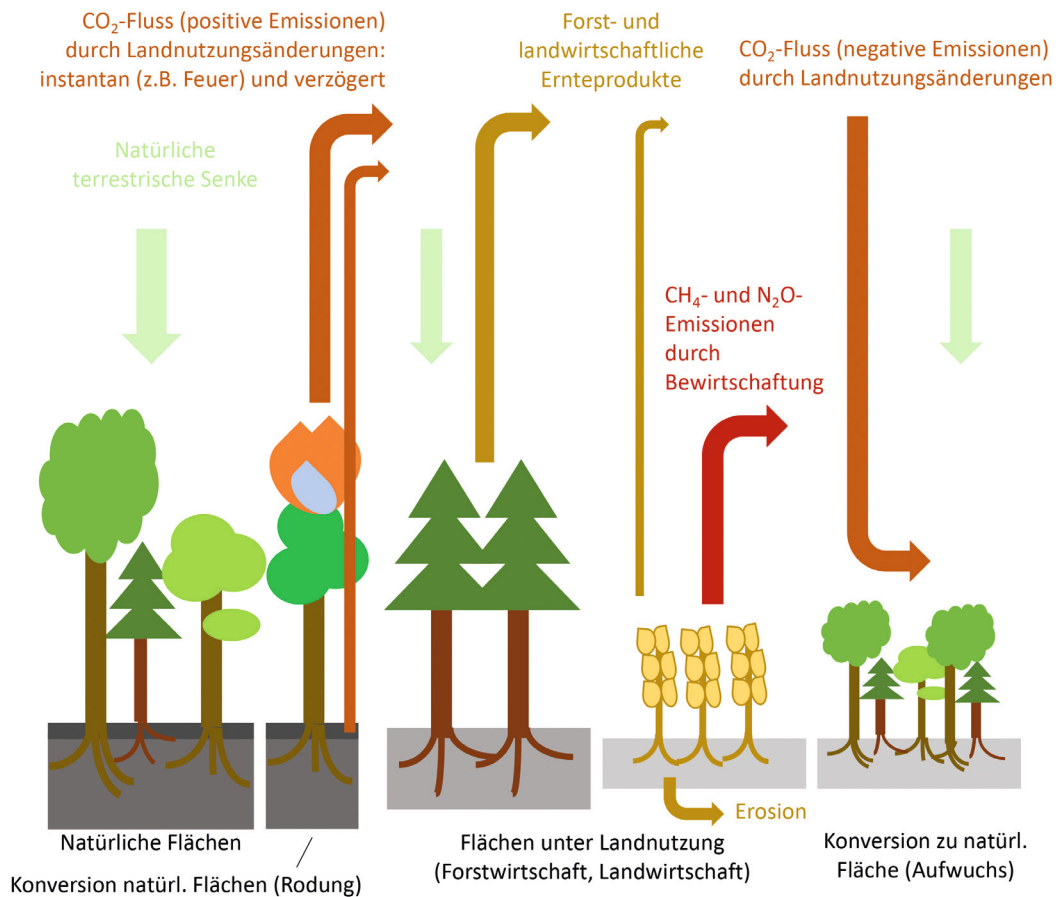


Abbildung 3-2: Schematische Abbildung der wichtigsten Effekte von Landnutzung und Landnutzungsänderungen auf den Kohlenstoffkreislauf: veränderte Vegetationsart und -nutzung, entsprechend veränderte Vegetations- und Bodenkohlenstoffgehalte und sich daraus ergebende CO₂-Flüsse (gebogene Pfeile); zur Vollständigkeit der Treibhausbilanz sind auch Landnutzungsemissionen aus Methan und Lachgas eingetragen. Gerade Pfeile stellen die natürliche terrestrische Senke dar und sind nur Teil von Landnutzungsemissionen, falls der Verlust der zusätzlichen Senke durch Rodung berücksichtigt werden soll.

Vielfältige Prozesse in der Landwirtschaft führen zu Erosion und damit Abtrag von Bodenkohlenstoff, der entweder in die Atmosphäre gelangt oder im Ozean oder auf dem Land abgelagert wird. Der Nettoeffekt von Erosion durch Landwirtschaft und anschließender Sedimentation ist nicht abschließend geklärt und reicht von 1 Petagramm Kohlenstoff (PgC) pro Jahr Quelle bis 1 PgC/Jahr Senke von CO₂ (z. B. VAN OOST et al. 2007).

Der Nettolandnutzungsfluss ist einer der zwei Emissionsterme im anthropogen gestörten globalen Kohlenstoffbudget, die sich, von Fehlern abgesehen, zu den drei Senken in Atmosphäre, terrestrischer Biosphäre und Ozean aufaddieren (FRIEDLINGSTEIN et al. 2019; siehe Beitrag 1 in diesem Heft). Er wird auf globaler Skala mit Modellen simuliert (siehe folgender Abschnitt), ähnlich wie die natürliche terrestrische Senke (Beitrag 2). Erosion und Handel von Produkten führen zu lateralen CO₂-Flüssen, sodass die CO₂-Bilanz von Landnutzungsänderung nur global geschlossen ist und regional nicht zwangsläufig die gleiche Menge CO₂ in Photosynthese gebunden wird, wie durch Respiration und Störungen verloren geht. Die wenigsten Modelle, die verwendet werden, um den Nettolandnutzungsfluss und die terrestrische Senke zu quantifizieren, repräsentieren anthropogene und natürliche laterale CO₂-

Flüsse. Dies erschwert einen direkten Vergleich zu Inversionen, die aus Messungen von atmosphärischem CO₂, Transportmodellen und Informationen zu fossilen Emissionen den Nettoaustausch von CO₂ zwischen terrestrischer Biosphäre und Atmosphäre bestimmen.

3 Methoden zur Quantifizierung von Landnutzungseffekten auf den Kohlenstoffkreislauf

Dass die Biosphäre durch natürliche Störungen und Variabilität, anthropogenen Klimawandel (inklusive CO₂-Anstieg) und Landnutzungsänderungen gleichzeitig beeinflusst wird, erschwert die Beobachtung der Landnutzungseffekte auf den Kohlenstoffkreislauf erheblich. Dennoch ist die Aufteilung des Land-Atmosphären-Austauschs von CO₂ in Nettolandnutzungsfluss und natürliche terrestrische Senke eine hohe Priorität – einerseits um Prozessverständnis zu gewinnen, andererseits aus politischen Erwägungen, da Emissionen und zusätzliche Senken durch Landnutzung in der Klimarahmenkonvention der Vereinten Nationen behandelt werden. Änderungen in der stehenden Biomasse (durch Allokationsfaktoren oft auf Gesamtbiomasse erweitert) werden zunehmend aus Fernerkundungsdaten gewonnen (BACCINI et al. 2017). Sie erlauben aber die Isolierung von

Landnutzungseffekten nur auf gerodeten Flächen und quantifizieren nicht die tatsächlich zu einem Zeitpunkt auftretenden Emissionen, sondern die Emissionen, wie sie insgesamt über alle Folgejahre hinweg zu erwarten sind (*committed emissions*, siehe folgender Abschnitt). Abschätzungen der Emissionen aus Beobachtungen von Feuer ermöglichen es, Brandrodungseffekte zu quantifizieren. Bodenkohlenstoffänderungen werden aus Chronosequenzen oder *paired-site setups* abgeleitet. Erstere beobachten die Änderungen nach bekannter Art von Landnutzungsänderung an einem Ort über die Zeit. Messungen auf der Zeitskala von vielen Jahrzehnten sind allerdings rar. Messungen an mehreren Punkten mit vergleichbaren Boden- und Klimaeigenschaften (*paired sites*), aber unterschiedlichem Zeitpunkt nach (der gleichen Art von) Landnutzungsänderung, erlauben Ableitung von Bodenkohlenstoffentwicklung mit dem Alter seit der Landnutzungsänderung. Meta-Analysen aggregieren die hochvariablen Daten für ähnliche Landnutzungsänderungen (z. B. DON et al. 2011). Auch beim Bodenkohlenstoff kürzen sich Störungen und Umweltfaktoren nicht oder nur teilweise heraus. Menge, Art und Handel von Produkten sind aus ökonomischen Daten relativ gut bekannt, allerdings vorrangig seit den 1960er Jahren. Zeitskalen von Jahrhunderten abzudecken, wie es für die teils langsamen Prozesse im Kohlenstoffkreislauf nötig ist, ist für die meisten Beobachtungsreihen eine Einschränkung.

Der Nachteil von Beobachtungsdaten, Landnutzungseffekte oft nicht klar von natürlichen Störungen und sich änderndem Klima trennen zu können, wird durch Modellierung ausgeglichen. Typischerweise werden zwei Modellansätze verfolgt, um den Nettolandnutzungsfluss zu quantifizieren: Buchhaltungsmodelle (*bookkeeping models*) und prozessbasierte Modelle (in der Regel „Dynamische Globale Vegetationsmodelle“, DGVMs). Buchhaltungsmodelle kombinieren Daten zu den von verschiedenen Landnutzungsänderungen betroffenen Flächen mit Kohlenstoffdichten der Ursprungs- und Zielvegetation, wie sie im ursprünglichen, beziehungsweise neu zu erreichenden Gleichgewicht herrschen würden. Zerfalls- und Aufwuchskurven für den Kohlenstoffgehalt in Vegetation, Boden und Produkten verteilen die Differenz der Gleichgewichtskohlenstoffdichten über die Zeit. Flächendaten zu Landnutzungsänderungen stammen für globale Ansätze meist aus Fernerkundungsdaten, die mit Annahmen zu Bevölkerungsentwicklung, Art der Landnutzung und Lebensweise in der Vergangenheit zurückskaliert werden (HURTT et al. 2020). Gleichgewichtskohlenstoffdichten werden oft aus Fernerkundung oder Inventurdaten abgeleitet. Implizit beinhalten Buchhaltungsmodelle alle Arten von Landmanagement, da die Kohlenstoffdichten von Weide- und Ackerflächen stammen; praktisch werden verschiedene Landmanagementpraktiken aber meist nicht getrennt. Oft werden Emissionen aus Trockenlegung und Bränden von Torfgebieten aus externen Datenquellen auf Buchhaltungsmodellresultate addiert. DGVMs hingegen simulieren den Kohlenstoffkreislauf prozessbasiert: Die verschiedenen Arten von Landnutzungsänderungen wirken über veränderte Photosynthese- und Respirationraten, Interaktionen mit Feuer, Produktnutzung

und Erosion, wobei DGVMs sich sehr in der Vollständigkeit der Prozessdarstellung unterscheiden. So repräsentieren von 16 in jährlichen Abschätzungen des anthropogenen CO₂-Budgets verwendeten DGVMs nur 9 Modelle Holzernte, 5 Rotationsfeldwirtschaft oder 10 Feuer und Feuermanagement (FRIEDLINGSTEIN et al. 2019).

Abgesehen von unterschiedlicher Vollständigkeit in der Beschreibung von Landnutzungspraktiken weisen Beobachtungs- wie Modellstudien verschiedene Terminologien auf, welche Komponenten in welcher Form im Nettolandnutzungsfluss enthalten sind. Werden Emissionen aus Verlust von Biomasse durch Entwaldung aus satellitenbasierten Abschätzungen stehender Biomasse zu zwei (oder mehr) Zeitpunkten abgeleitet, werden *committed emissions* quantifiziert, also auch CO₂-Flüsse vorweggenommen und dem Zeitpunkt der Landnutzungsänderung zugeordnet, die aus langsamer Verrottung im Feld und von Produkten, aber auch durch langsamen Aufwuchs erst später realisiert werden (RAMANKUTTY et al. 2007). DGVMs können CO₂-Emissionen aus historischen Landnutzungsänderungen unter verschiedenen Umweltbedingungen (Klima, CO₂, Stickstoffdeposition, Aerosolen etc.) quantifizieren: etwa unter vorindustriellen oder heutigen Umweltbedingungen oder unter den tatsächlichen transienten Umweltveränderungen. In letzterem Fall ergibt sich der Nettolandnutzungsfluss aus der Differenz einer Simulation und, als Referenzlauf, einer Simulation ohne Landnutzungsänderung. Dies führt zu Berücksichtigung eines zusätzlichen Flusses, dem Verlust der zusätzlichen Senke: In der Simulation ohne Landnutzungsänderung (also unter Beibehaltung der Landbedeckung z. B. von 1850) existiert im gesamten Verlauf mangels landwirtschaftlicher Ausdehnung mehr Wald. Dieser Wald fungiert, global gesehen, als stärkere Kohlenstoffsенке als landwirtschaftliche Flächen (vor allem weil Wald mit seiner holzigen Struktur eine langlebige Senke in Reaktion auf CO₂-Düngung bietet). Zieht man die Simulation ohne Landnutzungsänderung von der mit Landnutzungsänderung ab, wird diese zusätzliche Senke des Waldes „verloren“ und taucht als Teil des Nettolandnutzungsflusses auf. Der Verlust der zusätzlichen Senke erhöht die Abschätzungen des Nettolandnutzungsflusses vor allem der letzten Jahrzehnte und kann unter hohen CO₂-Szenarien Abschätzungen des Landnutzungsflusses im Vergleich zu Buchhaltungsabschätzungen Größenordnungsmäßig verdoppeln (PONGRATZ et al. 2014). Eine weitere Definition bietet die Klimarahmenkonvention, unter der alle CO₂-Flüsse auf bewirtschaftetem Land zum Nettolandnutzungsfluss gezählt werden – unabhängig davon, ob sie durch Landnutzungsänderungen oder durch Umweltänderungen herbeigeführt sind. Dies führt dazu, dass natürliche Senken auf bewirtschaftetem Land miteinbezogen, der Nettolandnutzungsfluss also in der Regel als kleinere Quelle bzw. größere Senke von CO₂ quantifiziert wird (GRASSI et al. 2018). Welche Definition verwendet wird, spielt für die Quantifizierung also eine entscheidende Rolle, ist in der Literatur aber nicht immer klar dargelegt. Die Wahl der Methodik hängt von der wissenschaftlichen Fragestellung und politischen Anwendung ab.

4 Einfluss historischer Landnutzungsänderung auf den Kohlenstoffkreislauf

Veränderungen in der Landbedeckung begannen mit der Ausdehnung der Landwirtschaft im Holozän sichtbar zu werden, fanden aber in geringerem Maße auch schon zuvor durch Jagd, Selektion von Baumarten und Einsatz von Feuer durch Jäger- und Sammlergesellschaften statt. Kumulative Emissionen von Beginn der Landwirtschaft bis heute existieren aus globalen Kompilationen von Kohlenstoffänderungen; beispielsweise schätzen ERB et al. (2017) den Verlust von Biomasse bis heute auf 447 (375 – 525) PgC, also knapp die Hälfte der potentiellen Biomasse, die ohne Landnutzungsänderungen bestehen würde. Wie groß der vorindustrielle Anteil im Nettolandnutzungsfluss war, ist noch immer sehr unsicher, teilweise auch wegen Unsicherheiten in natürlichen CO₂-Quellen und -Senken im Verlauf des Holozäns wie Wachstum der Korallenriffe und Aufbau von Torfböden. Hohe Annahmen bezüglich Ausdehnung von Landwirtschaft vor 1850 scheinen inkompatibel mit dem Kohlenstoffbudget der industriellen Zeit (STOCKER et al. 2017), aber auch geringere Landnutzungsänderungen scheinen bereits einen Anstieg der atmosphärischen CO₂-Konzentration verursacht haben zu können, der nicht durch natürliche Variabilität zu erklären ist. Ob historische Ereignisse wie Epidemien und Kriege einen nachweisbaren Einfluss auf das atmosphärische CO₂ gehabt haben, bleibt umstritten (PONGRATZ et al. 2011).

Heute sind etwa drei Viertel der eisfreien Landoberfläche unter Nutzung, gut ein Viertel waren Landbedeckungsänderungen unterzogen, in knapp der Hälfte fand Landmanagement statt. Nicht direkt durch Landnutzung beeinflusste Gebiete befinden sich vor allem in unfruchtbaren Regionen (kalte und trockene Wüsten; Abb. 3-3). Etwa ein Viertel der Nettoprimärproduktion ist vom Menschen genutzt, teils durch Ersetzen hochproduktiver natürlicher Ökosysteme durch Agrarflächen, teils durch Ernte (HABERL et al. 2007). Verschiedene mit Landnutzung verbundene Aspekte wie Düngemiteleinsetz, Biodiversitätsverlust und Entwaldung tauchen regelmäßig als Beleg des „Anthropozäns“, der Dominanz des Menschen auf eine Vielzahl von Teilbereichen des Erdsystems, auf (STEFFEN et al. 2015).

Abschätzungen des Nettolandnutzungsflusses für die industrielle Zeitperiode geschehen jährlich als Teil des globalen Kohlenstoffbudgets (*global carbon budgets*) des „Global Carbon Projects“. Die Abschätzungen basieren auf dem Mittel zweier Buchhaltungsmodelle, mit Unsicherheitsspannen aus DGVMs. Aufgrund der beschriebenen Schwierigkeiten in Beobachtung und Modellierung wird der Fehler auf etwa ±70 % geschätzt. Bis in die 1950er Jahre hinein waren die globalen Emissionen aus Landnutzungsänderungen größer oder so groß wie Emissionen aus der Verbrennung fossiler Energieträger, sind aber mit Anstieg der Nutzung fossiler Energien heute eine Größenordnung kleiner (Abb. 3-4). Stammen Landnutzungsemissionen in vor-

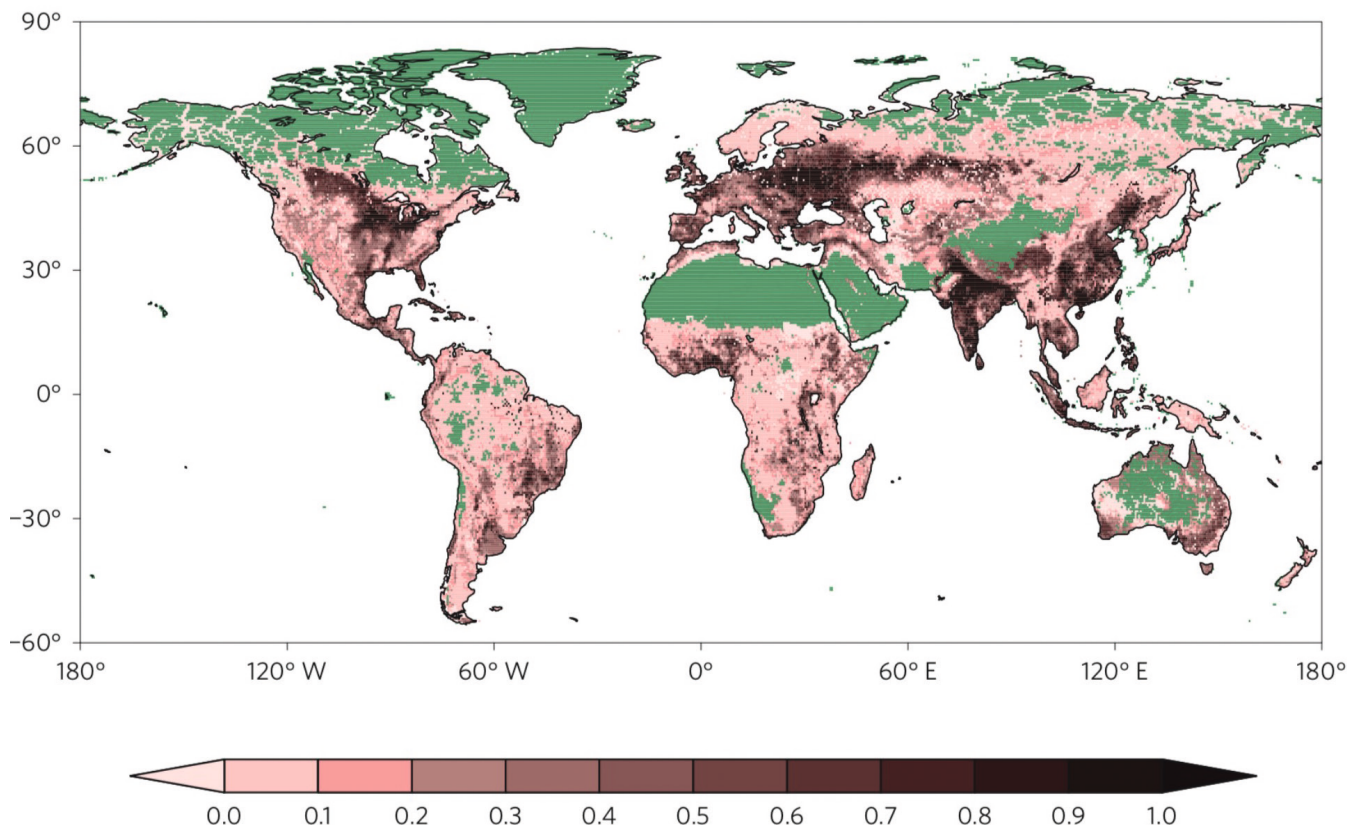


Abbildung 3-3: Nicht direkt durch Landnutzung beeinflusste Gebiete sind grün dargestellt, während Landnutzungsgebiete als Anteil an der Gitterzelle auf der roten Skala ausgewiesen sind. Insgesamt sind etwa drei Viertel der eisfreien Landoberfläche unter Landnutzung (LUYSSAERT et al. 2014).

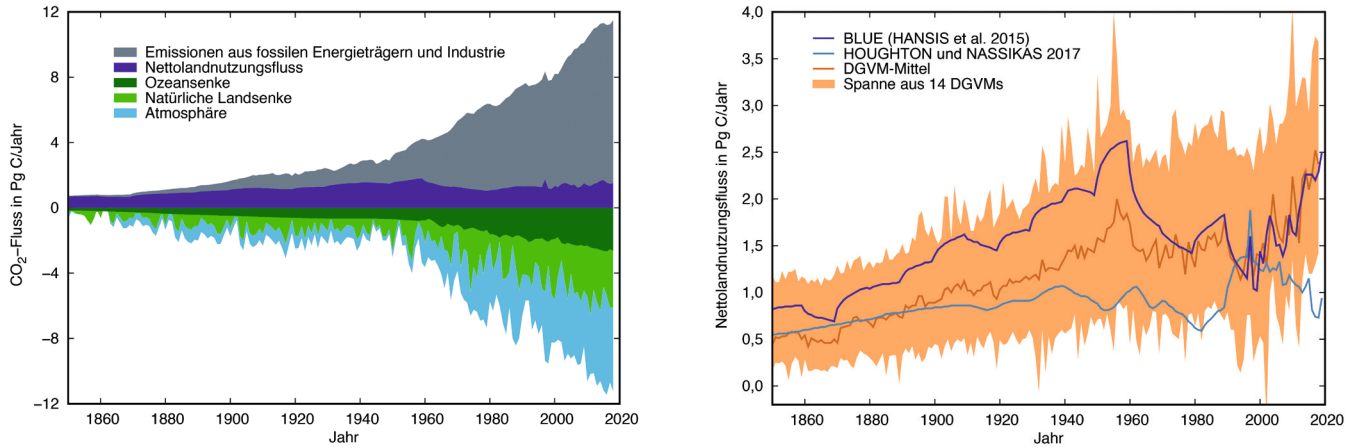


Abbildung 3-4: Der Landnutzungsfluss als Teil des globalen Kohlenstoffbudgets (links) und seine Unsicherheiten aufgrund verschiedener Modell- und Definitionsansätze (rechts; Zwei Buchhaltungsmodelle, die im Mittel den Nettolandnutzungsfluss der linken Abbildung ausmachen, sowie 14 dynamische globale Vegetationsmodelle. Letztere beinhalten den Verlust der zusätzlichen Senke). Daten aus FRIEDLINGSTEIN et al. (2019).

industrieller Zeit vor allem aus der Rodung weiter Teile der frühen Landwirtschaftszentren in Ost- und Südasiens, später Europas und Nordamerikas, stammen sie in den letzten Jahrzehnten vorrangig aus tropischer Entwaldung. Diese Regionen stechen auch in Abbildung 3-5 heraus, die die räumliche Verteilung der kumulativen Biomasseverluste relativ zur potentiellen Biomasse zeigt. In der letzten Dekade wird der Nettolandnutzungsfluss auf $1,5 \pm 0,7$ PgC/Jahr geschätzt, oder 14 % der gesamten anthropogenen CO_2 -Emissionen. Nimmt man Methan (v. a. verursacht durch Wiederkäuer und Nassreisbau) und Lachgas (v. a. verursacht durch Stickstoffdüngung) hinzu – also neben Landnutzungsänderungen auch Landnutzung an sich – erhöht sich der Anteil der Landnutzung an anthropogenen Treibhausgasemissionen auf knapp ein Viertel (IPCC 2019).

In den letzten Jahren häuften sich Hinweise darauf, dass der Nettolandnutzungsfluss systematisch unterschätzt wurde, weil die Ausdehnung von Landmanagement unterschätzt war und Landmanagementpraktiken in Buchhaltungsmodellen nur implizit, in DGVMs weitgehend gar nicht repräsentiert waren. Landmanagement betrifft etwa doppelt so weite Flächen wie Landbedeckungsänderungen; der Einfluss etwa auf Biomasse scheint für beide ähnlich groß (Abb. 3-5; ERB et al. 2017). Relevanz hat diese Erkenntnis

auch für das Verständnis der natürlichen Senken, die, da die Kohlenstoffbilanz in Erdsystemmodellen geschlossen ist, auch unterschätzt gewesen sein müssten, etwa aufgrund von Unterschätzung der Produktivitätszunahme der Vegetation unter Klimawandel und steigendem CO_2 oder aufgrund von nicht berücksichtigtem Abtransport von Kohlenstoff in Flüssen. Die Bedeutung von Landmanagement für das Klima wird vermutlich weiter zunehmen, da wachsende Bevölkerung, gesteigerter Wohlstand und Mehrbedarf an Landressourcen für Bioenergie und Negativemissionstechnologien (siehe Abschnitt 6) den Druck auf Land erhöhen wird. Angesichts der Knappheit ungenutzten produktiven Landes scheint eine Intensivierung und damit Umstellungen im Landmanagement wahrscheinlich.

5 Effekte von Landnutzung auf das Klima über CO_2 hinaus

Die Rolle von Landnutzungsänderungen als substantielle Störung des Erdsystems lässt sich nicht auf Effekte beschränken, die den lokalen bis globalen Kohlenstoffkreislauf betreffen. Nicht- CO_2 Treibhausgase aus Landnutzung wurden im vorigen Abschnitt bereits angesprochen. Aber auch wenn Treibhausgase die derzeit einzige Währung ist,

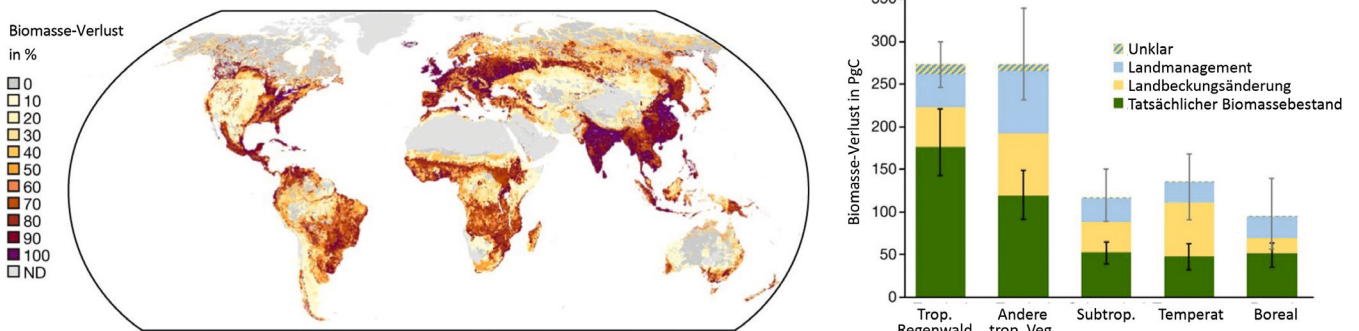


Abbildung 3-5: Verlust von Biomasse durch Landnutzung, abgeschätzt aus sechs bzw. sieben beobachtungs-basierten Datensätzen zu potentieller und tatsächlicher Biomasse (ERB et al. 2017, verändert). Verlust relativ zur potentiellen Biomasse (links) und absolut pro Biomassebestand (rechts). Hier sieht man, dass Landbedeckungsänderungen und Landmanagement etwa gleich viel zum Biomasseverlust beigetragen haben.

in der Landnutzungsänderungen politisch gewertet werden, ist das Bild auch hiermit nicht komplett.

Landnutzungsänderungen beeinflussen das Klima auch über sogenannte biogeophysikalische Mechanismen (im Gegensatz zu den biogeochemischen, die Effekte auf Kohlenstoff- und Nährstoffbilanz bezeichnen). Dies sind Änderungen im Energie-, Wärme- und Wasserhaushalt durch veränderte physikalische Eigenschaften der Landoberfläche. Wälder sind oft dunkler (niedrigere Albedo) als landwirtschaftliche Flächen, absorbieren somit mehr Solarstrahlung und tragen dadurch zu einer Erwärmung des Klimas bei. Ihre höhere Rauigkeit hingegen führt oft zu stärkeren turbulenten Wärmeflüssen und Wärmetransport in die Atmosphäre, insbesondere in Kombination mit Verdunstungskühlung aufgrund der großen transpirierenden Blattfläche und der oft tieferen Wurzeln als Agrarpflanzen. Eine Folge dieser Effekte ist meist ein kühlender Beitrag von Wäldern auf das Klima. Ob wärmende oder kühlende Effekte überwiegen, hängt von der Vegetationsart und Art der Landnutzungsänderung ab, ebenso wie von den lokalen Umweltbedingungen. Stark generalisiert lässt sich sagen, dass in borealen Breiten aufgrund der Schneemaskierung und der dunklen Nadelwälder der Albedoeffekt stark ausgeprägt ist, wobei die Erwärmung durch Änderung der Albedo bei Aufforstung stärker als die Kühlung durch die CO₂-Speicherkapazität der Wälder vor allem in den Regionen ist, die derzeit nicht unter starkem Landnutzungseinfluss stehen und folglich derzeit nicht abgeholzt sind. In den feuchten Tropen dominieren bei Aufforstung die kühlenden Effekte von CO₂-Aufnahme und Zunahme von Rauigkeit und Verdunstung, oft einhergehend mit höherer Wolkenbildung und erhöhter planetarer Albedo über Waldflächen (CLAUSSEN et al. 2001). Relevant ist auch, zwischen lokalen und nicht-lokalen Effekten zu unterscheiden – während Advektion der Störungen in der Energie- und Wasserbilanz durch Aufforstung zu einer Erwärmung in entfernten Regionen führen kann, führen biogeophysikalische Änderungen am Ort der Aufforstung selbst in weiten Regionen der Welt zu Abkühlung (WINCKLER et al. 2019). Die lokalen Temperaturänderungen können dabei mehrere Grad Celsius erreichen, was auf ein mögliches enormes Potential von Landnutzungsänderungen als Maßnahme zur Adaption hinweist.

Andere Ökosystemdienstleistungen von Vegetationsbedeckung reichen weit über Klima und Kohlenstoffkreislauf hinaus. Nahrungsmittelproduktion, Luft- und Wasserqualität sowie Biodiversität sind weitere Beispiele, wie Landnutzungsänderungen das Erdsystem als Ganzes beeinflussen (FOLEY et al. 2005).

6 Effekte zukünftiger Landnutzung

Unter dem Kyoto-Protokoll sind Landnutzungsmaßnahmen, die zu einer Emissionsminderung beitragen, unter „LULUCF“ (*land use, land use change, and forestry*) anrechenbar. Wichtig ist die Zusätzlichkeit der Maßnahme,

die etwa bei der Forstwirtschaft durch Festlegung eines *forest management reference levels* gewährleistet werden soll, gegen den die Effekte der Landnutzungsmaßnahme verglichen werden. REDD+ (*reducing emissions from deforestation and forest degradation*) zielt vor allem auf tropische Regionen ab und bemüht sich um Reduktion der Emissionen aus Entwaldung und Degradierung von Wäldern, um Erhalt der Kohlenstoffspeicher, nachhaltige Forstwirtschaft und Aufforstung. Neue Relevanz hat Landnutzung unter dem Pariser Klima-Abkommen gewonnen: Projektionen sozioökonomischer Modelle zeigen, dass die globalen CO₂-Emissionen Mitte des 21. Jahrhunderts netto Null erreichen müssen um das 1,5-Grad-Ziel zu erreichen. Dies bedeutet, dass bereits weit vorher Negativemissionstechnologien (NETs) zur Kompensation von Emissionen aus der Verbrennung fossiler Energieträger zum Einsatz kommen müssen – je nach Stärke der Anstrengungen zur Reduktion fossiler Emissionen um bis zu 3 PgC/Jahr Mitte des Jahrhunderts und bis zu 5 PgC/Jahr gegen 2100 (FUSS et al. 2018). Neben technischen und ozeanbasierten NETs werden „tCDR“-Maßnahmen (*terrestrial carbon dioxide removal*) erwogen, da sie schnell einsetzbar sind, zum Teil mit vergleichsweise geringen Kosten einhergehen und möglicherweise auf größere soziale Akzeptanz stoßen als technische Lösungen (siehe Beitrag 9). tCDR-Maßnahmen umfassen insbesondere Aufforstung und Wiederaufforstung, Bioenergieplantagen mit CCS (*carbon capture and storage*) (BECCS), Biokohle, beschleunigte Verwitterung und Erhöhung des Bodenkohlenstoffgehalts. Alle Maßnahmen gehen mit Risiken und Nachteilen einher, beispielsweise biogeophysikalische Nebeneffekte, die zu Erwärmung führen, hohe Kosten durch Flächenverbrauch, Sättigung der Senken oder Ungewissheit der Permanenz der Senken unter einem sich weiter wandelndem Klima. Sie können aber auch positive Nebeneffekte haben wie Erhöhung der Bodenfruchtbarkeit. Potentiale der einzelnen Maßnahmen, die aufgrund von Flächenbedarf nicht unbedingt addiert werden können, werden auf größenordnungsmäßig 0–1,5 PgC/Jahr geschätzt; auch wenn Einzelstudien (je nach Definition des Potentials als technologisch oder ökonomisch und je nach Szenario) von teils deutlich höheren Werten ausgehen (FUSS et al. 2018). Damit nimmt Landnutzung unter den 1,5-Grad-Szenarien eine ähnlich große oder sogar größere Rolle bezüglich Flüssen im Kohlenstoffkreislauf ein wie Emissionen aus fossilen Energieträgern, führt mit BECCS neue Arten von Landnutzung ein und macht Landnutzungsänderungen nach vermutlich 10.000 Jahren als globale CO₂-Quelle zu einer globalen CO₂-Senke.

Literatur

- BACCINI, A., WALKER, W., CARVALHO, L., FARINA, M., SULLA-MENASHE, D., HOUGHTON, R., 2017: Tropical forests are a net carbon source based on above-ground measurements of gain and loss. *Science* **358**, 230-234.
- CLAUSSEN, M., BROVKIN, V., GANOPOLSKI, A., 2001: Biogeophysical versus biogeochemical feedbacks

- of large-scale land cover change. *Geophysical Research Letters* **28**, 1011-1014.
- DON, A., SCHUMACHER, J., FREIBAUER, A., 2011: Impact of tropical land-use change on soil organic carbon stocks – a meta-analysis. *Global Change Biology* **17**, 1658-1670.
- ERB, K.-H., KASTNER, T., PLUTZAR, C., et al., 2017: Unexpectedly large impact of forest management and grazing on global vegetation biomass. *Nature* **553**, 73-76.
- FOLEY, J., DEFRIES, R., ASNER, G., et al., 2005: Global consequences of land use. *Science* **309**, 570-574.
- FRIEDLINGSTEIN, P., JONES, M., O'SULLIVAN, M., et al., 2019: Global carbon budget 2019. *Earth System Science Data* **11**, 1783-1838.
- FUSS, S., LAMB, W.F., CALLAGHAN, M.W., et al., 2018: Negative emissions – part 2: Costs, potentials and side effects. *Environmental Research Letters* **13**, 063002.
- GRASSI, G., HOUSE, J., KURZ, W.A., et al., 2018: Reconciling global-model estimates and country reporting of anthropogenic forest CO₂ sinks. *Nature Climate Change* **8**, 914-920.
- HABERL, H., ERB, K.-H., KRAUSMANN, F., et al., 2007: Quantifying and mapping the human appropriation of net primary production in Earth's terrestrial ecosystems. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* **104**, 12942-12947.
- HURTT, G.C., CHINI, L., SAHAJPAL, R., et al., 2020: Harmonization of Global Land-Use Change and Management for the Period 850-2100 (LUH2) for CMIP6. *Geoscientific Model Development* **13**, 5425-5464.
- IPCC, 2019: Summary for Policymakers. In: Climate Change and Land: an IPCC special report on climate change, desertification, land degradation, sustainable land management, food security, and greenhouse gas fluxes in terrestrial ecosystems. SHUKLA, P.R., SKEA, J., CALVO BUENDIA, E., et al. (Hrsg.). Im Druck.
- LUYSSAERT, S., JAMMET, M., STOY, P.C., et al., 2014: Land management and land-cover change have impacts of similar magnitude on surface temperature. *Nature Climate Change* **4**, 389-393.
- PONGRATZ, J., CALDEIRA, K., REICK, C.H., CLAUSSEN, M., 2011: Coupled climate-carbon simulations indicate minor global effects of wars and epidemics on atmospheric CO₂ between AD 800 and 1850. *The Holocene* **21**, doi:10.1177/0959683610386981.
- PONGRATZ, J., DOLMAN, H., DON, A., ERB, K.-H., FUCHS, R., HEROLD, M., JONES, C., KUEMMERLE, T., LUYSSAERT, S., MEYFROIDT, P., NAUDTS, K., 2018: Models meet data: Challenges and opportunities in implementing land management in Earth system models. *Global Change Biology* **24**, 1470-1487, doi: 10.1111/gcb.13988.
- PONGRATZ, J., REICK, C.H., HOUGHTON, R.A., HOUSE, J.I., 2014: Terminology as a key uncertainty in net land use and land cover change carbon flux estimates. *Earth System Dynamics* **5**, 177-195.
- RAMANKUTTY, N., GIBBS, H. K., ACHARD, F., DEFRIES, R., FOLEY, J. A., HOUGHTON, R., 2007: Challenges to estimating carbon emissions from tropical deforestation. *Global Change Biology* **13**, 51-66.
- STEFFEN, W., BROADGATE, W., DEUTSCH, L., GAFFNEY, O., LUDWIG, C., 2015: The trajectory of the Anthropocene: the great acceleration. *The Anthropocene Review* **2**, 81-98.
- STOCKER, B. D., YU, Z., MASSA, C., JOOS, F., 2017: Holocene peatland and ice-core data constraints on the timing and magnitude of CO₂ emissions from past land use. *Proceedings of the National Academy of Sciences* **114**, 1492-1497.
- VAN OOST, K., QUINE, T., GOVERS, G., et al., 2007: The impact of agricultural soil erosion on the global carbon cycle. *Science* **318**, 626-629.
- WINCKLER, J., LEJEUNE, Q., REICK, C.H., PONGRATZ, J., 2019: Nonlocal effects dominate the global mean surface temperature response to the biogeophysical effects of deforestation. *Geophysical Research Letters* **46**, 745-755.
- YU, Y., FENG, K., HUBACEK, K., 2013: Tele-connecting local consumption to global land use. *Global Environmental Change* **23**, 1178-1186.

Kontakt

PROF. DR. JULIA PONGRATZ
Ludwig-Maximilian-Universität München
Department für Geographie
Luisenstr. 37
80333 München
julia.pongratz@geographie.uni-muenchen.de

4 Der marine Kohlenstoffkreislauf

A. KÖRTZINGER

The marine carbon cycle

Zusammenfassung

Der Ozean spielt eine zentrale Rolle im globalen Kohlenstoffkreislauf: Aus chemischer Sicht besitzt er ein gewaltiges Aufnahmepotential für zusätzliches CO₂. So sind im Ozean mit 180 Gigatonnen bisher etwa 40 % der anthropogenen CO₂-Emissionen gespeichert. Abschätzungen ergeben, dass theoretisch sogar etwa 85 % des durch menschliche Aktivitäten in die Atmosphäre eingebrachten Kohlendioxids aufgenommen werden können. Natürliche Prozesse, die Kohlenstoff zwischen Ozean und Atmosphäre austauschen und im Innern des Ozeans umverteilen, werden als „Pumpen“ bezeichnet und sowohl durch physikalische als auch durch biogeochemische Faktoren angetrieben. Die globale Erwärmung hat in vielerlei Hinsicht Konsequenzen für das Ökosystem Meer (Temperaturanstieg, marine CO₂-Aufnahme, Ozeanversauerung), wobei deren Rückkopplungsmechanismen Gegenstand aktueller Forschung sind.

Summary

The ocean plays a central role in the global carbon cycle: Owing to its chemical properties, the ocean has a huge uptake capacity for additional CO₂. As a consequence, the ocean has so far stored 180 gigatons, or about 40 % of anthropogenic CO₂ emissions. Estimates show that theoretically even about 85 % of the carbon dioxide introduced into the atmosphere by human activities can be absorbed. Natural processes that exchange carbon between the ocean and atmosphere and redistribute it within the ocean are called “pumping” and are driven by both physical and biochemical factors. Global warming has consequences for the ocean ecosystem in many ways (temperature rise, marine CO₂ uptake, ocean acidification), and their feedback mechanisms are subject of current research.

1 Einleitung

Von den drei Kohlenstoff-Reservoiren Atmosphäre, Ozean und terrestrische Biosphäre stellt der Ozean mit rund 38.000 Petagramm Kohlenstoff (PgC; 1 Pg = 10¹⁵ g = 1 Gt) das bei weitem größte dar. So enthält er etwa 63-mal so viel Kohlenstoff wie die (vorindustrielle) Atmosphäre (600 Pg), was in Abbildung 4-1 schematisch dargestellt ist. Auch in der terrestrischen Biosphäre, vor allem in Bäumen und der Humusschicht, sind nur etwa 7 % des im Ozean gelösten anorganischen Kohlenstoffs gespeichert. Dies hat zur Folge, dass der Ozean im globalen Kohlenstoffkreislauf – und damit im gesamten Klimasystem – eine zentrale Schlüssel-funktion innehat. Durch den globalen Wandel, der Phänomene wie Ozeanerwärmung, Ozeanversauerung, Eutrophierung und Sauerstoffverarmung hervorruft, ergeben sich weitreichende Auswirkungen für das Ökosystem Meer.

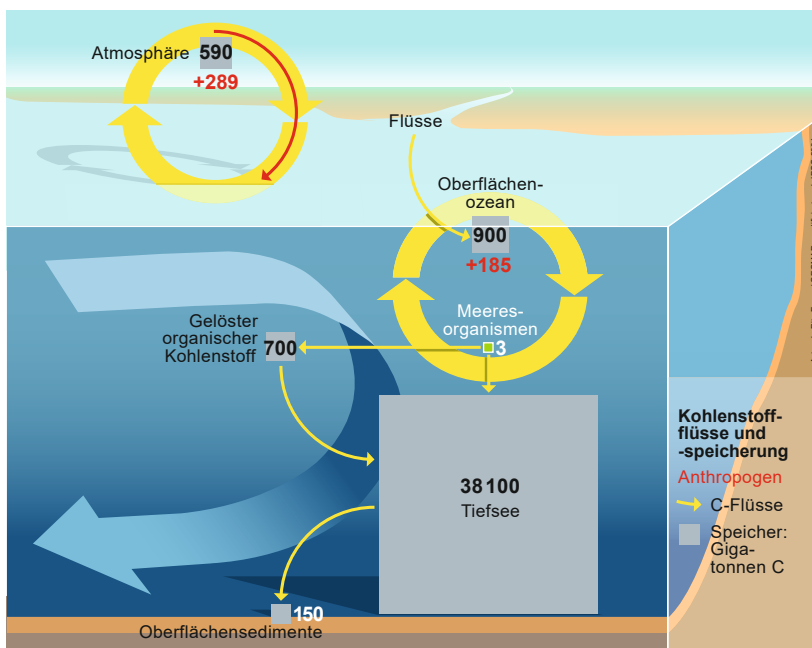


Abbildung 4-1: Schematische Darstellung mariner Kohlenstoffflüsse und -speicher. Der Ozean stellt mit rund 38.000 Gt ein um ein Vielfach größeres Kohlenstoff-Reservoir dar als die Atmosphäre (600 Gt). Daten aus FRIEDLINGSTEIN et al. (2022), *Global Carbon Budget 2022*. Grafik: Rita Erven/GEOMAR

2 Das marine CO₂-System

Während Kohlenstoff in der Atmosphäre fast ausschließlich in Form von Kohlendioxid (CO₂) vorliegt, besteht das marine CO₂-System nicht nur aus gelöstem CO₂, sondern vor allem aus den Dissoziationsprodukten der daraus entstehenden Kohlensäure (H₂CO₃), den Ionen Hydrogenkarbonat (HCO₃⁻) und Karbonat (CO₃²⁻). Die Verteilung des gelösten anorganischen Kohlenstoffs (*dissolved inorganic carbon*, DIC) auf die drei Formen HCO₃⁻, CO₃²⁻ und CO₂ (Verhältnis im Meerwasser grob 100:10:1) – auch Speziation genannt – wird vom pH-Wert des Meerwassers bestimmt und erklärt dessen hohe Pufferkapazität hinsichtlich pH-Änderungen. Sie bestimmt damit wesentliche Eigenschaften des Meerwassers, so auch die hohe Aufnahmekapazität für CO₂. Aufgrund des Vorhandenseins dieses Karbonat-Puffersystems ist die CO₂-Aufnahmekapazität eines Liters Meerwasser bei einer gegebenen atmosphärischen CO₂-Erhöhung im Mittel etwa um den Faktor 10 größer als die von reinem Wasser. Das Meerwasser kann – im Gegensatz zum Süßwasser in Flüssen und Seen – folglich auf die atmosphärische CO₂-Störung sehr wirksam reagieren.

2.1 Der ozeanische Kohlenstoffspeicher

Die beobachtete Erhöhung der atmosphärischen CO₂-Konzentration von etwa 2,4 ppm/Jahr im letzten Jahrzehnt entspricht einem Anstieg des atmosphärischen CO₂-Reservoirs um 5,1 PgC/Jahr. In der Atmosphäre verblieben somit nur gut 40 % der gesamten anthropogenen CO₂-Emissionen von insgesamt 11 PgC jährlich. Dieser auch als *“airborne fraction”* bezeichnete Anteil ist es, der bis heute den größten anthropogenen Einfluss auf die Strahlungsbilanz unseres Planeten hat. Gleichzeitig wird damit auch deutlich, dass die andere Hälfte der Emissionen von weiteren Reservoiren des globalen Kohlenstoffkreislaufs aufgenommen werden muss. Der Ozean rückte aufgrund seiner Aufnahmekapazität bereits früh als zusätzliche CO₂-Senke ins Blickfeld.

Unabhängige aktuelle Schätzungen quantifizieren diese ozeanische Senke in guter Übereinstimmung mit etwa 2,8 ± 0,4 PgC/Jahr. Kumulativ hat der Ozean damit bisher 180 ± 35 PgC an anthropogenem CO₂ gespeichert (FRIEDLINGSTEIN et al. 2022), das entspricht rund 40 % aller anthropogenen CO₂-Emissionen. Eine Abschätzung der chemischen Aufnahmekapazität des Ozeans ergibt jedoch, dass etwa 85 % aller bisher durch menschliche Aktivitäten in die Atmosphäre eingebrachten CO₂-Mengen vom Ozean aufgenommen werden können (bei Berücksichtigung der dann langsam erfolgenden teilweisen Rücklösung der Karbonatsedimente sind es sogar ca. 95 %).

Wie kommt es zu dieser Diskrepanz? Die Antwort liegt im kinetischen Aspekt der ozeanischen CO₂-Aufnahme: Zwar equilibriert die Deckschicht des Ozeans typischerweise etwa innerhalb eines Jahres mit dem CO₂-Gehalt der Atmosphäre (und damit bereits um den Faktor 10 langsamer als für nichtreaktive Gase wie Sauerstoff oder Stickstoff), der

eigentliche Flaschenhals besteht jedoch in der recht langen mittleren Durchmischungszeit des Ozeans, die etwa 500 – 1000 Jahre beträgt und nur ein langsames Eindringen von anthropogenem CO₂ in den tiefen Ozean ermöglicht. Diese mittlere ozeanische Ventilationszeit bedingt die Trägheit des Ozeans hinsichtlich atmosphärischer CO₂-Änderungen. Das marine CO₂-System stellt folglich ein gewaltiges Kohlenstoffreservoir dar, das auf längeren Zeitskalen den atmosphärischen CO₂-Gehalt bestimmt, auf der Zeitskala der anthropogenen Störung jedoch deutlich hinter seiner thermodynamischen Kapazität zurückbleibt.

Die gegenwärtige Rolle des Ozeans im gestörten Kohlenstoffkreislauf ist recht gut quantifiziert. So findet die Aufnahme von 2,8 PgC/Jahr durch den Ozean prinzipiell verteilt über die gesamte Ozeanfläche statt, wodurch die Eigenschaften des marinen CO₂-Systems im Oberflächenwasser mit leichter Verzögerung dem atmosphärischen CO₂-Gehalt folgen. Regionale Unterschiede in den tatsächlichen Aufnahmeraten resultieren aus einer Reihe von Faktoren. So zeigt die CO₂-Aufnahmekapazität von Meerwasser eine starke Temperaturabhängigkeit, die im Wesentlichen von der temperatur- und salzgehaltsabhängigen Dissoziation der Kohlensäure herrührt. Sie führt dazu, dass warmes Oberflächenwasser in den Tropen unter einer bestimmten Zunahme des atmosphärischen CO₂-Gehalts nahezu doppelt so viel anthropogenes CO₂ pro Liter aufnehmen kann wie kaltes Wasser in polaren Regionen. Dieses durch den Revellefaktor quantitativ beschriebene Verhalten widerspricht gemeinhin der Erwartung, ist doch die Löslichkeit von Gasen wie dem CO₂ allgemein in kaltem Wasser größer. Dieser tatsächlich vorhandene Löslichkeitseffekt wird jedoch von dem genannten Dissoziationseffekt deutlich überkompensiert.

2.2 Biologische Pumpe

Bei Vergleich der marinen Komponente des Kohlenstoffkreislaufs mit der terrestrischen ist vor allem ein Aspekt erstaunlich: In beiden Biosphären gibt es eine Brutto-Primärproduktion, das heißt eine Produktion von Biomasse durch Pflanzen (sowie im Meer auch durch Blaualgen und autotrophe Bakterien), die etwa gleich groß ist (für die marine Biosphäre 103 PgC). Die vorhandene Biomasse, die diese Kohlenstoffumsätze betreibt, ist jedoch im Meer mit 3 PgC (siehe auch Abb. 4-1) um ein Vielfaches kleiner als an Land (650 PgC). Organismen im Meer besitzen also eine Produktivität, die auf ihre Biomasse bezogen um gut zwei Größenordnungen höher ist als die der Landpflanzen. Dies ist auf die hohen Wachstums- und Teilungsraten einzelliger Planktonorganismen und das weitgehende Fehlen von Biomasse mit statischer Funktion, wie etwa das Kernholz bei Bäumen, zurückzuführen.

Was passiert mit dem Kohlenstoff (103 PgC), der bei der Brutto-Primärproduktion in der lichtdurchfluteten (euphotischen) Deckschicht des Ozeans entsteht? Nahezu 90 % werden über autotrophe (58 PgC/Jahr) und heterotrophe Respiration (34 PgC/Jahr) bereits in der Deckschicht veratmet und

damit dem Oberflächenozean wieder als CO₂ zugeführt. Die verbleibenden 10 % repräsentieren die sogenannte „biologische Pumpe“, die Kohlenstoff vor allem in Form von partikulärer aber auch gelöster organischer Materie aus der Deckschicht in die tieferen Stockwerke des Ozeans exportiert. Dieser Partikelfluss wird auf seinem meist wochen- oder monatelangen Weg in die Tiefe weiter mikrobiell abgebaut, sodass davon nur noch etwa ein Hundertstel den Meeresboden erreicht. Da auch hier die heterotrophe Respiration nicht endet, ist die letztlich im Sediment vergrabene und damit dem System über geologische Zeitskalen entzogene Menge an organischem Kohlenstoff verschwindend gering (0,01 PgC/Jahr). Etwas anders sieht es aus bei den Kalkschalen (CaCO₃), die von vielen Planktonorganismen (z. B. Kalkalgen, Flügelschnecken, Foraminiferen) in der Deckschicht gebildet und zum größten Teil ins Ozeaninnere exportiert werden. Dieser biogene Kalkfluss stellt zwar mit 0,4 GtC/Jahr einen vergleichsweise geringen Kohlenstoffexport aus der Deckschicht dar, allerdings wird die Hälfte davon (0,2 GtC/Jahr) im Sediment vergraben und bildet damit den Hauptteil der sedimentären Kohlenstoffsänke im Ozean.

2.3 Physikalische Pumpe

In das Ozeaninnere kann aus der Atmosphäre aufgenommenes anthropogenes CO₂ nur passiv mit dem Wassertransport – etwa durch vertikale Vermischung oder Bildung von Tiefenwasser – transportiert werden. Das führt dazu, dass unterhalb der maximalen winterlichen Durchmischungstie-

fe im Bereich der Thermokline stark abnehmende Konzentrationen von anthropogenem CO₂ (und anderen anthropogenen Tracern wie den FCKW) vorgefunden werden. In den meisten Bereichen des Weltozeans ist das Vorhandensein von anthropogenem CO₂ daher weitgehend auf die oberen 1000 – 2000 Meter beschränkt. Ein zentraler Prozess für den Transport von anthropogenem CO₂ in die Tiefe ist die thermohaline Zirkulation. Diese vor allem dichtegetriebene globale Umwälzbewegung führt im Nordatlantik durch winterliche Tiefenwasserbildung große Volumina (etwa 20 Sverdrup = 20 Millionen m³s⁻¹) von Nordatlantischem Tiefenwasser (NADW) in die Tiefe, die sich entlang des tiefen westlichen Randstroms nach Süden bewegen und letztlich ihren Weg über den Südlichen Ozean bis in den tiefen Indik und Pazifik finden, wo sie großflächig auftreiben und als Oberflächenstrom zum Nordatlantik zurückfließen. Das im Nordatlantik gebildete Tiefenwasser transportiert dabei auch anthropogenes CO₂ in die Tiefe – ein Prozess der in Analogie zur „biologischen Pumpe“ auch als „physikalische Pumpe“ bezeichnet wird. Es ist daher nicht überraschend, dass der Nordatlantik das größte Wassersäuleninventar von anthropogenem CO₂ im Weltozean aufweist (Abb. 4-2). So hat dieses im westlichen Becken des Nordatlantiks bereits die gesamte Wassersäule durchdrungen und Tiefen von mehr als 4000 m erreicht, so tief wie nirgends sonst im Weltmeer. Ein weiterer wichtiger Eindringpfad für anthropogenes CO₂ befindet sich in der Südhemisphäre im Bereich der antarktischen Konvergenz, wo Wassermassen abtauchen und nordwärts ins Ozeaninnere vordringen.

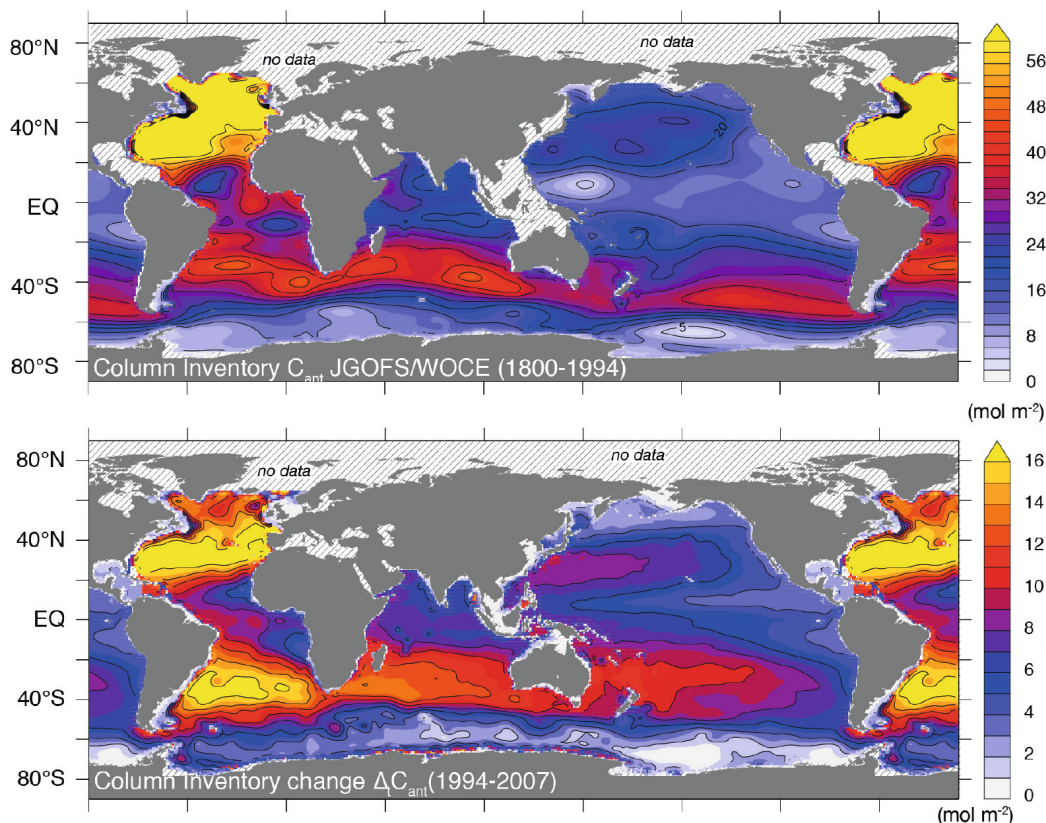


Abbildung 4-2: Karten der Säuleninventare von anthropogenem CO₂ im Ozean (0 bis 3000 m Tiefe). *Oben*: Kumulatives Säuleninventar für den Zeitraum 1800 – 1994 nach der ΔC*-Methode (GRUBER et al. 2019 nach SABINE et al. 2004), *unten*: Änderung des Säuleninventars über den Zeitraum 1994 – 2007 nach der eMLR(C*)-Methode (GRUBER et al. 2019).

3 Quantifizierung der ozeanischen CO₂-Aufnahme

Anders als im Fall der Atmosphäre ist eine Quantifizierung des anthropogenen CO₂-Reservoirs und seiner zeitlichen Änderung im Ozean anspruchsvoll. Dem gewaltigen natürlichen CO₂-Hintergrund (DIC) von mehr als 2000 µmol/L Meerwasser steht unter dem heutigen Anstieg des atmosphärischen CO₂-Gehalts je nach Wassertemperatur (und Salzgehalt) eine jährliche DIC-Zunahme von 0,7–1,2 µmol/L und ein kumulatives anthropogenes Signal seit Beginn der industriellen Revolution von 55–90 µmol/L gegenüber.

Dieser erschwerte Umstand und die sich daraus resultierenden Anforderungen haben dazu geführt, dass CO₂-Messungen heute zu den genauesten chemischen Messungen in der Meeresforschung gehören. Inzwischen routinemäßig auf See erreichbare absolute Richtigkeiten (*accuracy*) der verwendeten nasschemischen Verfahren von besser als etwa 1 ‰ konnten nur durch intensive methodische Entwicklungen und sorgfältige Prozeduren erreicht werden. Doch durch eine hochpräzise Analytik allein kann eine Separation des anthropogenen CO₂ vom natürlichen Hintergrund nicht gelingen. Die natürliche Variabilität des CO₂-Hintergrundes durch biologische, chemische und physikalische Prozesse auf unterschiedlichsten Zeitskalen stellt ein sehr viel größeres Problem dar. So zeigt DIC im Oberflächenwasser des Nordatlantiks beispielsweise einen natürlichen, erheblichen zwischenjährlichen Schwankungen unterliegenden Jahresgang von 50 bis 100 µmol/L, was in etwa der Größe des gesamten kumulativen anthropogenen Signals entspricht.

Es ist klar, dass dieses ungünstige Signal-Rausch-Verhältnis eine direkte Detektion des mittleren jährlichen DIC-Anstiegs

nur durch Zeitserien mit einer Dauer von mindestens 2–3 Dekaden erlaubt, wie sie bei BATS (*Bermuda Atlantic Time Series*) und HOT (*Hawaii Ocean Time Series*), dargestellt in Abbildung 4-3, gewonnen wurden. Da derartige Zeitserien im offenen Ozean vor allem aus logistischen aber auch finanziellen Gründen bis heute auf einige wenige prominente Beispiele beschränkt blieben, mussten andere indirekte Verfahren entwickelt werden, um die ozeanische Aufnahme von anthropogenem CO₂ zu quantifizieren. Zwei besonders wichtige Verfahren sollen im Folgenden kurz dargestellt werden.

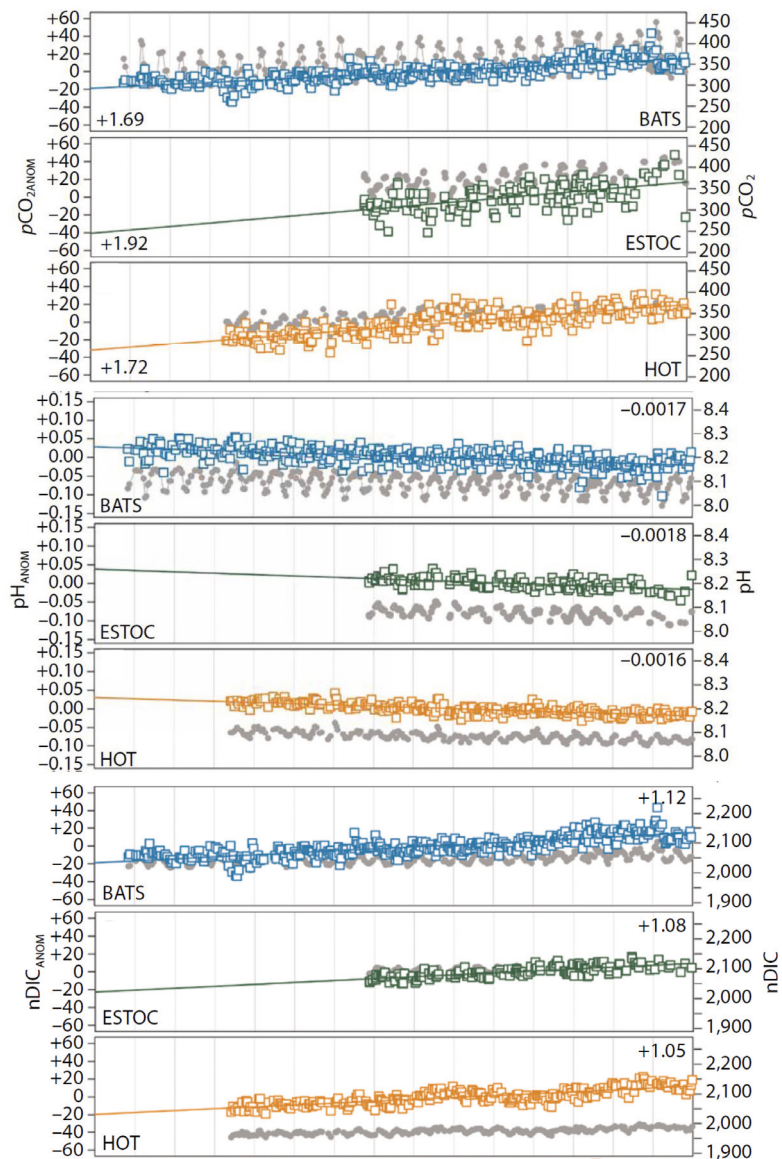


Abbildung 4-3: Zeitserien von Eigenschaften des marinen CO₂-Systems im Oberflächenozean bei den prominenten Zeitserienstationen *Bermuda Atlantic Time Series* (BATS, 32° N / 64° W), *European Station for Time series in the Ocean at the Canary Islands* (ESTOC, 29.04° N / 15.50° W) und *Hawaii Ocean Time series* (HOT, 22.45° N / 158° W). Dargestellt sind jeweils die Messgrößen CO₂-Partialdruck ($p\text{CO}_2$), pH-Wert und gelöster anorganischer Kohlenstoff (nDIC) bis 2012 als Absolutwerte (graue Symbole, rechte y-Achse) sowie als jährliche Veränderung (farbige Symbole, linke y-Achse) nach BATES et al. (2014). Der Anstieg des $p\text{CO}_2$ von ca. $1,8 \pm 0,1$ µatm/Jahr entspricht in etwa dem mittleren atmosphärischen CO₂-Anstieg im jeweiligen Beobachtungszeitraum. Die dazugehörige pH-Abnahme (Stichwort Ozeanversauerung) liegt bei $0,0018 \pm 0,0001$ pro Jahr, was der direkten thermodynamischen Reaktion des marinen CO₂-Systems auf die CO₂-Aufnahme entspricht. Das gelöste anorganische Kohlenstoffreservoir (nDIC) steigt um gut 1 µmol/L pro Jahr an. Dieser Wert liegt etwa um den Faktor 10 höher als bei Süßwasser und ist eine Konsequenz des marinen Karbonat-Puffersystems.

3.1 Messung des CO₂-Partialdrucks

Das erste Verfahren beruht auf der Messung des CO₂-Partialdrucks (*p*CO₂) im Oberflächenwasser der Weltmeere. Eine etwaige Differenz zwischen diesem und dem atmosphärischen CO₂-Partialdruck stellt die thermodynamisch treibende Kraft für den Netto-Gasaustausch dar und lässt sich mithilfe geeigneter, bis heute Gegenstand der Meeresforschung bildender Parametrisierungen in CO₂-Nettoflüsse umrechnen. Die Aufgabe dieser Methode besteht folglich darin, für den gesamten Weltozean auf einem möglichst feinen Raster und in möglichst dichter zeitlicher Abtastung den CO₂-Partialdruck im Oberflächenwasser zu bestimmen. Aus einem solchen Datenprodukt lassen sich unter bestimmten Bedingungen jährliche ozeanische CO₂-Aufnahmen berechnen. Globale Karten des gemessenen CO₂-Partialdrucks im Oberflächenozean (Abb. 4-4) zeigen dabei im Wesentlichen die Merkmale des natürlichen Kohlenstoffkreislaufs. Diese sind beispielsweise ausgeprägte ozeanische CO₂-Quellen im Bereich des äquatorialen Auftriebs (besonders tropischer Ostpazifik) und des Küstenauftriebs (z. B. Auftriebsgebiet während des Südwestmonsuns im nördlichen Arabischen Meer), wo kaltes, nährstoff- und CO₂-reiches Wasser aufquillt, sowie markante ozeanische CO₂-Senken in Regionen mit tiefer Konvektion und Tiefenwasserbildung (z. B. Labradorsee oder Europäisches Nordmeer). Die eigentliche anthropogene CO₂-Aufnahme ergibt sich durch Integration dieser Nettoflüsse über die gesamte Ozeanoberfläche als Differenz zum vorindustriellen Nettofluss (0,78 PgC/Jahr, RESPLANDY et al.

2018), der aus dem globalen Kohlenstoffeintrag durch Flüsse resultiert.

Auch dieses Verfahren hat mit einer Reihe widriger Umstände zu kämpfen. Zum einen wirken natürliche Prozesse besonders stark auf den *p*CO₂ und erzeugen damit eine ausgeprägte natürliche Saisonalität im Oberflächenozean, die vor allem in höheren Breiten in der Größenordnung des atmosphärischen CO₂-Anstiegs seit Beginn der industriellen Revolution liegt. Zugleich zeigt der *p*CO₂ starke regionale Unterschiede. Dieses Verfahren unterliegt folglich besonders hohen Anforderungen an die zeitliche und räumliche Abdeckung und Auflösung. Um das Problem des „undersampling“ zu minimieren, kamen in den letzten Jahrzehnten zunehmend Handelsschiffe als sogenannte *Voluntary Observing Ships* (VOS) oder *Ships of Opportunity* (SOOP) zum Einsatz. Tatsächlich stammt heute der Löwenanteil der marinen *p*CO₂-Messungen nicht mehr von Forschungsschiffen, sondern von diesen im *Surface Ocean CO₂ NETwork* (SOCANET) organisierten autonomen Messplattformen. Ein Beispiel hierfür ist der kombinierte Container/RoRO-Frachter *MS Atlantic Sail* der *Atlantic Container Line*, der im Liniendienst zwischen Europa und Nordamerika verkehrt und dabei im Rahmen eines Forschungsvorhabens des GEOMAR Helmholtz-Zentrums für Ozeanforschung ständig CO₂-Messungen in Meerwasser und Atmosphäre durchführt. Zu diesem Zweck wurde ein aufwändiges System für den autonomen Messbetrieb im Maschinenraum des Schiffes installiert, das in Abbildung 4-5 zu sehen ist.

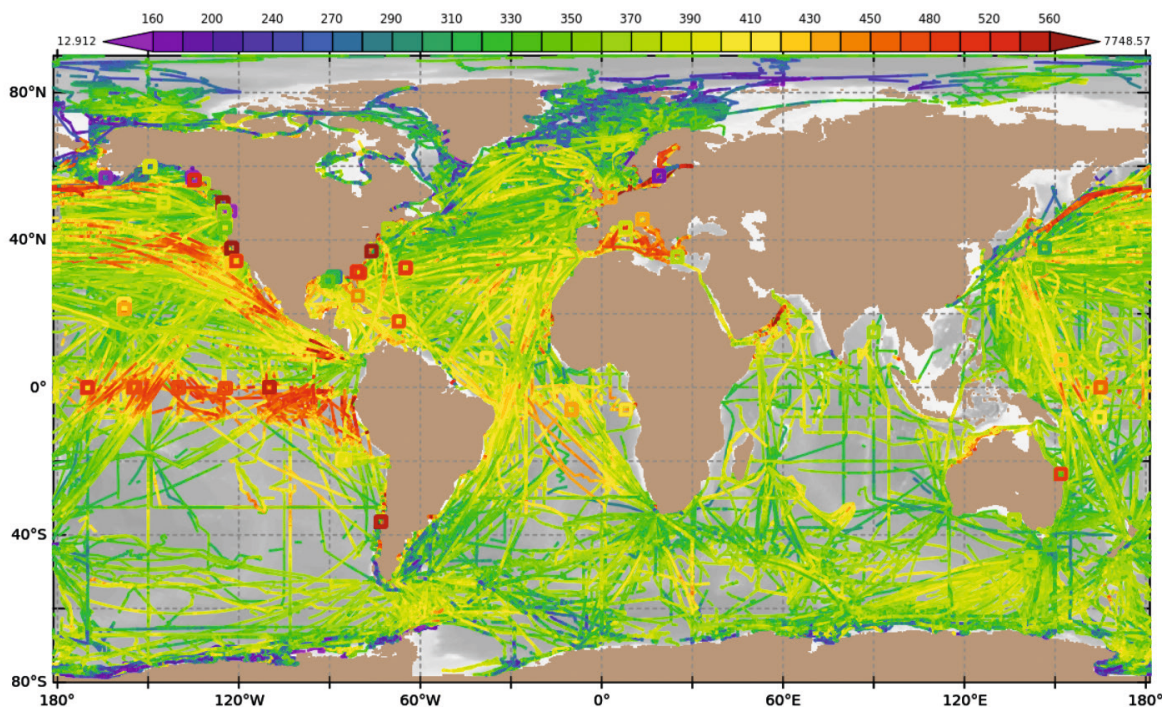


Abbildung 4-4: Aktueller Datenbestand des *Surface Ocean CO₂ Atlas* (www.socat.info). Die SOCAT-Version 2022 enthält 40,1 Millionen qualitätskontrollierte *p*CO₂-Messungen für den Weltozean samt Küstenmeeren aus dem Zeitraum 1957 bis 2021. Die Farbskala stellt die im Oberflächenwasser gemessenen *p*CO₂-Werte im Bereich 160 – 560 μatm dar. Der aktuelle atmosphärische *p*CO₂-Wert liegt bei etwa 410 μatm und variiert mit der Wassertemperatur (ca. ± 6 μatm) sowie mit zunehmender nördlicher Breite auch jahreszeitlich. Liegen die *p*CO₂-Werte im Wasser unterhalb der atmosphärischen Werte (blau-grüne Farben), so stellt das Meer dort eine Senke für atmosphärisches CO₂ dar. Liegen sie darüber (gelb-rötliche Farben), ist das Meer eine Quelle.

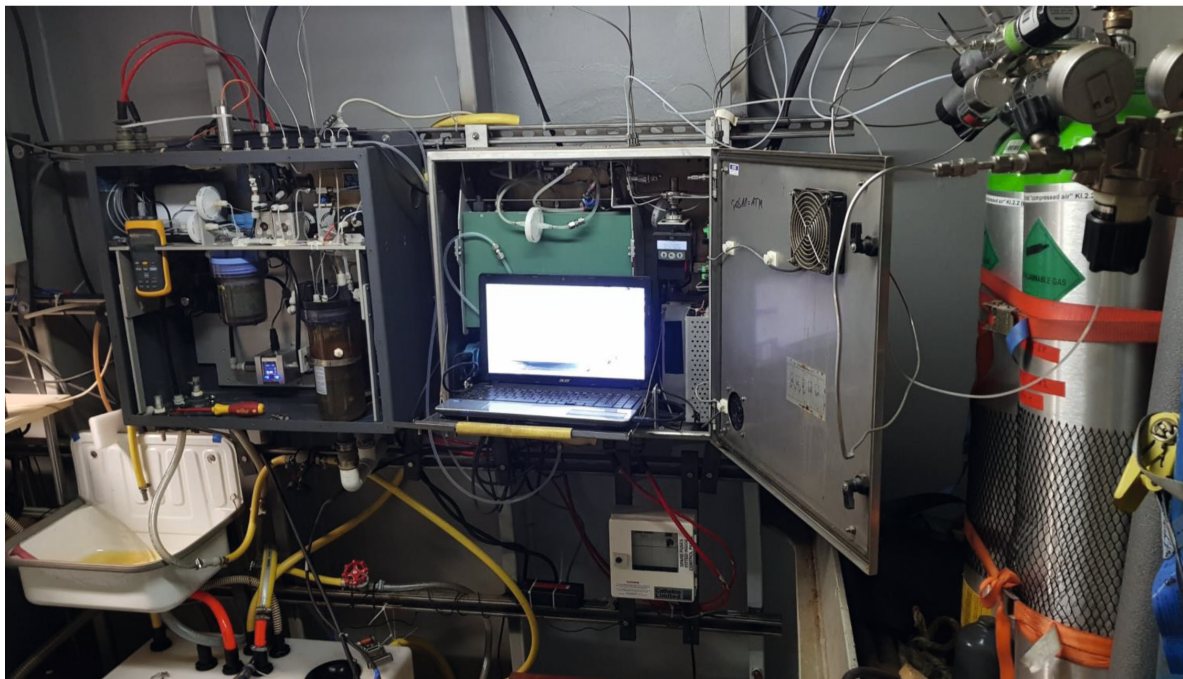


Abbildung 4-5: Die *MS Atlantic Sail* (oben) der Reederei *Atlantic Container Line* ist ein gutes Beispiel für *Ship of Opportunity* (SOOP) im Dienst der Wissenschaft. Auf dem 296 Meter langen Container/RoRo-Schiff, das im Liniendienst zwischen Nordamerika und Europa pendelt, sind im Maschinenraum des Schiffes wissenschaftliche Geräte installiert, die autonome Messungen von Temperatur, Salzgehalt, Sauerstoffkonzentration, Chlorophyllgehalt, Trübung sowie CO_2 -Partialdruck an kontinuierlich gepumptem Oberflächenwasser durchführen (Mitte). Weitere autonome Geräte für die Messung der Meerwasseralkalinität und des pH-Wertes im Durchfluss (unten) werden im Forschungsmodus für den Einsatz auf SOOP getestet. Das Beobachtungsprogramm wird vom Autor mit Unterbrechungen seit 2003 betrieben. Dabei hatte die *Atlantic Sail* bereits drei Vorgängerschiffe, auf denen die Messungen durchgeführt wurden.

Diese und andere in SOCONET weltweite gewonnene Daten werden routinemäßig an den *Surface Ocean CO₂ Atlas* (www.socat.info) eingereicht, wo sie einer definierten Qualitätskontrolle unterliegen und im jährlich aktualisierten SOCAT-Datenbestand öffentlich zur Verfügung gestellt werden. Die weitere Nutzung der Daten dieses globalen Beobachtungsnetzwerks erfolgt unter Anwendung geeigneter Verfahren zur raumzeitlichen Interpolation (z. B. neuronale Netze) in der Erstellung des prominenten jährlich publizierten *Global Carbon Budget* (FRIEDLINGSTEIN et al. 2022), der wiederum Basis für den Statusberichts des Weltklimarates ist – ein mustergültiges Beispiel für eine geschlossene Verwertungskette von der Beobachtung bis zum relevanten globalen Beratungsprodukt.

3.2 Messung der Verteilung verschiedener Messgrößen

Ein zweites Verfahren zielt darauf, die räumliche Verteilung der kumulativen anthropogenen CO₂-Konzentration im Ozeaninnern aus der Verteilung chemischer Messgrößen (gelöster anorganischer Kohlenstoff, Alkalinität, gelöster Sauerstoff, Nährstoffe usw.) zu rekonstruieren. Dazu muss der Einfluss biologischer Prozesse und der Vermischung von Wassermassen über geeignete Zusammenhänge – etwa die berühmten Elementarverhältnisse beim Auf- bzw. Abbau von organischer Materie, auch Redfield-Verhältnisse genannt (REDFIELD et al. 1963) – eliminiert werden. Das grundlegende Verfahren ist bereits in den späten 1970er Jahren vorgeschlagen worden (CHEN und MILLERO 1979). Es benötigt eine Reihe von zum Teil nicht unproblematischen Annahmen, hat jedoch in den letzten Jahrzehnten eine Vielzahl von Modifikationen und Verbesserungen erfahren. Ausführliche und vergleichende methodische Untersuchungen haben das Vertrauen in diese Verfahren inzwischen so gestärkt, dass sie routinemäßig zur Bestimmung des anthropogenen CO₂-Inventars im Ozean (siehe Abb. 4-2) eingesetzt werden und weitgehend konsistente Ergebnisse liefern.

3.3 Weitere Messverfahren

Neben den beiden hier schlaglichtartig vorgestellten Verfahren gibt es noch eine Reihe weiterer Ansätze zur Quantifizierung der ozeanischen Aufnahme von anthropogenem CO₂, die sich unterschiedliche Eigenschaften des Systems Erde zu Nutze machen. So führt die markante ¹³C-Isotopie von fossilen Brennstoffen zur Einprägung eines anthropogenen ¹³C-Signals in das atmosphärische CO₂-Reservoir. Dieses Signal wird über die Aufnahme von anthropogenem CO₂ in den Ozean eingetragen – der sogenannte ¹³C-Suess-Effekt, der zur Quantifizierung der ozeanischen Aufnahme von anthropogenem CO₂ genutzt werden kann (KÖRTZINGER et al. 2003). Es gibt jedoch auch Ansätze, die ausschließlich auf Messungen in der Atmosphäre beruhen. So können zeitliche Trends der atmosphärischen Konzentrationen von CO₂ und O₂ bei Kenntnis der Stöchiometrie der beteiligten Prozesse – Verbrennung fossiler Brennstoffe, Nettophotosynthese von Landpflanzen – sowie der CO₂-Emissionen aus der Verbrennung fossiler Brennstoffe zur

Abschätzung der Nettoaufnahme von anthropogenem CO₂ in Ozean und terrestrischer Biosphäre genutzt werden (KEELING et al. 1996). Bei diesem Verfahren wird das im Vergleich zur Atmosphäre sehr kleine ozeanische O₂-Reservoir ignoriert. Viele Arbeiten haben jedoch gezeigt, dass sich dieses allerdings nicht mehr im steady state befindet und messbare zeitliche Trends aufweist – ein Phänomen, das auch unter dem Begriff “*ocean deoxygenation*” Aufmerksamkeit erregt hat. Eine korrekte Repräsentation des ozeanischen Signals in atmosphärischen O₂-Trends bedarf daher Informationen zum Nettofluss von O₂ aus dem Ozean.

4 Zukünftige Rolle des Ozeans

Es ist ein beruhigender Befund, dass die ozeanische Senke für anthropogenes CO₂ von diesen unabhängigen Methoden in guter Übereinstimmung der verschiedenen daten- und modellbasierten Methoden auf etwa 2,8 PgC/Jahr bestimmt wird. Auch wenn sich im Detail Diskrepanzen ergeben (zumeist jedoch im Bereich der Fehlergrenzen), kann die gegenwärtige Rolle des Weltozeans im gestörten Kohlenstoffkreislauf daher als hinreichend gut verstanden betrachtet werden. Unsere Fähigkeiten, die natürliche Variabilität des marinen Kohlenstoffkreislaufs sowie der anthropogenen CO₂-Aufnahme auf interannuellen bis multi-dekadischen Zeitskalen zu verstehen und die zukünftige Rolle des Ozeans und speziell des marinen Kohlenstoffkreislaufs vorherzusagen, sind jedoch noch recht eingeschränkt. Der Grund dafür liegt in der Vielzahl denkbarer Rückkopplungsmechanismen, für die bisher häufig ein eingehendes Prozessverständnis und realistische Abschätzungen der quantitativen Effekte fehlen. Einige Beispiele sollen das Rückkopplungspotential für Klimaveränderungen im Ozean kurz beleuchten:

- Die globale Erwärmung ist auch im Weltozean in den oberen 3000 Metern nachgewiesen. Zusammen mit der ebenfalls dokumentierten Aussüßung ergibt sich somit eine verstärkte Dichteschichtung im Weltozean, die zur Änderung in der Ventilation des Ozeans und damit auch des Eindringens von anthropogenem CO₂ führt. Zudem sind durch reduzierten vertikalen Nährstoffeintrag in die Deckschicht Änderungen der biologischen Pumpe zu erwarten, die sich ebenfalls auf die ozeanische CO₂-Aufnahme auswirken dürften. Erste Anzeichen für derartige Effekte bieten die deutlich zu beobachtenden Trends im ozeanischen Sauerstoffreservoir (KEELING et al. 2010).
- Die Stärke der thermohalinen Zirkulation hängt entscheidend vom Dichteantrieb im Nordatlantik ab. Modellrechnungen belegen die Sensitivität bezüglich Wärme- und Süßwasserflüssen. In globalen Erwärmungsszenarien ergibt sich überwiegend eine Reduktion der thermohalinen Zirkulation, was sich in einer reduzierten Aufnahme von anthropogenem CO₂ niederschlagen sollte.
- Die Aufnahme von anthropogenem CO₂ führt zu einer Abnahme des pH-Werts im Oberflächenwasser und

damit zu einer Versauerung des Ozeans. Die Änderung beträgt seit Beginn der industriellen Ära gut 0,1 Einheiten auf der logarithmischen pH-Skala, was einer Erhöhung der Wasserstoffionenkonzentration im Meerwasser um knapp 30 % entspricht. Es ist nachgewiesen, dass ein sinkender pH-Wert die Mehrheit der untersuchten kalkschalenbildenden Organismen beeinträchtigt und ihnen möglicherweise einen ökologischen Nachteil verschafft. Dieser Effekt wirkt besonders stark auf Korallen, könnte aber auch zu Artenverschiebungen im Phytoplankton und damit zu erheblichen Rückkopplungen auf atmosphärische CO₂-Konzentrationen führen.

Diese Beispiele belegen die starke Verflechtung und gegenseitige Abhängigkeit physikalischer, biologischer und chemischer Prozesse und Faktoren, die eine Vorhersage des Gesamtsystems Ozean extrem erschweren. Die Lösung dieser kolossalen Aufgabe wird vermutlich in einer Kombination detaillierter Prozessstudien, hydrographischer Messkampagnen, global konzertierter autonomer Beobachtungsnetze und hochauflösender Modellierung der kritischen Komponenten des Systems Erde – speziell seiner marinen Elemente – liegen. Realistische Vorhersagen zukünftiger Klimaveränderungen sind ohne ein grundlegendes Verständnis des Ozeans und seiner komplexen Interaktionen und Reaktionen nicht denkbar – eine Aufgabe, der sich die moderne Meeresforschung stellt.

Literatur

- BATES, N.R., ASTOR, Y.M., CHURCH, M.J., CURRIE, K., DORE, J.E., GONZÁLEZ-DÁVILA, M., LORENZONI, L., MULLER-KARGER, F., OLAFSSON, J., SANTANA-CASIANO, J.M., 2014: A time-series view of changing surface ocean chemistry due to ocean uptake of anthropogenic CO₂ and ocean acidification. *Oceanography* **27**, 126-141, doi: 10.5670/oceanog.2014.16.
- CHEN, G.T., MILLERO, F.J., 1979: Gradual increase of oceanic CO₂. *Nature* **277**, 205-206, doi: 10.1038/277205a0.
- FRIEDLINGSTEIN, P., JONES, M.W., O'SULLIVAN, M., et al., 2022: Global carbon budget 2021. *Earth System Science Data* **14**, 1917-2005, doi:10.5194/essd-14-1917-2022.
- GRUBER, N., CLEMENT, D., CARTER, B.R., et al., 2019: The oceanic sink for anthropogenic CO₂ from 1994 to 2007. *Science* **363**, 1193-1199, doi: 10.1126/science.aau5153.
- KEELING, R.F., PIPER, S.C., HEIMANN, M., 1996: Global and hemispheric CO₂ sinks deduced from changes in atmospheric O₂ concentration. *Nature* **381**, 218-221, doi: 10.1038/381218a0.
- KEELING, R.F., KÖRTZINGER, A., GRUBER, N., 2010: Ocean deoxygenation in a warming world. *Annual Review of Marine Science* **2**, 199-229, doi: 10.1146/annurev.marine.010908.163855.
- KÖRTZINGER, A., QUAY, P.D., SONNERUP, R.E., 2003: Relationship between anthropogenic CO₂ and the 13C Suess effect in the North Atlantic Ocean. *Global Biogeochemical Cycles* **17**, doi: 10.1029/2001gb001427.
- REDFIELD, A.C., KETCHUM, B.H., RICHARDS, F.A., 1963: The influence of organisms on the composition of sea water. In: *The Sea*, HILL, M.N. (Hrsg.), Vol. 2, Interscience Publishers, New York, 26-77.
- RESPLANDY, L., KEELING, R.F., RÖDENBECK, C., STEPHENS, B.B., KHATIWALA, S., RODGERS, K.B., LONG, M.C., BOPP, L., TANS, P.P., 2018: Revision of global carbon fluxes based on a reassessment of oceanic and riverine carbon transport. *Nature Geoscience* **11**, 504-509, doi: 10.1038/s41561-018-0151-3.
- SABINE, C.L., FEELY, R.A., GRUBER, N., KEY, R.M., LEE, K., BULLISTER, J.L., WANNINKHOF, R., WONG, C.S., WALLACE, D.W.R., TILBROOK, B., MILLERO, F.J., PENG, T.H., KOZYR, A., ONO, T., RIOS, A.F., 2004: The oceanic sink for anthropogenic CO₂. *Science* **305**, 367-371, doi: 10.1126/science.1097403.

Kontakt

PROF. DR. ARNE KÖRTZINGER
 GEOMAR Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung Kiel
 Forschungsbereich Marine Biogeochemie
 Düsternbrooker Weg 20
 24105 Kiel
 akoertzinger@geomar.de

5

M. HEIMANN

Der globale Methankreislauf

The global cycle of methane

Zusammenfassung

Methan ist nach Kohlendioxid das zweitwichtigste anthropogen beeinflusste atmosphärische Treibhausgas. Seit Beginn der industriellen Revolution hat sich seine Konzentration um das 2,6-fache erhöht. Der vorliegende Text vermittelt einen Überblick über die verschiedenen Quellen und Senken des Methans und deren rezente Entwicklung, die Klimawirksamkeit von atmosphärischem Methan, sowie über mögliche Rückkopplungseffekte ausgelöst durch ein sich erwärmendes Erdklima.

Summary

Methane is after carbon dioxide the second most important greenhouse gas of the atmosphere which is directly influenced by anthropogenic activities. Since preindustrial times the Methane concentration in the atmosphere has increased by a factor of 2.6. The chapter presents an overview of the various sources and sinks of Methane and their recent development, the climate impact of atmospheric Methane, and potential feedback effects due to a warming climate.

1 Einleitung

Methan (CH_4) ist nach Kohlendioxid (CO_2) das zweitwichtigste vom Menschen beeinflusste langlebige Treibhausgas in der Atmosphäre. Als Kohlenstoffverbindung (CH_4) kann man es formal als Teil des globalen Kohlenstoffkreislaufs verstehen; da es aber einer eigenen, vom atmosphärischen CO_2 sehr verschiedenen Dynamik unterliegt, ist es sinnvoll den globalen Methankreislauf gesondert zu betrachten. Mit fünf Atomen hat ein Methanmolekül im Vergleich zum CO_2 wesentlich mehr Freiheitsgrade, um durch Infrarotstrahlung angeregt zu werden und es ist daher pro Molekül ein ungefähr 29-mal stärkeres Treibhausgas als CO_2 . Da die atmosphärische Methankonzentration jedoch wesentlich kleiner ist (2020: etwa 1880 *parts per billion*, ppb), ist der Anteil des CH_4 am natürlichen und am anthropogenen Treibhauseffekt der Erde geringer.

Der terrestrische Treibhauseffekt des Methans wurde zum ersten Mal durch eine Arbeitsgruppe am *Goddard Institute for Space Studies* (NASA/GISS) berechnet (WANG et al. 1976): eine Verdoppelung der atmosphärischen Konzentration würde demnach eine globale Temperaturerhöhung von

0,2 °C bis 0,4 °C bewirken. Kurz danach erfolgte der erste empirische Nachweis der Zunahme der Methankonzentration in der Atmosphärenluft (um etwa 100 ppb während der Dekade 1968 – 1978) basierend auf direkten systematischen Messungen in New Jersey (GRAEDEL und MCRAE 1980). Diese Erkenntnisse führten dazu, dass Methan als Treibhausgas nach 1980 in die Routine-Messprogramme der Atmosphärenbeobachtung aufgenommen wurde. Traditionell lässt sich die CH_4 -Konzentration an Luftproben mit Hilfe der Gaschromatographie ermitteln. Seit neuerer Zeit kann man CH_4 auch mit der laserbasierten Infrarotspektroskopie bestimmen (u. a. mit *Cavity ring-down spectroscopy*). Dies erlaubt die wartungsarme, kontinuierliche Erfassung der CH_4 -Konzentration sowohl an festen Beobachtungsstationen, als auch auf mobilen Plattformen (Autos, Schiffe, Flugzeuge). Durch spektroskopische Analyse des von der Erdoberfläche reflektierten Sonnenlichts ist es seit 2002 zudem auch möglich, den atmosphärischen vertikalen Säuleninhalt des Methans vom Weltraum aus mit Hilfe der Fernerkundung zu erfassen. Für die Zeit vor den direkten Messungen lässt sich die Methankonzentration der Atmosphäre an in Eiskernen eingeschlossenen Luftbläschen ermitteln (JOOS und FISCHER 2022).

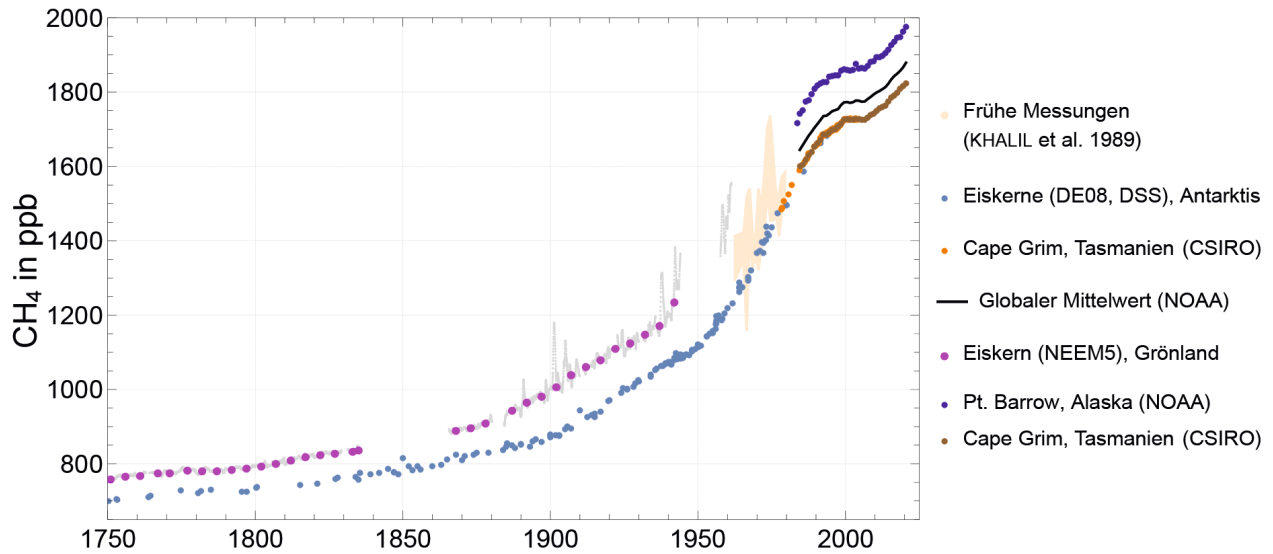


Abbildung 5-1: Verlauf der atmosphärischen Methankonzentration in Nord- und Südhemisphäre ermittelt aus Messungen an Eiskernen (Grönland, Antarktis) und aus direkten atmosphärischen Messungen der NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) und des CSIRO (*Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation*). Daten aus DLUGOKENCKY (2022) und CSIRO (2022).

Abbildung 5-1 zeigt den Verlauf der atmosphärischen Methankonzentration in Nord- und Südhemisphäre seit 1750, ermittelt aus direkten Atmosphärenmessungen und rekonstruiert aus Eiskernen. Von 1750 bis 2019 hat die Konzentration um das 2,6-fache von einem vorindustriellen Wert von 729 ppb auf 1866 ppb zugenommen (GULEV et al. 2021). Bis etwa 1980 verlief der Anstieg nahezu exponentiell, danach verringerte sich die jährliche Zunahme bis zu einem Plateau in den Jahren nach 2000. Seit 2007 nimmt die Konzentration jedoch wieder massiv zu. Man erkennt auch einen substantiellen Konzentrationsgradient zwischen der Nord- und Südhemisphäre, der sich ebenfalls seit 1750 vergrößert. Wie beim CO_2 (HEIMANN 2022) spiegelt dieser Gradient die meridionale Verteilung der CH_4 -Quellen wider, die sich vorwiegend in der Nordhemisphäre befinden.

2 Quellen und Senken des Methans

Methan entweicht bei einer Vielzahl von Quellenprozessen, die sich in drei Gruppen zusammenfassen lassen. Zunächst gibt es ursprüngliches, geologisches Methan, welches durch Vulkanismus und Gasaustritt bei Sickerstellen freigesetzt wird. Geologisches Methan als Hauptbestandteil von Erdgas wird auch bei dessen Förderung, Verteilung und Nutzung durch Lecks freigesetzt. Eine zweite Gruppe umfasst biogenes Methan, welches unter anaeroben Bedingungen durch methanogene Mikroorganismen erzeugt wird. Anaerobe Bedingungen, also Bereiche unter fehlendem Sauerstoff, finden sich am Grunde von Feuchtgebieten und Gewässern (Moore, Sümpfe, Seen) und in gefluteten Reisfeldern. Aus diesen Feuchtgebieten gelangt das biogene Methan durch Diffusion, aufsteigende Luftbläschen und durch Transport in hohlen Pflanzenstengeln in die Atmosphäre. Anaerobe Bedingungen finden sich auch in den

Mägen von Wiederkäuern und in Abfalldeponien, aus welchen ebenfalls biogenes Methan in die Atmosphäre entweicht. Eine dritte Quellenkategorie umfasst pyrogenes Methan, das bei Schwelbränden unter anderem in Vegetationsfeuern bei unvollständiger Verbrennung entsteht und in die Atmosphäre gelangt.

In der Atmosphäre wird Methan photochemisch vor allem durch Hydroxyl-Radikale (OH) zu Kohlendioxid und Wasser oxidiert. Neben dieser wichtigsten Methan-Senke wird Methan auch an der Oberfläche von trockenem Erdboden durch methanotrophe Mikroorganismen abgebaut.

Im Prinzip lässt sich Methan durch Bestimmung seiner isotopischen Zusammensetzung einer der drei Emissionsgruppen zuordnen. Da der Kohlenstoff im geologischen, fossilen Methan viele Millionen Jahre aus der Atmosphäre entfernt war, enthält er keinen Radiokohlenstoff. Durch Messung des $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnis im Methan einer Luftprobe lässt sich daher der Anteil des fossilen Methans ermitteln. Allerdings ist diese Messung aufwendig und kostenintensiv, sodass es zurzeit leider nur relativ wenige Radiokohlenstoff-Zeitreihen für Methan gibt. Biogenes und pyrogenes Methan lässt sich durch Messung des stabilen Isotopenverhältnis $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ trennen: Pyrogenes Methan enthält im Wesentlichen die isotopische Signatur des Kohlenstoffs der beim Feuer verbrannten Vegetation (im Allgemeinen etwa -25 permil¹). Im Gegensatz dazu ist der Kohlenstoff im biogenen Methan gegenüber dem Kohlenstoff der Vegetation im ^{13}C massiv abgereichert, da die Mikroorganismen beim Abbau von organischem Kohlenstoff und Umwandlung in Methan das leichtere Kohlenstoffisotop ^{12}C vorziehen. Biogenes Methan hat daher isotopische Werte von ungefähr -60 bis -70 permil. Fossiles Methan liegt im $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ dazwischen mit Werten von -60 bis -40 permil.

1 Isotopenverhältnisse werden als Abweichung von einem Standard in Tausendstel angegeben: $\delta(^{13}\text{C}/^{12}\text{C}) = 1000 \cdot (^{13}\text{C}/^{12}\text{C} - ^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{std}}) / ^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{std}}$

Alle drei der genannten CH₄-Quellenkategorien enthalten sowohl natürliche als auch menschengemachte Anteile, so dass sich aus der Messung der isotopischen CH₄-Zusammensetzung nur bedingt Hinweise zur quantitativen Bestimmung der aus klimapolitischer Hinsicht relevanten anthropogenen Beiträge ableiten lassen. Dennoch kann man aus den Messungen der CH₄-Isotope wichtige Einschränkungen über die relativen Größen der verschiedenen CH₄-Quellen ermitteln.

Technisch kann man die quantitativen Beiträge der verschiedenen Quellen und Senken in der globalen (oder regionalen) Methanbilanz durch „Bottom-Up“ oder alternativ durch „Top-Down-Verfahren“ bestimmen, ähnlich wie beim Kohlendioxid (GERBIG und MARSHALL 2022). Bei der „Bottom-Up-Methode“ nimmt man lokale Messungen der CH₄-Emission zum Beispiel an einzelnen Vulkanen, auf einem Reisfeld oder an Wiederkäuern und skaliert diese dann hoch durch Multiplikation mit der Anzahl Vulkane, der gesamten Reisanbaufläche oder der Anzahl Wiederkäuer einer Region oder der gesamten Erde. Für einzelne Quellenkategorien lässt sich dies verfeinern, indem weitere Umweltparameter (für Feuchtgebiete z. B. Temperatur und Wasserstand) mitbestimmt und bei der Hochskalierung berücksichtigt werden. Alternativ kann man auch mit einem Prozessmodell „Bottom-Up“ die Quellstärke zum Beispiel der Feuchtgebiete ermitteln. Naturgemäß sind diese Hochrechnungen mit beträchtlichen Unsicherheiten versehen; dennoch erlauben sie die Erstellung von Kataster der verschiedenen Emissionsquellen mit hoher raum-zeitlicher Auflösung. Alternativ werden beim „Top-Down-Verfahren“ aus präzisen raum-zeitlichen atmosphärischen Messungen mit Hilfe eines Modells des atmosphärischen Transportes die Netto-Quellstärken an der Erdoberfläche räumlich und zeitlich ermittelt. Da es sich dabei um ein unterbestimmtes „inverses Problem“ handelt, müssen „a-priori-Informationen“ (z. B. räumliche und/oder zeitliche Quellenmuster) vorgegeben werden, um vernünftige Ergebnisse zu erzielen. Idealerweise liefern beide Verfah-

ren konsistente Quellstärken, um belastbare Aussagen zu einzelnen Methanquellen oder -senken zu treffen.

3 Globale Methanbilanz

Abbildung 5-2 zeigt die globalen Quellen und Senken des Methans, wie sie für die Dekade 2008–2017 mit beiden Verfahren ermittelt wurden (SAUNOIS et al. 2020). Die gezeichneten Fehlerbalken spiegeln die Streuung unterschiedlicher Schätzungen der jeweiligen Quellen- oder Senkenkategorie wider. Man erkennt, dass die mit dem „Bottom-Up-Verfahren“ ermittelten Werte erwartungsgemäß stärker streuen, und dass die Summe der Emissionen die Schätzung der gesamten globalen Methansenken um bis zu 100 Teragramm (Tg; 1 Tg = 10¹² g = 1 Mt) CH₄ pro Jahr übertrifft. Dieser Überschuss übersteigt bei weitem den im Bezugszeitraum beobachteten mittleren globalen atmosphärischen Methanzuwachs von ungefähr 13 TgCH₄ pro Jahr. Ein diesbezüglich konsistenteres globales Budget der globalen CH₄-Quellen und -Senken ergibt die „Top-Down-Methode“, da die atmosphärischen CH₄-Konzentrationsmessungen in die Rechnung eingehen. Allerdings sind auch hier die einzelnen Quellen- und Senkenterme mit beträchtlichen Unsicherheiten behaftet. Die größte Diskrepanz zwischen den Schätzungen mit den beiden Verfahren zeigt sich bei den „anderen natürlichen Quellen“, das heißt den Emissionen aus geologischen Quellen, Gewässern, Termiten, Wildtieren und aus Permafrostgebieten.

Basierend auf den „Top-Down-Schätzungen“ betragen die anthropogenen Emissionen insgesamt etwa 56 % der totalen CH₄-Emissionen. Man erkennt auch, dass der atmosphärische Zuwachs eine relativ kleine Balance zwischen Emissionen und Senken darstellt. Kleine Änderungen einzelner Quellen oder Senken spiegeln sich daher in relativ großen Änderungen der atmosphärischen Wachstumsrate des Methans wider.

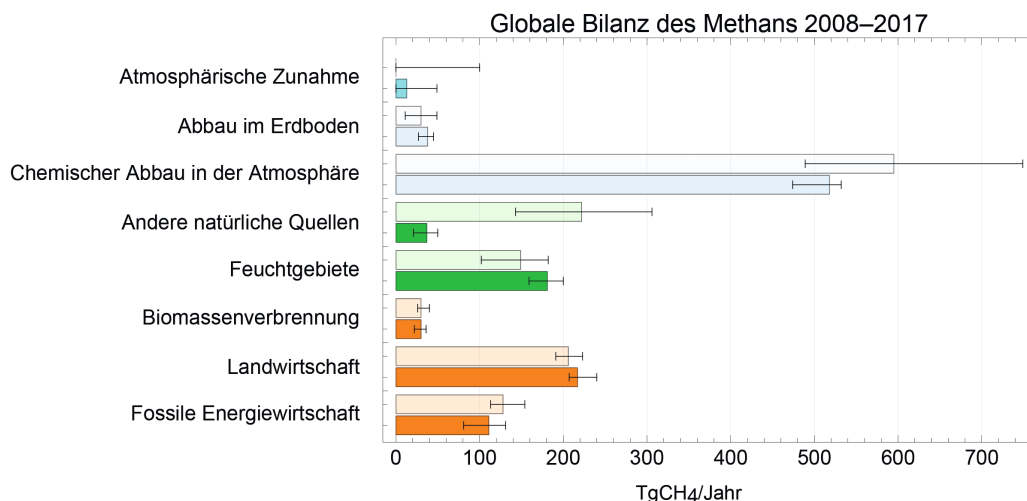


Abbildung 5-2: Globale Bilanz der Methanquellen und -senken, gemittelt über die Dekade 2008–2017: Anthropogene Quellen (orange), natürliche Quellen (grün), Senken (hellblau). Helle Farben: „Bottom-Up-Schätzwerte“, dunkle Farben: „Top-Down-Schätzwerte“. Nach SAUNOIS et al. (2020).

4 Rezentere Verlauf der atmosphärischen Methankonzentration

Abbildung 5-3 zeigt im obersten Schaubild den rezenten Verlauf der global gemittelten atmosphärischen Methankonzentration, ermittelt aus Messungen des globalen Beobachtungsnetzwerks der NOAA (DLUGOKENCKY et al. 1994, DLUGOKENCKY 2022). Die rote Linie basiert auf Monatswerten und spiegelt den Jahresgang des Methans wider. Dieser ist zwar in Nord- und Südhemisphäre gegenläufig, jedoch kompensiert er sich bei der globalen Mittelung nicht vollständig. Die schwarze Linie stellt den Verlauf der jahreszeitlich gemittelten Methankonzentration dar.

Im mittleren Schaubild ist die Wachstumsrate des globalen Methans dargestellt, berechnet aus den jahreszeitlich bereinigten Monatsmitteln. Gestrichelte rote Linien markieren die Mittel der Wachstumsrate während der jeweiligen Dekaden. Man erkennt bis ca. 1990 einen relativ starken Anstieg (≈ 1 ppb/Jahr), der in den 1990er Jahren abflacht und ab 2000 praktisch zum Stillstand kommt. Ab dem Jahre 2007 nimmt die Methankonzentration wieder rasant zu bis zu einer maximalen Wachstumsrate von 1,4 ppb/Jahr in 2020. Sowohl der Rückgang des Wachstums 1990–2007 als auch der erneute Anstieg nach 2007 sind nicht gut verstanden und zurzeit ein aktuelles Thema der Forschung.

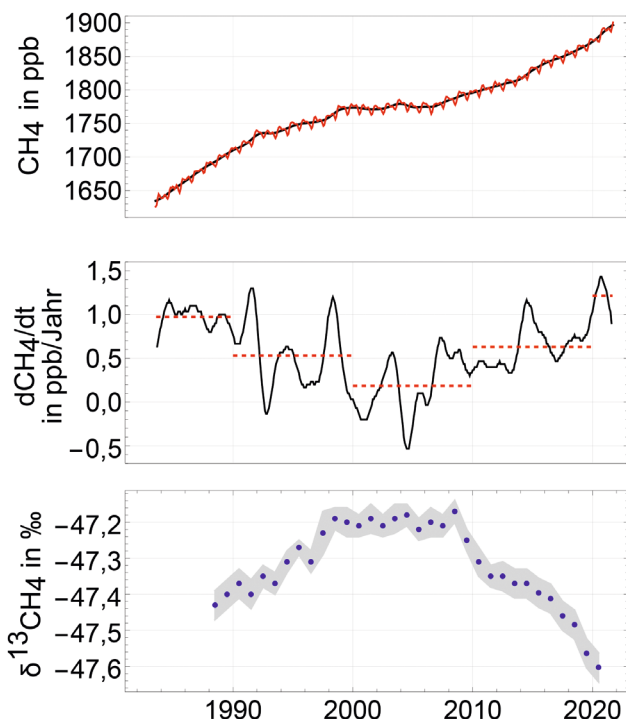


Abbildung 5-3: Oben: Rezentere Verlauf der global gemittelten Methankonzentration in der Atmosphäre (rote Linie: Monatswerte, schwarze Linie: Jahreszeitlich bereinigte Werte, DLUGOKENCKY 2022). Mitte: Wachstumsrate der globalen Methankonzentration (schwarz: Monatswerte, jahreszeitlich bereinigt, rot gestrichelt: Dekadale Mittelwerte). Unten: Verlauf des $^{13}C/^{12}C$ -Verhältnisses in CH_4 der Atmosphäre (blaue Punkte: Jahresmittelwerte, grau schraffiert: 1-sigma Unsicherheit). Nach SCHAEFER et al. (2016), modifiziert.

Ein wichtiger Hinweis ergibt sich aus den Messungen des $^{13}C/^{12}C$ -Isotopenverhältnisses des atmosphärischen CH_4 , dargestellt in Abbildung 5-3, unterstes Schaubild (SCHAEFER et al. 2016). Der Anstieg in den 1990er Jahren spiegelt sich im Isotopenverhältnis zu etwas schwereren CH_4 wider und weist auf fossile CH_4 -Emissionen hin. Konsistent dazu scheint das Plateau in den 2000er Jahren durch einen Rückgang dieser Emissionen bewirkt zu sein. Der erneute Anstieg des Methans nach 2007 fällt zeitlich zusammen mit einem starken Anstieg der Gas-Fracking-Industrie, vor allem in den USA. Daher wurde zunächst vermutet, dass neue Gaslecks verantwortlich für den Anstieg wären. Satellitenmessungen zeigen in der Tat eine Zunahme des atmosphärischen CH_4 über den amerikanischen Regionen, in welchen Gas-Fracking stattfindet. Der deutliche Rückgang des $^{13}C/^{12}C$ zu leichterem CH_4 nach 2007 verweist auf globaler Skala jedoch auf eine Zunahme der biogenen Emissionen, wohl aus Feuchtgebieten und/oder aus der Landwirtschaft.

Dem dekadalen Trend der Wachstumsrate überlagert finden sich interannuale Schwankungen, die durch Klimaschwankungen erzeugt werden. Während regionaler Dürreperioden finden sich oft vermehrte Vegetationsfeuer mit einhergehenden pyrogenen Methanemissionen.

5 Auswirkungen auf das globale Klima der Erde

Die Klimawirksamkeit des Methans hängt ab vom Einfluss auf den Strahlungsantrieb (*effective radiative forcing*, ERF) in der Energiebilanz der Erde, sowie von der Verweilzeit der Methanmoleküle in der Atmosphäre. Die Zunahme der Konzentration von 729 ppb in 1750 auf 1866 ppb in 2019 bewirkte eine Zunahme des ERF um $0,54 \pm 0,11$ W/m² (FORSTER et al. 2021); dies entspricht etwa einem Viertel der Zunahme des ERF durch die Zunahme des CO_2 im gleichen Zeitraum ($2,16 \pm 0,26$ W/m²). Die atmosphärische Verweilzeit des Methans, das ist die Zeit nach einem Emissionspuls bis sich die resultierende Konzentration auf 1/e verringert hat, beträgt $11,8 \pm 1,8$ Jahre (FORSTER et al. 2021). Dies ist etwas mehr als die mittlere atmosphärische Verweilzeit eines CH_4 -Moleküls („Lebensdauer“), da die photochemische Abbaurate bei höheren Konzentrationen nicht linear zunimmt. Die Klimawirksamkeit von einem Kilogramm Methan im Vergleich zu einem Kilogramm CO_2 lässt sich durch das *Global Warming Potential* (GWP) charakterisieren (HEIMANN 2022). Laut 6. Sachstandsbericht der Arbeitsgruppe I des IPCC (AR6) beträgt das GWP von Methan bezogen auf einen Zeithorizont von 100 Jahren 27,9. Das in AR6 neu eingeführte *Global Temperature Potential* (GTP, FORSTER et al. 2021) des Methans, das ist die durch Methan bewirkte Temperaturerhöhung relativ zu derjenigen einer gleichen Menge emittierten CO_2 , beträgt nach 100 Jahren jedoch nur 5,38. Dieser im Vergleich zum GWP geringere Wert erklärt sich aus der kürzeren atmosphärischen Verweilzeit des Methans, da sich der Klimaefekt einer Impuls-Emission von CH_4 im Vergleich zum CO_2 nach einigen Dekaden reduziert.

Im Hinblick auf den Klimawandel in diesem Jahrhundert spielt Methan eine moderate aber dennoch nicht unbedeutende Rolle. Der Beitrag des Methans am totalen Strahlungsantrieb ERF bis zum Jahre 2100 beträgt in den meisten der „illustrativen Szenarien“ im 6. Sachstandsbericht der Arbeitsgruppe I des IPCC etwas weniger als 10 %. Dies hängt natürlich stark von den sozioökonomischen und politischen Annahmen ab, die den Szenarien zugrunde liegen. Wegen der relativ kurzen atmosphärischen Verweilzeit des Methans haben schon relativ moderate Emissionsminderungen einen nicht unerheblichen Einfluss auf dessen ERF. Maßnahmen zur Emissionsvermeidung von Methan, unter anderem das Aufspüren und Schließen von Erdgaslecks, können daher wesentlich zur Bekämpfung des globalen Klimawandels beitragen.

6 Rückkopplungseffekte

Neben den anthropogenen Methanquellen sind auch Rückkopplungseffekte vom Klima auf die Quellen und Senken des Methans zu betrachten. Insbesondere die Emissionen aus Feuchtgebieten sowie der atmosphärische Abbau hängen vom hydrologischen Kreislauf ab und sind schwierig abzuschätzen. Zunehmende Niederschläge in den Tropen bewirken eine Ausweitung und Zunahme der Wasserstände in Feuchtgebieten, Gewässern und Seen und damit eine Verstärkung der Methanemissionen aus diesen Quellen. Die jüngst beobachtete zunehmende Wachstumsrate des Methans (siehe Abschnitt 4, oben) wird zum Teil auf diesen Effekt zurückgeführt. Eine potentielle Ausweitung der subtropischen Trockengebiete hätte dagegen einen gegenläufigen Effekt. Höhere Temperaturen, vor allem in den gemäßigten und höheren Breiten stimulieren ebenfalls höhere Methanemissionen, allerdings ebenfalls moduliert durch einen sich verändernden hydrologischen Kreislauf.

Ein in der Öffentlichkeit oft diskutierter Effekt betrifft Methanemissionen aus Permafrostregionen. Taut die Erdoberfläche in diesen Regionen im Zuge einer Erwärmung zunehmend auf, kann im Boden gespeicherter alter organischer Kohlenstoff mikrobiell abgebaut werden. Unter anaeroben Bedingungen könnte dabei neben CO_2 auch zusätzliches Methan entstehen und in die Atmosphäre entweichen. Aufgrund der gewaltigen Kohlenstoffmengen, die sich in den obersten Metern im Permafrostboden befinden, könnte diese Rückkopplung eine globale Klimaerwärmung signifikant beschleunigen.

Neben dem Methan, welches beim Auftauen entsteht, gibt es auch beträchtliche Vorkommen von „Methaneis“ (Methanhydrat oder -klathrat). Dies sind Methanmoleküle, die von Wassermolekülen umschlossen in Form von Eis gespeichert und nur unter tiefen Temperaturen und hohem Druck stabil vorliegen. Solche Bedingungen finden sich in tieferen Lagen im Permafrostboden sowie im arktischen Schelf und allgemein in tieferen Bereichen im Ozean. Höhere Temperaturen und/oder Druckentlastung (z. B. durch Rückgang des Meeresspiegels) destabilisieren diese Hydra-

te mit potentiell entweichendem Methan in die Atmosphäre. In der Tat gibt es Beobachtungen von Methanaustritt in Form von Bläschen aus dem Meeresboden der arktischen Schelfgebiete (SHAKHOVA et al. 2010). Ob und wieviel davon in die Atmosphäre gelangt, hängt jedoch von der Wassertiefe ab, da in der Wassersäule Methan durch Mikroorganismen wieder abgebaut wird und daher nur ein Bruchteil an die Oberfläche gelangt. Beobachtungen gibt es auch von kreisförmigen Kratern mit bis zu 100 Metern Durchmesser in arktischen Permafrostregionen, die vermutlich durch aufsteigende Methanblasen aus größeren Tiefen aufgebrochen wurden. Ob dieses Methan aus Hydraten stammt ist zurzeit nicht bekannt, ebenso ob es in jüngerer Zeit eine Zunahme der Bildung solcher Emissionskrater gab. Es kann aber gut sein, dass diese Ereignisse und auch die Emissionen aus dem arktischen Schelf ein Relikt der letzten Eiszeit und damit einen langfristigen geologischen Prozess widerspiegeln.

Aktuelle Messungen aus der Arktis zeigen zwar sporadisch eine Verstärkung der Emissionen aus arktischen Feuchtgebieten im Sommer und Herbst, jedoch lässt sich in der Methan-Gesamtbilanz der Arktis (Land- und Schelfgebiete) trotz der bereits heute fortschreitenden Erwärmung keine massive Emissionszunahme erkennen. Die Methanemissionen betragen nördlich von 60°N im Bezugszeitraum 2008–2017 insgesamt nur ungefähr 22 TgCH_4 pro Jahr (17–29), davon 6 TgCH_4 aus anthropogenen Quellen (SAUNOIS et al. 2020), und sind daher noch ein kleiner Beitrag in der globalen Bilanz.

Literatur

- CSIRO, 2022: Australian Bureau of Meteorology and Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation (CSIRO) Oceans and Atmosphere. Latest Kennook / Cape Grim greenhouse gas data. URL: <https://www.csiro.au/en/research/natural-environment/atmosphere/latest-greenhouse-gas-data>, Abruf: 21.09.2022.
- DLUGOKENCKY, E.J., 2022: The Global Monitoring Laboratory of the National Oceanic and Atmospheric Administration (GML/NOAA). Trends in Atmospheric Methane. URL: http://gml.noaa.gov/ccgg/trends_ch4/, Abruf: 21.09.2022.
- DLUGOKENCKY, E.J., STEELE, L.P., LANG, P.M., MASARIE, K.A., 1994: The growth rate and distribution of atmospheric methane. *Journal of Geophysical Research* **99**, 17021-17043, doi:10.1029/94JD01245.
- FORSTER, P., STORELVMO, T., ARMOUR, K., COLLINS, W., DUFRESNE, J.-L., FRAME, D., LUNT, D.J., MAURITSEN, T., PALMER, M.D., WATANABE, M., WILD, M., ZHANG, H., 2021: The Earth's energy budget, climate feedbacks, and climate sensitivity. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. MASSON-DELMOTTE, V., ZHAI, P., PIRANI, A., et al. (Hrsg.). *Cambridge University Press*,

- Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 923-1054, doi:10.1017/9781009157896.009.
- GERBIG, C., MARSHALL, J., 2022: Quantifizierung regionaler und globaler Kohlenstoff-Austauschflüsse. In: Der globale Kohlenstoffkreislauf. Deutscher Wetterdienst (Hrsg.), *promet* **105**, 41-50, doi: 10.5676/DWD_pub/promet_105_06.
- GRAEDEL, T.E., MCRAE, J.E., 1980: On the possible increase of the atmospheric methane and carbon-monoxide concentrations during the last decade. *Geophysical Research Letters* **7**, 977-979.
- GULEV, S.K., THORNE, P.W., AHN, J., DENTENER, F.J., DOMINGUES, C.M., GERLAND, S., GONG, D., KAUFMAN, D.S., NNAMCHI, H.C., QUAAS, J., RIVERA, J.A., SATHYENDRANATH, S., SMITH, S.L., TREWIN, B., VON SHUCKMANN, K., VOSE, R.S., 2021: Changing State of the Climate System. In: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. MASSON-DELMOTTE, V., ZHAI, P., PIRANI, A., et al. (Hrsg.). *Cambridge University Press*, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 287-422, doi:10.1017/9781009157896.004.
- HEIMANN, M., 2022: Der globale Kohlenstoffkreislauf: Einführung. In: Der globale Kohlenstoffkreislauf. Deutscher Wetterdienst (Hrsg.), *promet* **105**, 3-10, doi: 10.5676/DWD_pub/promet_105_01.
- JOOS, F., FISCHER, H., 2022: CO₂ und Klima in der Vergangenheit. In: Der globale Kohlenstoffkreislauf. Deutscher Wetterdienst (Hrsg.), *promet* **105**, 51-59, doi: 10.5676/DWD_pub/promet_105_07.
- RUPPEL, C.D., KESSLER, J.D., 2017: The interaction of climate change and methane hydrates: Climate-Hydrates Interactions. *Reviews of Geophysics* **55**, doi:10.1002/2016RG000534.
- SAUNOIS, M., STAVERT, A.R., POULTER, B., et al., 2020: The Global Methane Budget 2000–2017. *Earth System Science Data* **12**, 1561-1623, doi:10.5194/essd-12-1561-2020.
- SCHAEFER, H., MIKALOFF FLETCHER, S.E., VEIDT, C., LASSEY, K.R., BRAILSFORD, G.W., BROMLEY, T.M., DLUGOKENCKY, E.J., MICHEL, S.E., MILLER, J.B., LEVIN, I., LOWE, D.C., MARTIN, R.J., VAUGHN, B.H., WHITE, J.W., 2016: A 21st-century shift from fossil-fuel to biogenic methane emissions indicated by ¹³CH₄. *Science* **352**, 80-4, doi:10.1126/science.aad2705.
- SHAKHOVA, N., SEMILETOV, I.P., SALYUK, A., YUSUPOV, V., KOSMACH, D., GUSTAFSSON, O., 2010: Extensive Methane Venting to the Atmosphere from Sediments of the East Siberian Arctic Shelf. *Science* **327**, doi:10.1126/science.1182221.
- WANG, W.C., YUNG, Y.L., LACIS, A.A., MO, T., HANSEN, J.E., 1976: Greenhouse effects due to man-made perturbations of trace gases. *Science* **194**, 685-690.

Kontakt

PROF. DR. MARTIN HEIMANN
Max-Planck-Institut für Biogeochemie
Abteilung Biogeochemische Signale
Hans-Knöll-Str. 10
07745 Jena
martin.heimann@bgc-jena.mpg.de

C. GERBIG, J. MARSHALL

6

Quantifizierung regionaler und globaler Kohlenstoff-Austauschflüsse

Quantification of regional and global carbon exchange fluxes

Zusammenfassung

Ein besseres Verständnis der Bilanz von Treibhausgasen ist insbesondere im Kontext der globalen Erwärmung gefordert. Eine unabhängige Quantifizierung des Austauschs von CO₂ und CH₄ ist durch inverse Transportmodellierung möglich, bei der beobachtete Treibhausgaskonzentrationen mit modellierten Konzentrationen durch optimale Anpassung der zeitlichen und räumlichen Verteilung der Quellen und Senken in Übereinstimmung gebracht werden. Atmosphärische Treibhausgase werden durch ein globales Beobachtungssystem erfasst, das in-situ-Messungen an Messstationen oder mobilen Plattformen wie Schiffen oder Flugzeugen, sowie Fernerkundung vom Boden oder von Satelliten beinhaltet. Die quantitative Verwendung dieser Beobachtungsdaten in der inversen Modellierung auf globaler sowie auf regionaler Skala dient der Unterstützung und Überprüfung der Wirksamkeit von unabdingbaren Emissionsminderungsmaßnahmen.

Summary

A better understanding of the greenhouse gas balance is particularly important in the context of global warming. An independent quantification of the exchange of CO₂ and CH₄ is possible by inverse transport modelling, in which observed greenhouse gas concentrations are brought into agreement with modelled concentrations by optimal adaptation of the temporal and spatial distribution of sources and sinks. Atmospheric greenhouse gases are captured by a global observation system that includes in-situ measurements at measuring stations or mobile platforms such as ships or aircraft, as well as remote sensing from the ground or from satellites. The quantitative use of these observational data in inverse modelling on a global and regional scale serves to support and verify the effectiveness of indispensable emission reduction measures.

1 Einleitung

In Zeiten zunehmender Treibhausgasemissionen ist es von herausragender Bedeutung, ein besseres Verständnis über die verschiedenen Quellen und Senken der Treibhausgase zu erlangen. Dazu gehört neben der Quantifizierung auch die Untersuchung möglicher Wechselwirkungen und Rückkopplungen von Änderungen in der Quellenstärke der Treibhausgase mit dem sich ändernden Klima. So besteht zum Beispiel die Befürchtung, dass aufgrund der besonders in den Polarregionen zu erwartenden Klimaerwärmung aus dem im Permafrost gespeicherten Kohlenstoff neben CO₂ auch Methan (CH₄) freigesetzt werden könnte, was aufgrund des starken Strahlungsantriebs von CH₄ zu einem weiteren Temperaturanstieg führen würde (positive Rückkopplung).

Einerseits können Treibhausgas-Quellen aus Statistiken (Emissionsfaktoren, Aktivitätsraten) quantifiziert werden, wie sie zum Beispiel im Rahmen der nationalen Inventarberichterstattung der einzelnen Länder unter der Klimarahmenkonvention der Vereinten Nationen verwendet werden. Es besteht andererseits zudem die Möglichkeit, aus der beobachteten räumlich-zeitlichen Verteilung der Treibhausgase in der Atmosphäre auf deren Quellen und Senken zu schließen. Bei dieser sogenannten „Top-Down-Methode“ handelt es sich um eine unabhängige Quantifizierung. Die geografische Verteilung der Treibhausgasquellen und -senken, kombiniert mit atmosphärischem Transport (Advektion, turbulente Mischung, Konvektion), führt zu entsprechenden Mustern der Konzentrationsverteilung in der Atmosphäre. So führt zum Beispiel die deutlich stärkere

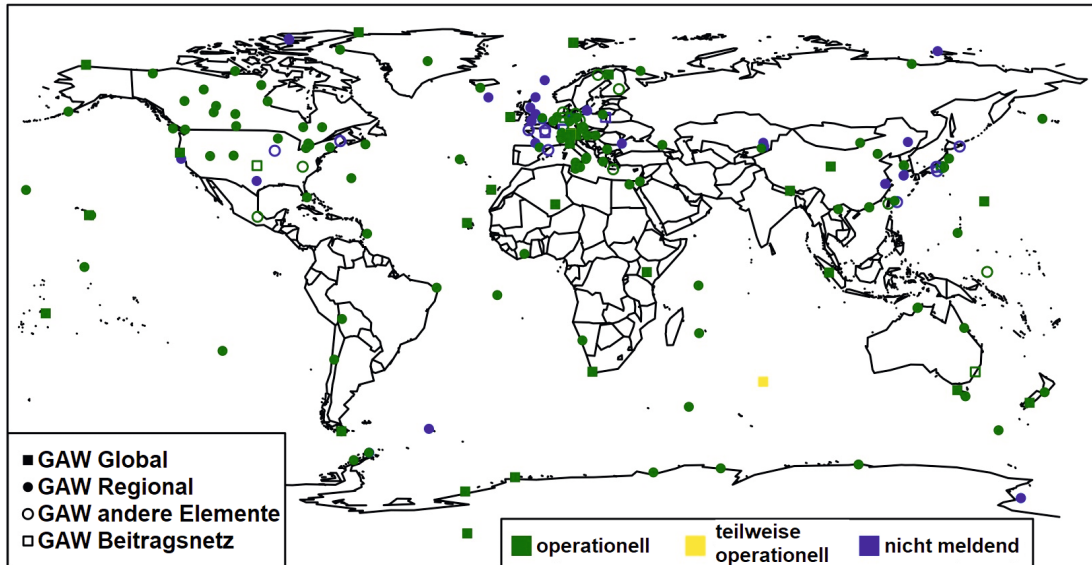


Abbildung 6-1: Globales Messnetz von Treibhausgasmessungen im Rahmen des GAW-Programms der WMO. Es umfasst 31 globale GAW-Stationen (gefüllte Quadrate), 120 regionale GAW-Stationen (gefüllte Kreise), sowie 31 weitere Stationen (offene Symbole).

anthropogene Emission von CO_2 aus der Nutzung fossiler Brennstoffe in der Nordhalbkugel im Jahresmittel zu einer Erhöhung der CO_2 -Konzentration in der nördlichen Hemisphäre, die anhand von repräsentativen Messungen an global verteilten Stationen (z. B. auf Mauna Loa, siehe Beitrag 1) erkennbar ist. Solche globalen Messungen sind im Rahmen des GAW (*Global Atmospheric Watch*)-Programms der WMO (*World Meteorological Organisation*) koordiniert. Das Messnetz (Abb. 6-1) umfasst zurzeit 32 globale Stationen, die den großräumigen Hintergrund charakterisieren, sowie weitere 112 regionale Stationen.

Globale Inversionsrechnungen machen sich nun solche repräsentativen Messungen zu Nutze, indem mithilfe globaler Transportmodelle mit räumlicher Auflösung von etwa 1–5 Längen- bzw. Breitengraden zurück auf die räumlich-zeitliche Verteilung der Austauschflüsse zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre geschlossen wird. Dabei handelt es sich jedoch in der Regel um ein unterbestimmtes Problem, bei dem es deutlich mehr unbekannte Austauschflüsse gibt (etwa eine Unbekannte pro Zeitschritt und Gitterzelle) als es Messungen gibt (teils stündliche, teils wöchentliche Messungen an den ca. 140 Stationen). Daher werden in der Regel a-priori-Annahmen über die räumlich-zeitliche Flussverteilung sowie deren Unsicherheiten verwendet, die die Inversionsrechnung zu einem überbestimmten Problem machen. Als a priori dienen zum Beispiel der mit terrestrischen Biosphärenmodellen bestimmte Kohlenstoffaustausch, sowie Emissionsinventare für die Verbrennung fossiler Brennstoffe (siehe Abb. 6-2).

Im Gegensatz zu globalen Inversionsrechnungen nutzen regionale Inversionen Transportmodelle mit entsprechend höherer räumlicher Auflösung und sind daher geeignet, auch Beobachtungen von weniger repräsentativen Messstationen zu nutzen. Damit lassen sich quantitative Aussagen über Kohlenstoff-Bilanzen auf der Skala von einzelnen

Staaten machen, was als unabhängige Information im Rahmen der nationalen Treibhausgas-Inventarberichterstattung eine Rolle spielen kann. In den letzten Jahren wurden zunehmend auch erste Versuche der Quantifizierung von Treibhausgasemissionen auf urbaner Skala unternommen mit der Absicht, die Emissionen einzelner Städte oder einzelner Anlagen mit besonders hohen Emissionen (z. B. die Methanemission von Mülldeponien) abzuschätzen. Dazu bedarf es jedoch eines spezifischen Beobachtungskonzeptes, da die Informationsdichte aus regulären Messungen im Rahmen von globalen und regionalen Atmosphärenmessnetzen nicht ausreichend ist.

Zur Erfassung der atmosphärischen Treibhausgasverteilung dienen neben in-situ-Messungen an fixen Stationen auch Messungen mithilfe mobiler Plattformen (mit Treibhausgas-Messgeräten ausgestattete Linien- oder Charterflugzeuge, Ballons oder Fahrzeuge). In den letzten 10 bis 15 Jahren kam auch zunehmend bodengestützte sowie satellitengestützte Fernerkundung zum Einsatz, die sich die Absorption von an der Erdoberfläche reflektiertem Sonnenlicht durch die Treibhausgase im nahen und mittleren Infrarot zunutze machen. Insbesondere die Abdeckung durch Satellitenbeobachtungen ist dabei attraktiv, da dadurch auch die Atmosphäre über Regionen mit geringer Abdeckung durch Messstationen erfasst werden kann. Eine Herausforderung liegt dabei jedoch in der benötigten Genauigkeit der Messungen, die im Falle von Satellitenmessungen durch Wolken und Aerosole beeinträchtigt werden.

2 Top-Down-Methode

2.1 Grundlagen

Die an der Erdoberfläche verteilten Quellen und Senken der Treibhausgase hinterlassen durch Zusammenwirken

Anthropogene CO₂-Emissionen 2021 (Jahresmittel)

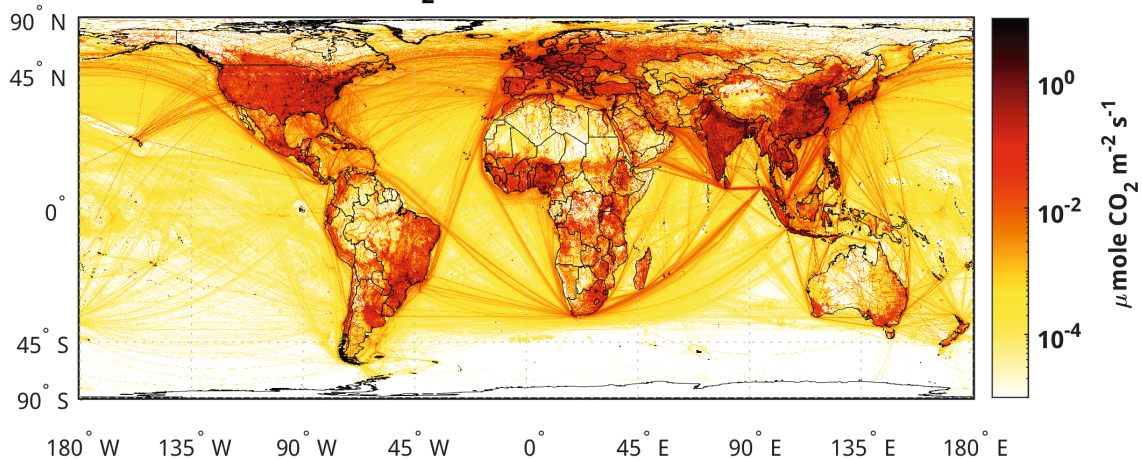


Abbildung 6-2: Anthropogene Emissionen von CO₂, basierend auf EDGAR v7.0 (*Emissions Database for Global Atmospheric Research*), CRIPPA et al. (2021) und CRIPPA et al. (2022), verfügbar unter https://edgar.jrc.ec.europa.eu/dataset_ghg70 (Abruf: 10.11.2022).

mit atmosphärischem Transport räumlich-zeitliche Signaturen, die mittels Beobachtungen erfasst werden können, und aus denen wiederum die Austauschflüsse in einer Inversionsrechnung rekonstruiert werden können. Da es sich bei den Treibhausgasen CO₂ und CH₄ um langlebige Spurengase handelt, kann der atmosphärische Transport in einer einfachen linearen Gleichung dargestellt werden:

$$y = Hx + y_0 + \varepsilon \tag{1}$$

Hier stellt y den Beobachtungsvektor (Mischungsverhältnisse z. B. an den Messstationen) dar, x ist der Zustandsvektor (die räumlich-zeitliche Verteilung der Austauschflüsse), H ist die Jacobi-Matrix (auch Transportoperator genannt), die den Beobachtungsvektor mit dem Zustandsvektor verknüpft, y_0 stellt die Mischungsverhältnisse zu Beginn des betrachteten Zeitfensters dar, die zum Beispiel durch eine spin-up-Simulation aus einer homogen verteilten Anfangsbedingung gerechnet werden kann (im Folgenden wird daher der Einfachheit halber die Differenz $y - y_0$ als Beobachtungsvektor y gesetzt), und ε ist ein Fehlervektor, der die Unsicherheit in den Messungen sowie im Modell berücksichtigt. Im Falle von CH₄ muss noch die photochemische Senke berücksichtigt werden. Mit der typischerweise gemachten Annahme, dass diese Senken unabhängig von der exakten Verteilung von CH₄ ist (*pseudo-first order loss reaction*), bleibt die Linearität in der Beziehung zwischen atmosphärischen Mischungsverhältnissen und den Quellen/Senken an der Oberfläche erhalten.

Für den Transport werden Chemie-Transport-Modelle verwendet, die mit meteorologischen Feldern aus der Wettervorhersage (Analysen, Reanalysen oder auch aneinandergereihte Kurzzeitvorhersagen) angetrieben werden. Auf regionaler Skala kommen auch zunehmend online mit Spurengastransport gekoppelte Wettervorhersagemodelle zum Einsatz. Dabei ist insbesondere auf Massenerhaltung zu achten, die bei langlebigen Spurengasen wie CO₂ und bei den in Inversionsrechnungen betrachteten Zeiträumen (Wochen bis Dekaden) eine Rolle spielen.

Um a-priori-Information über die Flussverteilung einfließen zu lassen, nutzt man bayessche Statistik. In einer bayesischen Inversion werden Beobachtungen mit a-priori-Informationen kombiniert (Flussverteilung und deren a-priori-Unsicherheit), um den wahrscheinlichsten Zustandsvektor zu rekonstruieren. Optimale a-posteriori-Schätzungen werden unter Annahme gaußscher Fehler durch Minimierung der folgenden Kostenfunktion erreicht:

$$J(x) = (y - Hx)^T S_\varepsilon^{-1} (y - Hx) + (x - x_{prior})^T S_{prior}^{-1} (x - x_{prior}) \tag{2}$$

Hierbei ist S_ε die Fehlerkovarianzmatrix für den Beobachtungsfehler, der mit Abweichungen zwischen simulierten und beobachteten Mischungsverhältnissen (*Model-Data Mismatch*) verbunden ist und instrumentelle Unsicherheit sowie Unsicherheit im Zusammenhang mit dem Transportmodell berücksichtigt. x_{prior} ist die a-priori-Flussverteilung, und S_{prior} beschreibt dessen Unsicherheit. Der erste Term auf der rechten Seite ist von den Atmosphärenbeobachtungen bestimmt; er verschwindet wenn die modellierten Mischungsverhältnisse den Beobachtungen gleich wird. Der zweite Term berücksichtigt die Abweichung der Austauschflüsse von der a-priori-Annahme. Damit ergibt sich der a-posteriori-Fluss als

$$\hat{x} = (H^T S_\varepsilon^{-1} H + S_{prior}^{-1})^{-1} (H^T S_\varepsilon^{-1} y + S_{prior}^{-1} x_{prior}) \tag{3}$$

mit der a-posteriori-Unsicherheit

$$S_{post} = (H^T S_\varepsilon^{-1} H + S_{prior}^{-1})^{-1} \tag{4}$$

Wie sich leicht erkennen lässt, ist sie kleiner als die a-priori-Unsicherheit, entsprechend dem durch die atmosphärischen Beobachtungen zu erwartenden Erkenntnisgewinn über die räumlich-zeitliche Verteilung der Austauschflüsse.

Es gibt eine Reihe üblicherweise verwendeter numerischer Verfahren, mit denen die Lösung bestimmt bzw. angenähert wird. Der direkten Matrixinversion steht die Größe der Matrizen entgegen: die Kovarianzmatrix S_{prior} hat eine An-

Tabelle 6-1: Beiträge zu Unsicherheiten von (regionalen) Inversionsrechnungen, die Messungen von Mischungsverhältnissen von CO₂ nutzen (nach GERBIG et al. 2009).

Komponente des Inversionssystems	Quelle der Unsicherheit	Größe (Mischungsverhältnis)
Transportmodell	Advektion	≈ 5 ppm (Wachstumsperiode)
	Mischung in der Grenzschicht	≈ 3,5 ppm (Wachstumsperiode)
	Konvektion in Wolken	Keine Abschätzung
	Mesoskalige Prozesse	≈ 2 – 3 ppm (Wachstumsperiode)
Transport- und Flussmodell	Horizontale Auflösung	≈ 1 ppm bei 200 km (Wachstumsperiode)
Flussmodell	A-priori-Unsicherheit	2 – 8 ppm
	Aggregation des Zustandsvektors	Abhängig von Aggregation und Modell
Messung	Präzision, Genauigkeit	0,1 ppm (von der WMO angestrebtes Ziel)

zahl von Zeilen/Spalten, die dem Produkt der Anzahl der Gitterzellen und der Anzahl der Zeitschritte entspricht, bei globalen Inversionen mit 100 km räumlicher und stündlicher zeitlicher Auflösung und einer Zeitspanne von 20 Jahren sind es etwa 1020 Matricelemente. Daher kommen in der Regel iterative Verfahren zur Minimierung der Kostenfunktion $J(\mathbf{x})$ zum Einsatz, wie vierdimensionale Variationsanalyse (4D-Var), Kalman-Filter (die den Nachteil eines begrenzten Zeitfensters von einigen Wochen haben) oder Ensemble-Methoden wie Ensemble-Kalman-Filter (EKF). Die Methoden ähneln der in der numerischen Wettervorhersage, jedoch ist die Zeitspanne deutlich größer, da die für den Transport der langlebigen Gase von den Quellen zu den Messorten benötigte Zeitspanne abgebildet werden muss.

In diesem Zusammenhang ist es einer Erwähnung wert, wie sich die Unsicherheiten zusammensetzen, da sie als Wichtung sowohl in die Flussabschätzung eingehen, als auch in die resultierende Unsicherheit. Im Falle von CO₂ (siehe Tabelle 6-1) treten während der Wachstumsperiode, wenn die Vegetation am Tag durch Photosynthese CO₂ aufnimmt und durch Respiration (unabhängig von der Sonneneinstrahlung) CO₂ abgibt, starke Kovarianzen mit durch solare Einstrahlung angetriebene atmosphärischen Transportprozessen auf. So ist in der Nacht, in Abwesenheit der Photosyntheseflüsse und somit bei CO₂-Abgabe durch die Biosphäre, die Atmosphäre in der Regel stabil geschichtet, mit einer geringen Höhe der Mischungsschicht, was zu einer Akkumulation von CO₂ führt. Währenddessen findet man am Tag durch Turbulenz eine deutlich höhere Mischungsschicht, während gleichzeitig eine CO₂-Aufnahme durch aktive Photosynthese vorherrscht. Daher kommt es bei der Modellierung von atmosphärischem CO₂ sehr genau auf die adäquate Repräsentation der zeitlichen Dynamik der Mischungsprozesse an.

2.2 Globale Flussabschätzung

Inverse Abschätzungen von CO₂-Austauschflüssen zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre auf globaler Skala wurden seit den späten 80er Jahren angewandt, zunächst mit wenigen Freiheitsgraden, sodass das inverse Problem

lösbar bleibt. CO₂-Emissionen aus der Verbrennung von fossilen Brennstoffen, der Zementproduktion oder der Rodung von tropischem Regenwald wurden dabei aus unabhängigen Schätzungen verwendet, ebenso wurden Ozeanflüsse zum Beispiel aus beobachteten pCO₂-Differenzen zwischen dem Ozeanwasser an der Oberfläche und Atmosphäre geschätzt, sodass mit der inversen Modellierung nur der Austausch zwischen Landbiosphäre und Atmosphäre bestimmt wurde. Damit ließen sich Hypothesen testen, wie zum Beispiel die Annahme eines durch steigende atmosphärische CO₂-Konzentration verursachten Düngeeffekts, der zu erhöhtem Pflanzenwachstum führen könnte, oder ein verstärktes Nachwachsen von Wäldern auf ursprünglich als Ackerland genutzten Flächen (TANS et al. 1990). Da die so geschätzte Größe der biosphärischen CO₂-Senke von einigen Gigatonnen Kohlenstoff pro Jahr nicht durch entsprechende „Bottom-up-Schätzungen“ unter Verwendung von Ökosystemmodellen und Waldinventaren reproduziert werden konnte, ergab sich das Problem der sogenannten *Missing Sink*, einer fehlenden CO₂-Senke.

Die Lokalisierung dieser *Missing Sink* stellte sich jedoch als schwierig heraus: Zunächst wurde mit einer Inversionsrechnung unter Verwendung von einigen großen Regionen, in denen die Flüsse bestimmt wurden, die Senke in Nordamerika lokalisiert (FAN et al. 1998). KAMINSKI und HEIMANN (2001) konnten jedoch zeigen, dass die Verwendung von wenigen Freiheitsgraden (Skalieren von Flüssen über große geographische Regionen) zu einem Aggregationsfehler führt, und dass es ebenso plausibel ist, dass die *Missing Sink* sich in Europa befindet. Das führte dazu, dass heutzutage Inversionsrechnungen mit einer dem räumlichen Gitter des Transportmodells entsprechenden Auflösung der zu bestimmenden Flüsse gemacht werden, wobei die Regularisierung durch Berücksichtigung von räumlich und zeitlich korrelierten Unsicherheiten in den zugrundeliegenden a-priori-Flussverteilungen geschieht.

Durch Verwendung unterschiedlicher globaler Modelle für den atmosphärischen Transport konnten STEPHENS et al. (2007) zeigen, dass es zu einer unterschiedlichen Aufteilung zwischen einer CO₂-Senke in den Tropen und einer CO₂-Senke in mittleren nördlichen Breitengraden führt.

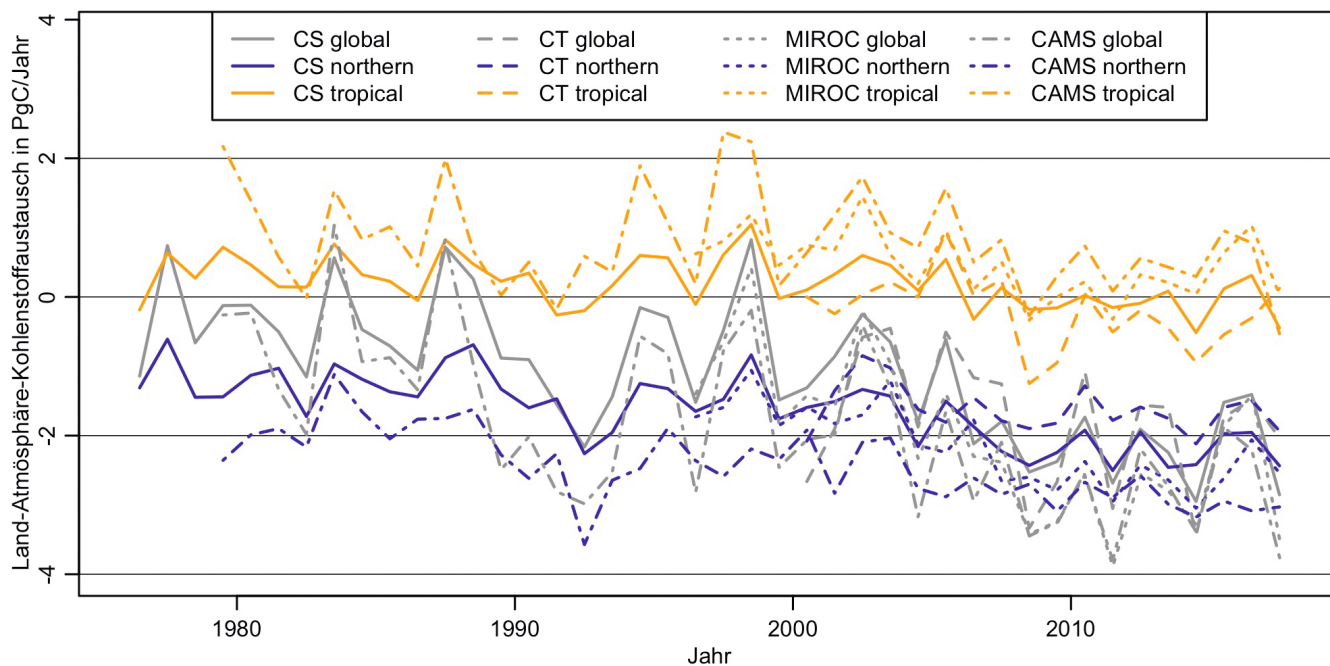


Abbildung 6-3: Von globalen Inversionen geschätzte und jährlich gemittelte Austauschflüsse zwischen Land und Atmosphäre für globale Landbiosphäre (grau), nördliche Landbiosphäre (30° N – 90° N, blau) und tropische Landbiosphäre (30° S – 30° N, orange). Die Ergebnisse verschiedener Inversionssysteme (CS: CarboScope, CT: CarbonTracker, MIROC: Model for Interdisciplinary Research on Climate, CAMS: Copernicus Atmosphere Monitoring Service) sind durch verschiedene Linientypen dargestellt (siehe Legende).

Mithilfe von flugzeuggestützten Messungen ließ sich die unterschiedliche Flussverteilung auf Unsicherheiten im Vertikaltransport und im interhemisphärischen Austausch zurückführen.

Aufgrund des Einflusses der Transportmodelle auf die geschätzten Flussverteilungen werden gegenwärtig daher in der Regel eine Reihe verschiedener Inversionssysteme verwendet, wie zum Beispiel in LE QUÉRÉ et al. (2018), einem jährlich erscheinenden *living data update* des globalen Kohlenstoffbudgets. Dort werden vier etablierte Inversionssysteme verwendet, deren a-posteriori-Flussverteilungen für einzelne Regionen unterschiedlich ausfallen (Abb. 6-3). Die Ergebnisse zeigen für die Jahre ab 2000 eine globale biosphärische Senke von im Mittel 2,1 PgC/Jahr, wobei die Landflächen nördlich von 30° N den größten Beitrag leisten (Aufnahme von 2,2 PgC/Jahr), während die tropischen Regionen (30° S – 30° N) eine leichte Quelle von 0,2 PgC/Jahr darstellen. Es zeigen sich jedoch starke interannuale Schwankungen in der Kohlenstoffbilanz der Landbiosphäre in Höhe von 0,5 PgC/Jahr, zu der Variationen in den Tropen mit 48±9 % und in den nördlichen Landflächen mit 37±11 % beitragen. Die Unsicherheit in diesen Beiträgen zur interannualen Variabilität bezieht sich hierbei auf die Unterschiede zwischen den Inversionssystemen. Der signifikante Beitrag der tropischen Landbiosphäre zeigt hierbei, wie wichtig diese Regionen für den globalen Kohlenstoffkreislauf sind.

Zur Evaluierung der Inversionsergebnisse werden unabhängige Daten verwendet, die nicht in die Inversionsrechnung eingeflossen sind. Von besonderer Bedeutung sind dabei regelmäßige flugzeuggestützte Beobachtungen, die wichtige

Informationen über die vertikalen Schichtungen der Treibhausgase und somit über Vertikaltransport liefern. In diesem Zusammenhang wird auch die europäische Forschungsinfrastruktur IAGOS (*In-Service Aircraft for a Global Observing System*, www.iagos.org) mit Treibhausgasmessungen von Linienflugzeugen in Zukunft eine Rolle spielen.

2.3 Regionale Flussabschätzung

Zur besseren Quantifizierung der Austauschflüsse einzelner Regionen wurde eine deutliche Erhöhung der Beobachtungsdichte insbesondere über den Kontinenten notwendig. Dies wurde zum Beispiel in Europa durch das im Rahmen der Europäischen Forschungsinfrastruktur ICOS (*Integrated Carbon Observation System*) aufgebaute atmosphärische Beobachtungsnetz erreicht. Die Herausforderung für die Modellierung besteht nun darin, die zunehmende Anzahl von Messstationen in Regionen mit stark inhomogen verteilten anthropogenen Treibhausgasemissionen, sowie in Regionen starker biosphärischer Quellen und Senken, verbunden mit hoch variabler Landnutzung auf kleinen Skalen mit möglichst geringem Fehler in den atmosphärischen Transportmodellen zu repräsentieren. Das bedeutet insbesondere, dass regionale Modelle mit einer deutlich höheren räumlichen Auflösung als die der globalen Modelle (etwa bis 1° × 1°) verwendet werden müssen.

Grundsätzlich können solche regionalen Transportmodelle entweder offline betrieben werden, indem sie meteorologische Felder aus der Wettervorhersage nutzen, oder es können online mit Spurengastransport gekoppelte Wettervorhersagemodelle verwendet werden. Ein Beispiel für den letzteren Fall ist das WRF-GHG, in dem das *Weather Re-*

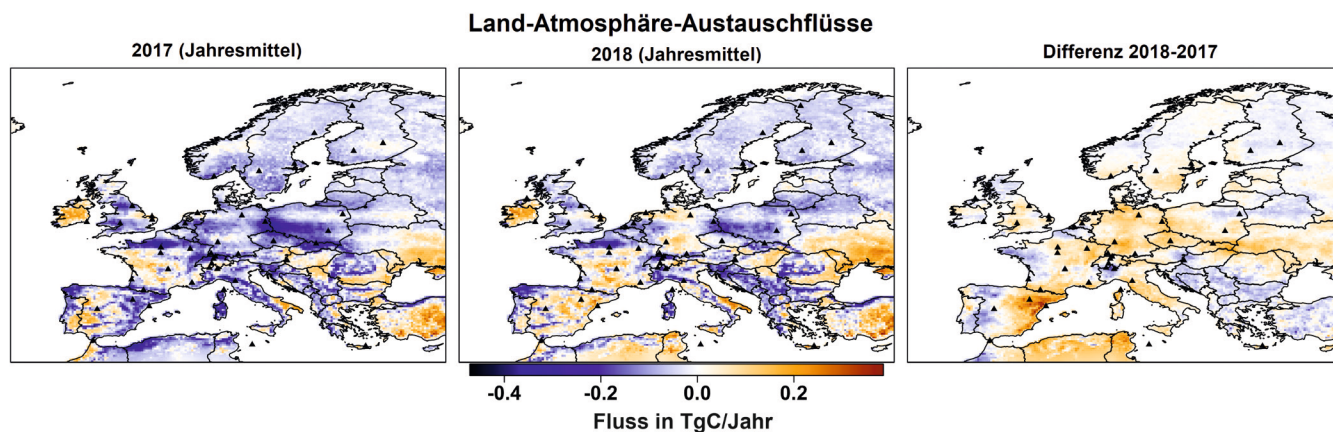


Abbildung 6-4: Von der regionalen Inversion geschätzte und jährlich gemittelte Austauschflüsse zwischen Landbiosphäre und Atmosphäre für 2017 (links), 2018 (Mitte) und die Differenz zwischen den Jahren 2018 und 2017 (rechts).

search and Forecasting Model (WRF) mit einem Modul für Treibhausgas-transport gekoppelt wurde. Verwendung findet ein solches Treibhausgas-Vorhersagemodell zum Beispiel in der Planung von Messkampagnen, oder auch im Reanalysemodus in der Interpretation von Beobachtungen.

Für die Quantifizierung regionaler Kohlenstoffbilanzen werden in der Regel aufgrund ihrer höheren numerischen Effizienz offline betriebene Atmosphärentransportmodelle eingesetzt. Eine besonders effiziente Methode bieten dabei Lagrangesche Partikeldispersionsmodelle, die für jeden Ort und Zeitpunkt, für den Beobachtungen vorliegen, ein Ensemble von Rückwärtstrajektorien berechnen. Die einzelnen Trajektorien unterscheiden sich hierbei in der Realisierung der turbulenten Windkomponente. Damit lässt sich die Stärke des Einflusses von windaufwärts liegenden Quellen oder Senken auf die beobachteten Mischungsverhältnisse bestimmen. Diese sogenannten *Footprints* stellen den in Abschnitt 2.1 eingeführten Transportoperator H dar, und können unmittelbar in der inversen Modellierung eingesetzt werden. Ein Beispiel für ein solches Modell ist STILT (*Stochastic Time Inverted Lagrangian Transport*), das im Rahmen des *CarboScope Regional Inversion System* als regionales Transportmodell in ein globales Inversionssystem eingebunden ist. Damit lassen sich mit hoher räumlicher Auflösung ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$) Treibhausgasflüsse für lange Zeiträume (10 Jahre oder mehr) bestimmen.

Im Rahmen des von der Europäischen Kommission finanzierten Forschungs- und Innovationsprojekts VERIFY wurde ein System zur Abschätzung der Treibhausgasemissionen entwickelt, um die Emissionsberichterstattung der Länder zu unterstützen. Das Projekt konzentrierte sich auf die drei wichtigsten für die globale Erwärmung verantwortlichen Treibhausgase: Kohlendioxid (CO_2), Methan (CH_4) und Lachgas (N_2O). In diesem Zusammenhang wurde das *CarboScope Regional Inversion System* zur Quantifizierung der Austauschflüsse zwischen Landbiosphäre und Atmosphäre eingesetzt. Durch Verwendung von zeitnah prozessierten Beobachtungsdaten konnten schon Mitte 2019 Ergebnisse für das Jahr 2018 bereitgestellt werden. Geschätzte regionale Austausch-

flüsse zwischen Landbiosphäre und Atmosphäre für die europäische Domäne sind in Abbildung 6-4 dargestellt. Die Ergebnisse zeigen deutlich den Einfluss der Trocken- und Hitzeperiode in Europa auf die Kohlenstoffbilanz. Insbesondere die extrem niedrige Bodenfeuchte während der Wachstumsperiode in Zentral- und Nordeuropa führte zu Trockenstress und somit zu einem Rückgang der photosynthetischen Aufnahme von CO_2 .

2.4 Abschätzung urbaner Emissionen

Urbane Gebiete sind global für mehr als 70 % der CO_2 -Emissionen verantwortlich. Da zudem der Anteil der Bevölkerung in diesen Gebieten steigt, ist davon auszugehen, dass der Anteil an Emissionen ebenfalls ansteigt. Die Konzentration der Emissionen auf eine relativ kleine Fläche bedingt ein relativ deutliches atmosphärisches Signal windabwärts der Quellen. Daher liegt es nahe, mithilfe dezidierter Beobachtungs- und Modellierungskonzepte diese Signale zu erfassen und die Quellstärken sowie deren zeitliche Entwicklung zu quantifizieren. Ein solcher Ansatz wird vom *Integrated Global Greenhouse Gas Information System* (IG3IS, ig3is.wmo.int), das von der WMO initiiert wurde, verfolgt, um Städte bei der Entwicklung von Emissionsreduktionsstrategien zu unterstützen.

Erste Projekte zur Quantifizierung der Treibhausgasemissionen von Städten haben bereits stattgefunden (Beispiele: Indianapolis, Los Angeles, Paris, Berlin). Aufgrund der kleinen horizontalen Skala können dort, anders als bei regionalen Inversionsrechnungen, die seitlichen Randbedingungen für die Konzentrationen in der Regel nicht von globalen Transportmodellen genutzt werden, sondern müssen durch das Netz von Beobachtungen bestimmt werden. Es werden eine Reihe verschiedener Beobachtungsmethoden eingesetzt beziehungsweise kombiniert, wie zum Beispiel in-situ-Beobachtungen von einem Netz von Messmasten, Fernerkundungsmessungen mithilfe von FTIR (*Fourier-Transform Infrared Spectroscopy*) zur Bestimmung der Säulenkonzentration an um die Stadt angeordneten Messpunkten, laserbasierte Langpfad-Absorptionsspektroskopie zur Messung der Konzentration entlang multipler Pfade über der Stadt oder

der Einsatz von mobilen Plattformen wie Fahrzeugen oder Flugzeugen. Neben den Treibhausgasen selbst werden weitere Komponenten gemessen, die eine Zuordnung der Emissionsquellen zu spezifischen Emissionsprozessen ermöglichen. So können beispielsweise Radiokohlenstoffmessungen (¹⁴C) zur Unterscheidung der Emissionen aus Verbrennung fossiler Brennstoffe und nachwachsender Brennstoffe verwendet werden. Die Interpretation der Messungen und anschließende Quantifizierung der Emissionsflüsse geschieht mit entsprechend hochaufgelösten Transportmodellen und inverser Modellierung. In der näheren Zukunft wird mit der Entwicklung hochaufgelöster satellitenbasierter Fernerkundung (siehe Abschnitt 3) ein massiver Informationsstrom entstehen, den es mit geeigneten Methoden der inversen Transportmodellierung zu nutzen gilt.

3 Fernerkundung

3.1 Physikalische Grundlagen

Die Fernerkundung der atmosphärischen Zusammensetzung basiert auf der Absorption von Licht bei charakteristischen Wellenlängen (oder Frequenzen) durch Gasmoleküle in der Atmosphäre. Dieses Licht besteht im Allgemeinen aus reflektiertem Sonnenlicht mit Absorption durch Treibhausgase im nahen Infrarotbereich, kann aber auch terrestrische Strahlung im thermischen Infrarotbereich sein. Mithilfe von Strahlungsübertragungsmodellen wird das Mischungsverhältnis der Zielkomponenten basierend auf den gemessenen Spektren ermittelt. Zunächst wird eine Schätzung des Zusammensetzungsprofils (einschließlich Spurengase und Aerosole), der Oberflächeneigenschaften und des Zustands der Atmosphäre angenommen, die die a-priori-Schätzung darstellt. Das Strahlungsübertragungsmodell ist in diesem Fall das Vorwärtsmodell und dient zur Berechnung eines modellierten Spektrums basierend auf den bisherigen Annahmen. Nun werden Elemente im Zustandsvektor, einschließlich der Spurengasmischungsverhältnisse, angepasst, um die Diskrepanz zwischen den gemessenen und modellierten Spektren innerhalb der geschätzten a-priori-Unsicherheiten zu minimieren.

Im Allgemeinen enthält das Signal nicht genügend Freiheitsgrade, um ein Profil zu schätzen. Stattdessen wird ein säulenintegrierter Wert bereitgestellt, der bei Kohlendioxid beziehungsweise Methan als XCO₂ oder XCH₄ bezeichnet wird. Es wurden einige experimentelle Arbeiten durchgeführt, um aus den geschätzten 1,5 – 1,8 Freiheitsgraden des Signals sowohl eine untere troposphärische Teilsäule als auch eine Gesamtsäule zu bekommen, aber mehr ist angesichts des Informationsgehalts der aktuellen State-of-the-Art-Messungen nicht möglich.

3.2 Thermische vs. Nahinfrarot-Wellenlängen

Wie bereits erwähnt, können solche Messungen entweder im nahen Infrarot- oder im thermischen Infrarotbereich durchgeführt werden. Beispiele für erstere sind Satelliten

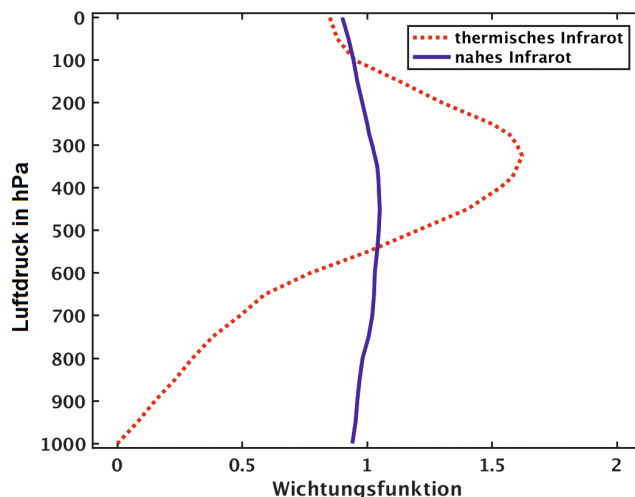


Abbildung 6-5: Wichtungsfunktionen für satellitengestützte Fernerkundungsmessungen im nahen Infrarot (blaue durchgezogene Linie) und im thermischen Infrarotbereich (rote gestrichelte Linie).

wie OCO-2 (misst nur XCO₂) oder Sentinel-5P (misst XCH₄, unter anderen Gasen). Beispiele für letztere sind AIRS und IASI oder IASI-ng, von denen sowohl XCO₂ als auch XCH₄ (neben anderen Molekülen) quantifiziert wurden. Einige Satelliten messen in beiden Spektralbereichen, wie zum Beispiel GOSAT (misst XCO₂ und XCH₄).

Ein kritischer Unterschied zwischen den beiden Arten von Messungen ist ihre vertikale Empfindlichkeit in der Atmosphäre, ausgedrückt durch ihre Wichtungsfunktion. Treibhausgasmessungen im nahen Infrarot haben tendenziell eine eher flache Wichtungsfunktion mit einer relativ gleichmäßigen Empfindlichkeit durch die gesamte Atmosphäre. Im Gegensatz dazu neigt die vertikale Empfindlichkeit von thermischen Infrarotmessungen dazu, in der oberen Troposphäre/unteren Stratosphäre ihren Höhepunkt zu erreichen, was die Anwendung solcher Messungen zur Analyse oberflächennaher Prozesse einschränkt. Exemplarische Darstellungen dieser Wichtungsfunktionen sind in Abbildung 6-5 dargestellt.

3.3 Datenassimilation von Fernerkundungsdaten

Da es sich um eine Fernmessung handelt, können Satelliten Konzentrationen nicht direkt messen. Stattdessen ist die ursprüngliche Messung am Satelliteninstrument eine Spannung, die die Photonenzahl an einem Sensor darstellt. Diese Rohdaten werden bei voller Instrumentenauflösung als „Level 0“ oder L0 bezeichnet und müssen in einen geophysikalisch sinnvollen Parameter umgewandelt werden. Level 1 (L1)-Daten wurden bereits in geolokalisierte Radianzen umgewandelt, die die beobachteten Spektren in jedem der beobachteten Bänder darstellen.

Für viele meteorologische Parameter, wie Temperatur und Luftfeuchtigkeit, sind es diese Radianzen, die typischerweise in numerische Wettervorhersagemodelle integriert werden. Dies hat die Vorteile einer konsistenten Physik und die Tatsache, dass die geringste Anzahl von Annahmen in

das Modell einfließt, erfordert aber, dass alle Berechnungen online durchgeführt werden. Dies wurde ursprünglich für die erste Assimilation von XCO₂-Messungen im thermischen Infrarotbereich von AIRS/IASI im IFS-Modell des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*, ECMWF) durchgeführt.

In jüngerer Zeit wurde die Assimilation in zwei Schritten durchgeführt, wobei ein Datenprodukt der Stufe 2 (L2) entwickelt wurde, das säulenintegrierte Volumenmischungsverhältnis des betreffenden Gases (XCO₂ oder XCH₄). Dies wird wiederum assimiliert oder in der inversen Modellierung verwendet. Um sicherzustellen, dass es keine Unstimmigkeiten in den Annahmen zwischen dem Atmosphärenmodell und den Konzentrationsmessungen für ein gekoppeltes System gibt, ist eine enge Zusammenarbeit mit den Retrieval-Teams, die die XCO₂ oder XCH₄-Daten produzieren, entscheidend.

Diese Konzentrationen können assimiliert werden, um den Zustand der Atmosphäre zu optimieren, wie dies in Wettervorhersagemodellen üblich ist. In diesem Fall sind es die Konzentrationen selbst, die innerhalb des Modells optimiert werden, ohne dass unbedingt sichergestellt ist, dass die Masse des Tracers erhalten bleibt. Dies ist angesichts des kurzen Assimilationsfensters solcher Systeme machbar und bietet ein optimiertes Konzentrationsfeld, das im Rahmen der Fernerkundung von Treibhausgasmessungen manchmal als Level 3-Daten (L3) bezeichnet wird. Dies wurde innerhalb des *Copernicus Atmosphere Monitoring Service* (CAMS) mit dem IFS-Modell (MASSART et al. 2016) des ECMWF operationell durchgeführt.

Konzentrationen sind jedoch im Allgemeinen nicht die Größen, die aus wissenschaftlicher Sicht am interessantesten sind: Das Ziel sind die Oberflächenflüsse. Im Zusammenhang mit Satellitendatenprodukten wird dies als ein Produkt der Stufe 4 (L4) betrachtet. Dies geschieht im Allgemeinen in Offline-Modellen unter Verwendung von Assimilationstechniken, wie sie für in-situ-Messungen genutzt werden, unter Verwendung eines Beobachtungsoperators, der die Wichtungsfunktion jeder Messung berücksichtigt. In diesem Fall geht die Flussinversion direkt von den Säulendaten zu den Flüssen (L2 bis L4). Dies steht im Gegensatz zu dem derzeit innerhalb von CAMS praktizierten Ansatz, bei dem die L2-Daten zu optimierten Konzentrationen in einem Modell (IFS des ECMWF) assimiliert und dann mit einem zweiten Offline-Modell (derzeit LMDz für CO₂ und TM5 für CH₄) invertiert werden.

3.4 Vor- und Nachteile von Fernerkundungsmessungen

Satellitenmessungen dienen dazu, die Datenabdeckung von Messungen des atmosphärischen Mischungsverhältnisses deutlich zu verbessern. Sie geben Aufschluss über die Verteilung dieser Messungen in abgelegenen Regionen, in denen es schwierig oder unmöglich ist, Messungen durchzuführen. Einige neuere Sensoren, wie TROPOMI auf Sentinel-5P und die geplante CO₂M-Konstellation, liefern bildgebende Daten mit hoher räumlicher Auflösung und einem kontinuierlichen breiten Beobachtungstreifen. Dies liefert eine Momentaufnahme der räumlichen Verteilung der Mischungsverhältnisse und erfasst gleichzeitig Federn aus großen Emissionsquellen und synoptischen Skalenstrukturen. Diese verbesserten Informationen über die räumliche Struktur versprechen eine bessere Trennung der

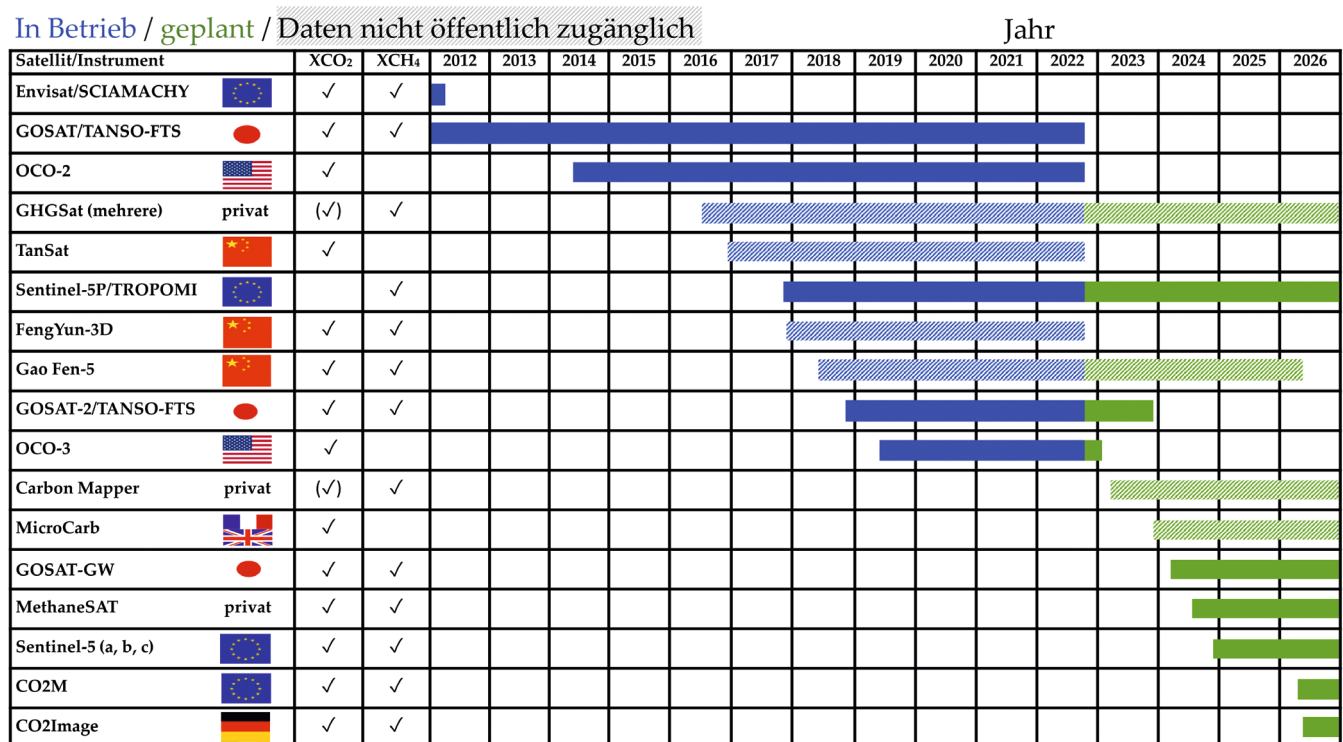


Abbildung 6-6: Übersicht der Instrumente für satellitengestützte Messung von CO₂ und CH₄. Stand: November 2022.

Flüsse von anthropogenen und biogenen Signalen auf Basis ihrer räumlichen Signaturen. In der Tat wurden bereits erste Studien zur Abschätzung der Emissionen von Punktquellen durchgeführt (z. B. NASSAR et al. 2017), bei denen Gaußsche Ausbreitungsrechnungen verwendet wurden.

Die enorme Informationsmenge, die von aktuellen und geplanten Satelliten bereitgestellt wird, kann nicht hoch genug eingeschätzt werden und erfordert neue Ansätze für Offline-Inverse-Modelle, um mit der schiereren Datenmenge umzugehen. Eine Übersicht über bestehende und geplante Satellitensensoren von 2012 bis 2026 ist in Abbildung 6-6 dargestellt.

Die ersten Satellitenmessungen von Treibhausgasen von SCIAMACHY (*Scanning Imaging Absorption Spectrometer for Atmospheric Chartography*) waren mit deutlichem Rauschen behaftet und von systematischen Fehlern gekennzeichnet, von denen viele auf Fehler in der angenommenen Spektroskopie zurückzuführen waren. Seitdem wurden erhebliche Anstrengungen unternommen, um die spektroskopische Charakterisierung der relevanten Spektralbereiche zu verbessern, und die Qualität der bei den Retrievals verwendeten Hilfsdaten (z. B. Oberflächenhöhenkarten, a-priori-Temperatur- und Zusammensetzungsprofile) hat sich verbessert. Dennoch bleiben systematische Fehler bestehen, die die abgeleiteten Flüsse stark beeinflussen können. Ein großes Problem ist auf Streueffekte durch Aerosole und dünne Zirruswolken zurückzuführen, die die Weglänge des reflektierten Lichts beeinflussen und die berechneten Konzentrationen verzerren. Informationen, die durch die Absorption im Sauerstoff-A-Band als Maß für den in Luft zurückgelegten Lichtpfad gewonnen werden, können helfen, dieses Problem zu lösen, bleiben aber eine wichtige Fehlerquelle. (Interessanterweise muss man, um diese Informationen voll auszunutzen, die sonneninduzierte Fluoreszenz aus der terrestrischen Biosphäre berücksichtigen. Dieser Wert hat ergänzende eigene wissenschaftliche Anwendungen als Maß der photosynthetischen Aktivität.)

Ein vorgeschlagener Ansatz zur Überwindung streuungsbedingter Verzerrungen ist die Verwendung von aktiver (anstelle von passiver) Fernerkundung in Form von satellitengestütztem Lidar. In diesem Fall hat der Sensor eine eigene Strahlungsquelle in Form eines pulsierenden Lasers, sodass der genaue Zeitpunkt der Rückkehr (und damit die Weglänge) bekannt ist. Durch die Messung bei Wellenlängen direkt auf und unmittelbar neben einer sorgfältig ausgewählten Gasabsorptionslinie kann davon ausgegangen werden, dass sich Breitbandeffekte (z. B. Streuung durch Aerosole) aufheben und der Unterschied in der Absorption direkt mit der Absorption durch das Zielgas verknüpft werden kann. Ein solcher Sensor wurde für die deutsch-französische MERLIN-Mission zur Methanmessung entwickelt, die 2028 starten soll (EHRET et al. 2017). Während die Genauigkeit einer einzelnen Messung schlechter ist als die von passiven Sensoren, wird eine deutlich bessere Genauigkeit erwartet. Die Präzision kann durch die Mittelwertbildung über mehrere Einzelschüsse verbessert wer-

den. Darüber hinaus ist ein aktiver Sensor unabhängig von der Sonne und kann somit Messungen in hohen Breiten, in der Nacht und im Winter durchführen.

Die Validierung (und teilweise Bias-Korrektur) bestehender und geplanter Satelliten hängt weitgehend von bodengestützten Fernerkundungsmessungen ab, insbesondere vom globalen Netzwerk der circa 25 Fourier-Transform-Infrarotspektrometer des TCCON (*Total Carbon Column Observing Network*). Die weitere Validierung kann durch hochpräzise in-situ-Messungen aus Flugzeugprofilen erfolgen, die wiederum zur Validierung von TCCON verwendet werden. Flugzeugmessungen können jedoch niemals das volle Profil messen, da sie durch die maximale Flughöhe des jeweiligen Flugzeugs begrenzt sind. Die AirCore-Messtechnik wurde teilweise entwickelt, um dieses Problem zu lösen (KARION et al. 2010). Diese Messungen, die mit einem Ballon gestartet werden, liefern hochwertige Profile bis zu einer Höhe von 30 Kilometern. Diese sind jedoch nur für wenige Standorte und Zeitpunkte verfügbar. Dennoch sind solche hochwertigen Profilmessungen sowohl für die Validierung von Satellitenmessungen als auch für die Verbesserung des vertikalen Transports in Modellen von unschätzbarem Wert.

4 Ausblick

Der Bedarf an unabhängigen Informationen zur Treibhausgasbilanz wird in der Zukunft zunehmen, zu einer Zeit des sich ändernden Klimas, der Zunahme an Extremereignissen wie Trockenperioden, und der Bemühungen, Treibhausgasemissionen zu reduzieren. Um solche Informationen zeitnah und regelmäßig bereitzustellen, wird ein operationeller Betrieb sowohl der Beobachtungen als auch der Datenassimilation beziehungsweise der inversen Modellierung benötigt. Daher werden solche Dienste idealerweise bei den Wettervorhersagezentren angesiedelt. Wie in Abschnitt 3.3 erwähnt, wird beim ECMWF im Rahmen des *Copernicus Atmosphere Monitoring Service (CAMS)* bereits eine Datenassimilation für Treibhausgase aufgebaut.

Im Rahmen des von der WMO initiierten *Integrated Global Greenhouse Gas Information System (IG3IS)* wird sich auch Deutschland mit einem Beitrag durch den Aufbau eines Integrierten Treibhausgas-Monitoringsystems (ITMS, www.dwd.de/DE/klimaumwelt/klimaeuberwachung/treibhausgase/treibhausgase.html) beteiligen, in dem die deutschen wissenschaftlichen Mess- und Modellier-Communities integriert und eine kontinuierliche Nutzbarmachung der Copernicus Services, Beobachtungsdaten der Forschungsinfrastrukturen ICOS, IAGOS, sowie von Satelliten gewährleistet werden sollen. Dabei ist eine langfristige Umsetzung der ITMS-Forschungsergebnisse an den operationell arbeitenden Behörden DWD (Deutscher Wetterdienst), UBA (Umweltbundesamt) und dem Thünen-Institut vorgesehen.

Literatur

- CRIPPA, M., GUIZZARDI, D., BANJA, M., SOLAZZO, E., MUNTEAN, M., SCHAAF, E., PAGANI, F., MONFORTI-FERRARIO, F., OLIVIER, J., QUADRELLI, R., RISQUEZ MARTIN, A., TAGHAVI-MOHARAMLI, P., GRASSI, G., ROSSI, S., JACOME FELIX OOM, D., BRANCO, A., SAN-MIGUEL-AYANZ, J., VIGNATI, E., 2022: CO₂ emissions of all world countries – 2022 Report. EUR 31182 EN, Publications Office of the European Union, Luxembourg, JRC130363, doi:10.2760/730164.
- CRIPPA, M., GUIZZARDI, D., SOLAZZO, E., MUNTEAN, M., SCHAAF, E., MONFORTI-FERRARIO, F., BANJA, M., OLIVIER, J., GRASSI, G., ROSSI, S., VIGNATI, E., 2021: GHG emissions of all world countries – 2021 Report. EUR 30831 EN, Publications Office of the European Union, Luxembourg, JRC126363, doi:10.2760/074804.
- EHRET, G., BOUSQUET, P., PIERANGELO, C., et al., 2017: MERLIN: A French-German space lidar mission dedicated to atmospheric methane. *Remote Sensing* **9**, doi: 10.3390/rs9101052.
- FAN, S., GLOOR, M., MAHLMAN, J., PACALA, S., SARMIENTO, J., TAKAHASHI, T., TANS, P., 1998: A large terrestrial carbon sink in North America implied by atmospheric and oceanic carbon dioxide data and models. *Science* **282**, 442-446, doi: 10.1126/science.282.5388.442.
- GERBIG, C., DOLMAN, A.J., HEIMANN, M., 2009: On observational and modelling strategies targeted at regional carbon exchange over continents. *Biogeosciences* **6**, 1949-1959, doi: 10.5194/bg-6-1949-2009.
- KAMINSKI, T., HEIMANN, M., 2001: Inverse modeling of atmospheric carbon dioxide fluxes. *Science* **294**, U1-U1.
- KARION, A., SWEENEY, C., TANS, P., NEWBERGER, T., 2010: AirCore: An innovative atmospheric sampling system. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **27**, 1839-1853, doi: 10.1175/2010JTECHA1448.1.
- LE QUÉRÉ, C., ANDREW, R., FRIEDLINGSTEIN, P., et al., 2018: Global Carbon Budget 2018. *Earth System Science Data* **10**, 2141-2194, doi: 10.5194/essd-10-2141-2018.
- MASSART, S., AGUSTI-PANAREDA, A., HEYMANN, J., et al., 2016: Ability of the 4-D-Var analysis of the GO-SAT BESD XCO₂ retrievals to characterize atmospheric CO₂ at large and synoptic scales. *Atmospheric Chemistry and Physics* **16**, 1653-1671, doi: 10.5194/acp-16-1653-2016.
- NASSAR, R., HILL, T.G., MCLINDEN, C.A., WUNCH, D., JONES, D.B.A., CRISP, D., 2017: Quantifying CO₂ Emissions From Individual Power Plants From Space. *Geophysical Research Letters* **44**, 10045-10053, doi: 10.1002/2017GL074702.
- STEPHENS, B.B., GURNEY, K.R., TANS, P.P., et al., 2007: Weak northern and strong tropical land carbon uptake from vertical profiles of atmospheric CO₂. *Science* **316**, 1732-1735, doi: 10.1126/science.1137004.
- TANS, P.P., FUNG, I.Y., TAKAHASHI, T., 1990: Observational constraints on the global atmospheric CO₂ budget. *Science* **247**, 1431-1438, doi: 10.1126/science.247.4949.1431.

Kontakt

DR. HABIL. CHRISTOPH GERBIG
Max-Planck-Institut für Biogeochemie
Abteilung Biogeochemische Signale
Hans-Knöll-Str. 10
07745 Jena
cgerbig@bgc-jena.mpg.de

DR. JULIA MARSHALL
Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt
Institut für Physik der Atmosphäre
Münchner Straße 20
82234 Oberpfaffenhofen-Wessling
julia.marshall@dlr.de

7

F. JOOS, H. FISCHER

CO₂ und Klima in der Vergangenheit

CO₂ and climate change in the past

Zusammenfassung

Dieser Artikel diskutiert atmosphärische CO₂- und Klimaänderungen der Vergangenheit sowie deren Ursachen und setzt die menschengemachte globale Erwärmung in den Kontext natürlicher Klimaschwankungen. Die letzten 800.000 Jahre sind gekennzeichnet durch ein Wechselspiel zwischen Eiszeiten und Warmzeiten mit globalen Temperaturunterschieden von rund 5 °C und mit niedrigen (ca. 180 ppm in Eiszeiten) und höheren (ca. 280 ppm in Warmzeiten) CO₂-Konzentrationen. Die CO₂-Änderungen verstärkten wesentlich die Wirkung der periodischen Änderungen der Erdumlaufbahn um die Sonne, welche die Eiszeit-Warmzeit-Zyklen anstieß. Abrupte Klimaänderungen in der Eiszeit, verknüpft mit Kipp-Punkten im Klimasystem, bewirkten innerhalb von nur wenigen Jahrzehnten massive Verschiebungen der Niederschlagsgürtel in den Tropen und eine Erwärmung des nordatlantischen Raums, jedoch eine bescheidene CO₂-Änderung. Mit einer CO₂-Konzentration von ca. 417 ppm im Jahr 2022 ist die moderne, menschlich verursachte Klimastörung sehr groß und erfolgt unvergleichlich rasch.

Summary

This article presents variations in atmospheric CO₂ and climate of the past, discusses underlying processes, and compares past variations with the ongoing, human-caused global warming. The last 800,000 years are characterized by glacial and interglacial periods with alterations in global mean surface air temperature of about 5 °C, accompanied by reduced (ca. 180 ppm in glacials) and higher (ca. 280 ppm in interglacials) CO₂. The CO₂ changes amplified considerably the impacts of the periodic variations in the Earth's orbit around the sun, which paced these glacial-interglacial cycles. Abrupt climate events in the glacial, related to tipping points in the Earth system, triggered large-scale shifts in the tropical precipitation belts and warming of the North Atlantic region within a few decades, however, only modest CO₂ changes. With a CO₂ concentration of 417 ppm in 2022, the modern, human-caused climate perturbation is very large compared to glacial-interglacial changes and evolves at an extraordinary speed.

1 Einleitung

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

Seit Kurzem nutzen wir Menschen solche fossile Energieträger. In wenigen Jahrzehnten verbrennen wir heute den organischen Kohlenstoff, der sich über Millionen von Jahren gebildet hat. Die Folgen sind massive Emissionen an

CO₂ und eine rasche CO₂-Zunahme in der Atmosphäre. Zusätzlich werden große Mengen an Methan (CH₄), Stickstoffverbindungen (NO_x und N₂O), Kohlenmonoxid (CO), Schwefel und Ruß – alles klimawirksame Substanzen – in die Atmosphäre emittiert. Wir verursachen eine globale Klimaerwärmung, wie sie die Menschheit nie erlebt hat, und unsere CO₂-Emissionen sind die Haupttreiber der Klimakrise (STOCKER et al. 2013). Damit rückt der globale Kohlenstoffkreislauf und die Prozesse und Zeitskalen, welche die CO₂-Konzentration in der Atmosphäre regulieren, in den Fokus der Forschung und der Öffentlichkeit.

Die Klimaforscher durchmessen mit ihren Bohrern und raffinierten analytischen Methoden das antarktische Eis und damit die faszinierende und bewegte Geschichte unseres Planeten. Der wiederkehrende Schneefall auf dem antarktischen Plateau führt zu einer zeitlich geordneten Schichtung von Eis.

Beim Übergang von luftdurchlässigem Schnee und Firn zu kompaktem Eis wird die Luft in Blasen in der Eismatrix eingeschlossen – eine Probe der Atmosphäre wird im Eis konserviert. Die Zeitreise in die Vergangenheit beginnt mit dem Schnee von gestern an der Oberfläche, setzt sich fort zur letzten Eiszeit vor 20.000 Jahren und endet in der Antarktis bisher bei 800.000 Jahren wenige Meter oberhalb des Felsuntergrunds. Ca. 3.000 Meter Eisdicke addieren sich auf zur vielfältigen Geschichte des Klimas und der atmosphärischen CO₂-Konzentration. Vergleichbare Zeitreihen finden sich in marinen Sedimenten oder in anderen Klimaarchiven wie in Baumringen, Seesedimenten, Tropfsteinhöhlen oder Torfmooren. Deren Analyse ermöglicht die Rekonstruktion eines vielfältigen Satzes von Klimaparametern. Darunter fallen die Oberflächentemperatur, der Niederschlag, die chemische Zusammensetzung des Ozeans, die Zirkulation im Ozean, der Meeresspiegel und das Volumen an Landeis, oder die Ausdehnung von Meereis und Vegetation (FISCHER et al. 2018). Die atmosphärische Zusammensetzung und damit die Treibhausgaskonzentration können aber einzig anhand von Luft in Eisbohrkernen direkt und präzise gemessen werden.

Ziel dieses Beitrages ist es, Schwankungen der atmosphärischen CO₂-Konzentration im Kontext der Klimaänderungen der letzten Million Jahre zu diskutieren. Wir werden die vergangenen Änderungen vergleichen mit der heutigen menschgemachten globalen Erwärmung. Für die letzten 800.000 Jahre existieren detaillierte, quantitative Informationen aus Eisbohrkernen, marinen Sedimenten und anderen Klimaarchiven. Je weiter wir darüber hinaus in der Zeit zurückgehen, desto spärlicher wird die Datenlage und die Position der Kontinente, Eisschilder und Ozeane entfernt sich immer weiter von der heutigen Situation. Die Vergleichbarkeit mit dem heutigen Klimasystem wird damit zunehmend beeinträchtigt.

2 Die letzten 4 Millionen Jahre

Rekonstruktionen zeigen eine relativ hohe CO₂-Konzentration von 300 bis 500 ppm (ppm: *parts per million*; 1 CO₂-Molekül auf 10⁶ Luftmoleküle in trockener Luft) um 3 Millionen Jahre vor heute (Abb. 7-1a). Nach dieser Warmperiode hat die CO₂-Konzentration abgenommen. Nach 800.000 Jahre vor heute blieb sie bis zum Beginn der Industrialisierung unterhalb von 300 ppm.

Die Klimaentwicklung zeigt eine fortschreitende Abkühlung während der letzten 4 Millionen Jahre. Parallel dazu haben sich die Schwankungen zwischen Kalt- und Warm-

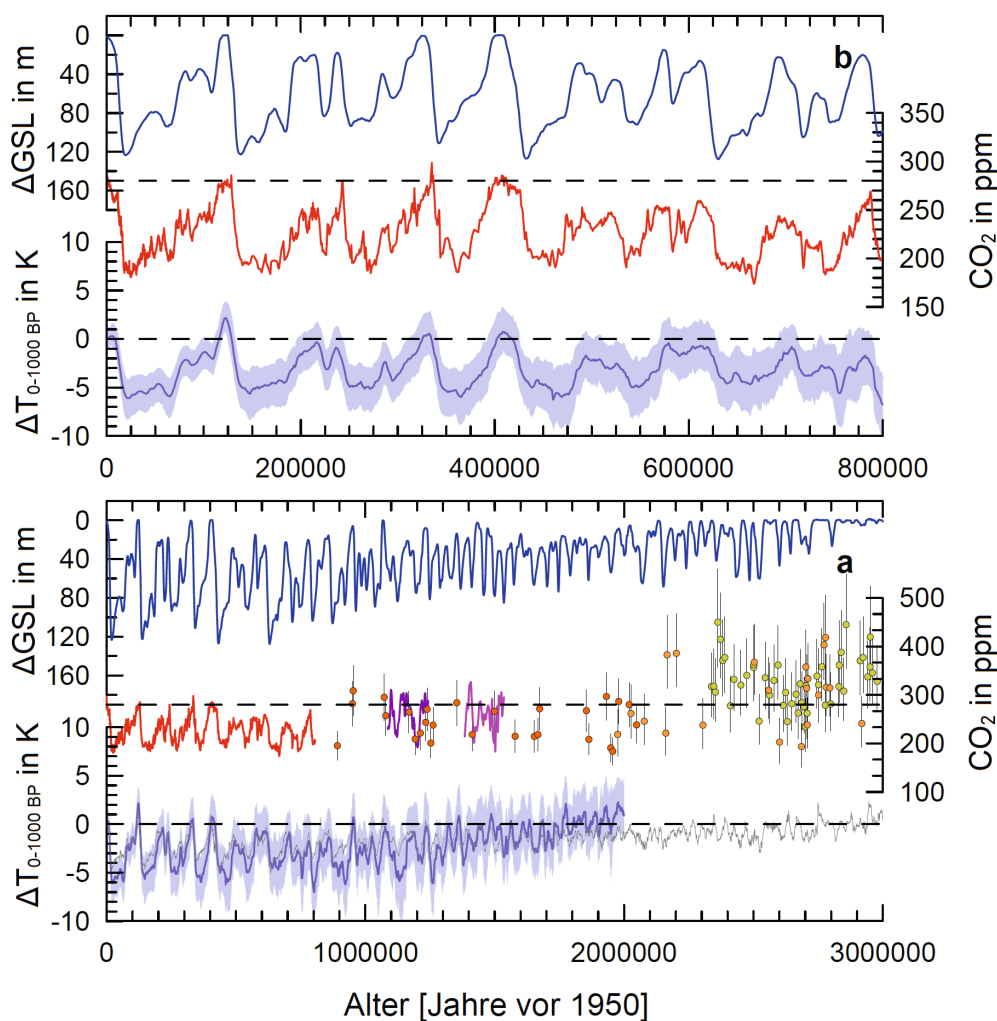


Abbildung 7-1: Zeitreihen wichtiger Klimaparameter über die letzten 3 Millionen Jahre (unten, a) und die letzten 800.000 Jahre (oben, b). Temperatur (untere Linie), Meeresspiegel (obere Linie) und CO₂ (mittlere Linie) verlaufen in etwa synchron über glaziale-interglaziale Zyklen. Der mittlere Meeresspiegel ΔGSL (dunkelblau, modelliert auf Basis von $\delta^{18}\text{O}$ in benthischen Foraminiferen (BINTANJA und VAN DE WAL 2008; LISIECKI und RAYMO 2005)) war in glazialen Maxima 120 – 140 m tiefer als vorindustriell, die atmosphärische CO₂-Konzentration rund 100 ppm tiefer und die mittlere Oberflächentemperatur (ΔT) rund 5 °C tiefer. Die CO₂-Werte vor 800.000 Jahren wurden indirekt bestimmt. Isotope des Elementes Bor in Kalkschalen von Organismen (CHALK et al. 2017; DYEZ et al. 2018; HÖNISCH et al. 2009; MARTÍNEZ-BOTÍ et al. 2015), konserviert in marinen Sedimenten, erlauben Rückschlüsse auf den Säuregehalt im Meerwasser und den ungefähren CO₂-Gehalt der Atmosphäre (orange, grüne und gelbe Kreise mit Fehlerbalken). Die präzise CO₂-Zeitreihe der letzten 800.000 Jahre (rote Linie) wurde an Luft aus antarktischem Eis gemessen (BEREITER et al. 2015). Die Änderungen der globalen Lufttemperatur an der Oberfläche (ΔT , graue und blaue Linie mit 2,5 % bis 97,5 % Vertrauensintervall) sind relativ zum Mittelwert der letzten 1.000 Jahre dargestellt. Abbildung adaptiert nach FISCHER et al. (2018).

zeiten, den sogenannten Glazialen und Interglazialen, verstärkt, wie an der zunehmenden Schwankungsbreite der Temperaturkurve in Abbildung 7-1a (unten) ersichtlich ist. Insbesondere während der letzten Million Jahre waren die Schwankungen in der globalen Oberflächentemperatur groß. In der Zeit vor einer Million Jahre betrug die typische Dauer eines glazial-interglazialen Zyklus rund 40.000 Jahre. Interessanterweise hat sich diese Periodendauer danach mehr als verdoppelt und in den letzten 900.000 Jahren ist in etwa alle 100.000 Jahre eine Warmzeit aufgetreten. Die Mechanismen dieses Übergangs bleiben noch wenig verstanden; das europäische Eiskernprojekt *Beyond EPICA*, das derzeit durchgeführt wird, hat aber das Ziel, einen antarktischen Eiskern über diese Zeitperiode zu erbohren. Mit zunehmender Abkühlung wurde wohl ein Schwellwert im Erdsystem überschritten, welcher diesen Regimeshift zu längeren, kühleren Eiszeiten mit ausgedehnter Eisbedeckung in Nordamerika und Fennoskandinavien ermöglichte (FARMER et al. 2019; MENVIEL 2019).

3 Glaziale-Interglaziale CO₂-Variationen über die letzten 800.000 Jahre

CO₂, Temperatur und Meeresspiegel variierten im Rhythmus der Eis- und Warmzeiten der letzten 800.000 Jahre (Abb. 7-1b). Die CO₂-Konzentrationen lagen typischerweise bei 180 ppm während der Perioden maximaler Vereisung und bei ca. 280 ppm während der fünf letzten Warmzeiten. Seit Beginn der Industrialisierung ist die CO₂-Konzentration um knapp 50 % – von rund 280 ppm im Jahr 1750 auf ca. 417 ppm in 2022 – angestiegen. Die derzeitigen CO₂-Konzentrationen liegen damit deutlich außerhalb des natürlichen Schwankungsbereichs der letzten 800.000 Jahre.¹ Die heutigen Konzentrationen sind nicht nur außergewöhnlich hoch, der menschengemachte CO₂-Anstieg erfolgt auch besonders rasch. So sind die heutigen Anstiegsraten um eine Größenordnung schneller als während der vergangenen großen Klimaänderungen.

Die globale mittlere Lufttemperatur an der Erdoberfläche variierte um rund 5 °C während der letzten 800.000 Jahre. Die Warmzeiten waren wesentlich kürzer als die Kaltzeiten. Zur Zeit der maximalen Vergletscherung vor rund 20.000 Jahren waren große Teile des nordamerikanischen Kontinents und von Fennoskandinavien eisbedeckt. Entsprechend war mehr Wasser im Eis gebunden und der Meeresspiegel lag rund 120 bis 140 Meter tiefer als heute. Ausgedehnte Wälder in mittleren und hohen Breiten waren weitgehend verschwunden, da die kalten Temperaturen den Baumwuchs hemmten. Der heutige Wohnort der Autoren in Bern war damals mit einer hohen Eisschicht bedeckt. Während der letzten Warmzeit vor 125.000 Jahren war die globale Oberflächentemperatur um bis zu 1 °C wärmer als im 19. Jahrhundert und somit ähnlich wie heute. Damals

lag der mittlere Meeresspiegel rund vier bis sechs Meter oder sogar bis zu neun Meter höher als heute (CLARK et al. 2020). Dies bedeutet auch, dass die bereits realisierte menschengemachte Erwärmung langfristig einen Meeresspiegelanstieg von mehreren Metern auslösen könnte, wobei die Erwärmung vor 125.000 Jahren vor allem in hohen Breiten ausgeprägt war und nicht durch global erhöhte CO₂-Konzentrationen verursacht wurde.

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

Die CO₂-Änderungen der Eiszeit-Warmzeit-Zyklen sind eng verknüpft mit den Änderungen der globalen mittleren Oberflächentemperatur (Abb. 7-1b). CO₂ und Temperatur erreichten ihre tiefsten Werte jeweils während der maximalen Vereisung. Die Warmzeiten zwischen 800 und 450 Tausend Jahre vor heute waren weniger warm als die letzten fünf Warmzeiten und die CO₂-Konzentrationen waren ebenfalls geringer während dieser früheren, kühleren Warmzeiten. Die CO₂-Schwankungen spielten eine wichtige Rolle für die vergangenen Klimaänderungen und verstärkten den Einfluss von Änderungen in der Umlaufbahn der Erde um die Sonne.

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

Abbildung 7-2 illustriert die Wirkung von Schwankungen in der Erdbahn. Die Erde umkreist die Sonne auf einer elliptischen Bahn. Die Erde ist also im Laufe eines Jahres mal näher, mal weniger nah an der Sonne und erhält mehr oder weniger Energie. Die Form dieser Ellipse (Exzentrizität, *E*) verändert sich mit typischen Perioden von 100 und 400 Tausend Jahren. Zusätzlich ist die Erdachse gegenüber der Ebene der Umlaufbahn der Erde geneigt. Ist die Neigung (*N*) groß, erhalten die hohen Breiten viel Sonnenenergie im Sommer und wenig im Winter. Die Saisonalität der Strahlungsenergie ist also bei einer hohen Neigung bedeutend größer als bei einer geringen Neigung. Die Neigung verändert sich typischerweise mit Perioden von rund

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

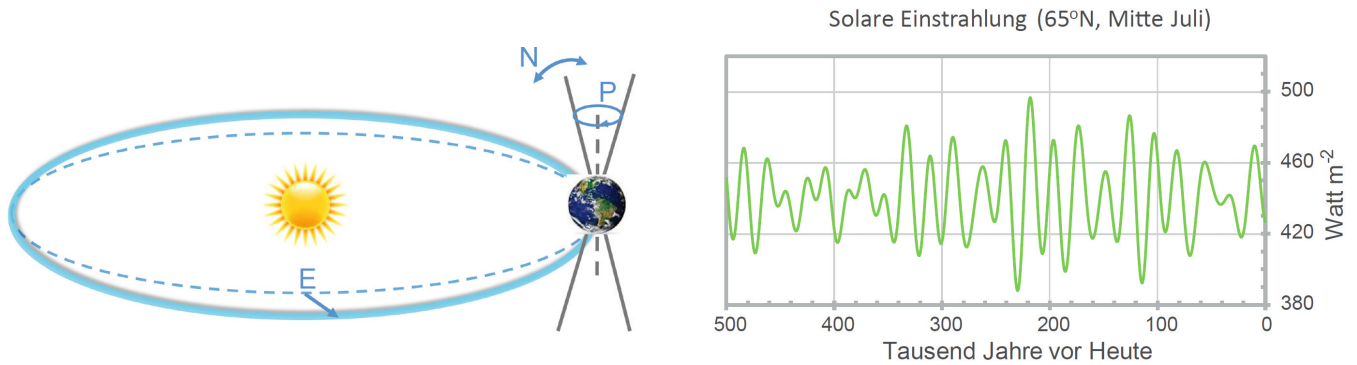


Abbildung 7-2: *Links*: Illustration der Veränderungen in der Umlaufbahn der Erde um die Sonne (Milankovitch-Zyklen), welche die zyklischen Eis- und Warmzeiten verursachen. N bezeichnet die Veränderung in der Neigung der Erdachse. E bezeichnet Änderungen in der Exzentrizität der Umlaufbahn. P bezeichnet die Präzession, das heißt Änderungen in der Richtung der Achsenneigung für einen bestimmten Punkt in der Umlaufbahn (Abbildung adaptiert nach JANSEN et al. (2007)). *Rechts*: Variation der solaren Einstrahlung über die letzten 500.000 Jahre in 65° N und für Mitte Juli nach BERGER und LOUTRE (1999).

40.000 Jahren. Schließlich präzediert die Erdachse wie ein Kreisel mit Perioden um die 20.000 Jahren. Diese Präzession (P) beeinflusst, ob der Nordsummer (wenn die Erdachse am Nordpol der Sonne zugeneigt ist) sonnennah oder sonnenfern ist, was wiederum die Menge der einfallenden Strahlung verändert. Interessanterweise ist heute im Nordsummer die Erde am weitesten von der Sonne entfernt, das heißt die hohen Sommertemperaturen auf der Nordhalbkugel sind nur eine Folge der Erdachsenneigung. Im Gegensatz dazu war vor 10.000 Jahren die Erde im Nordsummer näher bei der Sonne als heute. Der Strahlungseinfall in nördlichen Breiten war deshalb höher und, wie erwartet, waren damals auch die Sommertemperaturen in nördlichen Breiten höher als vor Beginn der Industrialisierung.

Rückkoppelungsmechanismen verstärken die Wirkung der orbitalen Schwankungen und ermöglichen so erst die Warm- und Kaltzeiten. Eine Abnahme der Sonneneinstrahlung in hohen Breiten führt zu einer Zunahme von Meereis, Schnee und Landeis. Deren helle Oberfläche reflektiert das einfallende Sonnenlicht effektiv in den Weltraum. Das heißt, bei einer Ausdehnung des Eises wird weniger Sonnenenergie von der Erde absorbiert und die Abkühlung verstärkt. Damit wird die Schnee- und Eisbedeckung weiter vergrößert. Eine positive Rückkoppelung ist in Gang gesetzt. Dieser Effekt funktioniert besonders wirkungsvoll auf den großen Landmassen in den hohen Breiten der Nordhemisphäre. Änderungen der Einstrahlung im Sommerhalbjahr in hohen nördlichen Breiten können daher große globale Klimaänderungen auslösen, wie die Zeitreihen in Abbildung 7-1 nahelegen.

Neben Schnee und Meereis reagieren Wolken, Wasserdampfgehalt und Temperaturgradienten in der Atmosphäre rasch auf eine veränderte Einstrahlung und verstärken insgesamt deren Wirkung. Andere Anpassungen im Erdsystem benötigen mehr Zeit und verstärken Klimaänderungen über Jahrhunderte oder Jahrtausende. Abbildung 7-3 illustriert die Wirkung der wichtigsten „langsamen“ Rückkoppelungen auf die Störung des Strahlungsflusses für die Zeit der letzten maximalen Vereisung vor 21.000 Jahren. Die

massiv größeren Eisschilde und ausgedehnte, trockengelegte Schelfgebiete führten insgesamt zu einer erhöhten Reflektion der Sonnenstrahlung. Diese kühlende Störung der Strahlungsbilanz ist mit Unsicherheiten behaftet, da die Reflektivität von Schnee stark von Alter und Verschmutzungsgrad abhängt. Eine niedrige Konzentration von CO₂, sowie von Methan und Lachgas, bewirkten einen verringerten Treibhauseffekt. Die natürliche Änderung des Treibhauseffekts von der Eiszeit bis zur Industrialisierung war ähnlich groß wie die von uns Menschen verursachte Änderung in den letzten 200 Jahren (Abb. 7-3).

Der parallele Verlauf von CO₂ und Temperatur (Abb. 7-1b) und unser Verständnis des Treibhauseffekts (Abb. 7-3) bekräftigen den wichtigen Einfluss von CO₂ auf die glazial-interglazialen Klimaschwankungen. Im Übergang zur letzten Warmzeit hinken die Änderungen in der Landeisbedeckung und im Meeresspiegel der Erwärmung und dem

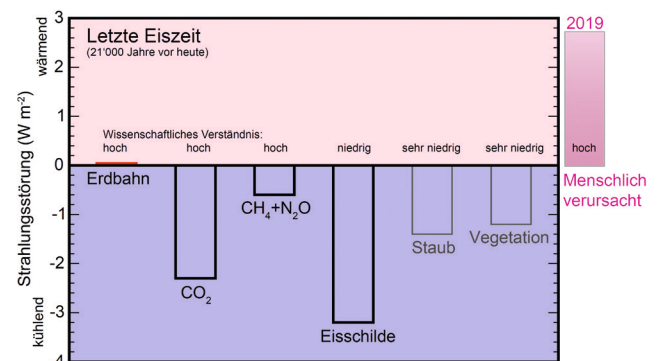


Abbildung 7-3: Strahlungsantrieb (W m⁻²) verursacht durch verschiedene Komponenten des Klimasystems für das letzte glaziale Maximum (21.000 Jahre vor heute) relativ zu vorindustriellen Bedingungen (1750 AD). Die menschlich verursachte Störung ist zum Vergleich ganz rechts dargestellt. Die Veränderung durch andere Erdbahnparameter und Treibhausgaskonzentrationen (CO₂, CH₄, N₂O) ist gut verstanden, während die veränderte Reflexion von Sonnenlicht ins Weltall durch größere Eisschilde, einen erhöhten Mineralstaubgehalt und durch eine reduzierte Vegetationsbedeckung weniger genau bekannt ist. Abbildung adaptiert nach JANSEN et al. (2007).

CO₂-Anstieg hinterher (SHACKLETON 2000). Ein CO₂-Anstieg scheint zusätzlich zu den orbitalen Einflüssen nötig, um einen Übergang von einer Eis- zu einer Warmzeit zu ermöglichen.

4 Abrupte Klimaänderungen während der Eiszeiten und während Eiszeit-Warmzeit-Übergängen

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

Abbildung 7-4 zeigt eindrücklich die abrupten Klimaänderungen der letzten 25.000 Jahre anhand von Proxy-Daten aus Eisbohrkernen: Schwankungen im Sauerstoffisotop ¹⁸O und im Wasserstoffisotop Deuterium entsprechen Temperaturänderungen in Grönland ($\delta^{18}\text{O}$, oben, NORTH GREENLAND ICE CORE PROJECT MEMBERS 2004) und in der Antarktis (δD , unten, EPICA COMMUNITY MEMBERS 2004). Die Temperatur in Grönland und im nordatlantischen Raum erhöhte sich innerhalb weniger Jahrzehnte um ca. 10 Grad Celsius im Übergang von der Heinrich Kaltphase 1 (H1) zur Bølling/Allerød (BA)-Warmphase und am Ende der Jüngeren Dryas (YD). Die deglaziale Erwärmung in der Antarktis (unten) verläuft asynchron zur Erwärmung in der Nordhemisphäre. Die antarktische Erwärmung ist groß während der nordhemisphärischen Kaltphasen (H1 und YD) und wird unterbrochen während des sogenannten *Antarctic Cold Reversals* (ACR), welches mit der Bølling/Allerød-Warmphase im Norden zusammenfällt. Die atmosphärische Methankonzentration (lila Kurve in Abb. 7-4, EPICA COMMUNITY MEMBERS 2006) zeigt abrupte Änderungen parallel zu den nordhemisphärischen kalt-warm-kalt-warm Schwankungen. Diese Methanänderungen werden vermutlich durch eine Verschiebung der tropischen Regengürtel verursacht. Die atmosphärische CO₂-Konzentration (orange Kurve, MONNIN et al. 2001; MONNIN et al. 2004) zeigt eine zeitlich parallele Entwicklung zur Temperatur/ δD in der Südhemisphäre. Dies unterstreicht die Bedeutung des riesigen Südozeans für die Regulierung der CO₂-Konzentration.

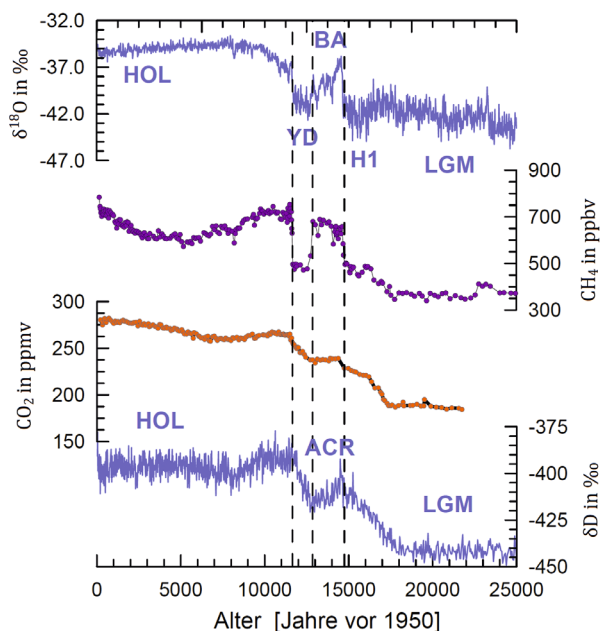


Abbildung 7-4: Klima-Rekonstruktionen aus Eisbohrkernen illustrieren den Übergang vom letzten glazialen Maximum (LGM) zur heutigen Warmzeit, dem Holozän (HOL). Dargestellt ist der Verlauf der Sauerstoff-/Wasserstoffisotope ¹⁸O in Grönland (oberste Kurve) und Deuterium D in der Antarktis (unterste Kurve), sowie der Verlauf der Methan- und Kohlendioxid-Konzentrationen (mittlere Kurven). Schwankungen in den Isotopen entsprechen Temperaturänderungen. Die Daten dokumentieren abrupte Klimaänderungen mit globalen Auswirkungen (H1: Heinrich-Kaltphase 1, BA: Bølling/Allerød (BA)-Warmphase, YD: *Younger Dryas* (Jüngere Dryas)-Kaltphase, ACR: *Antarctic Cold Reversal* (Antarktischer Kälterückfall)). Details siehe Text. Abbildung adaptiert nach SCHMITT et al. (2012).

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

Die ursächlichen Mechanismen für diese massiven, globalen und abrupten Klimaänderungen sind noch nicht ganz klar und verschiedene Treiber werden diskutiert. Einerseits könnte das Zusammenspiel zwischen Ozeanzirkulation, Meereisbildung, Niederschlag und Verdunstung die Dichte des Oberflächenwasser langsam verändern, bis ein Kipp-Punkt erreicht wird und die nordatlantische Tiefenwasserbildung abrupt einsetzt (beziehungsweise abrupt unterbrochen wird). Andererseits könnte der massive Eintrag von Frischwasser

durch Schmelzen (SCHMITT et al. 2012) der nördlichen Eisschilde die Dichte des nordatlantischen Oberflächenwassers vermindern und die Tiefenzirkulation zeitweilig blockieren. Auch Veränderungen in der Dichtestruktur und der windgetriebenen Zirkulation im Südozean können potentiell die nordatlantische Zirkulation beeinflussen.

Modellresultate deuten darauf hin, dass sowohl Änderungen in der Kohlenstoffspeicherung an Land wie auch im Ozean zu den CO₂-Veränderungen von bis zu 20 ppm beigetragen haben (GOTTSCHALK et al. 2019). Methan wird natürlicherweise vorwiegend in Feuchtgebieten und dort vor allem in den Tropen produziert. Die Veränderungen in der atmosphärischen Methankonzentration sind qualitativ im Einklang mit einer Verschiebung der tropischen Regengürtel und einer Ausdehnung und Abnahme der tropischen Feuchtgebiete während diesen vergangenen Klimaereignissen. Isotopenmessungen an N₂O im Eis für die letzten 20.000 Jahre zeigen, dass sowohl marine als auch terrestrische N₂O-Quellen auf die abrupten Klimaänderungen reagierten (FISCHER et al. 2019).

5 Schluss

Die Geschichte der atmosphärischen CO₂-Konzentration und des Klimas zeigt faszinierende Schwankungen im 40.000 und 100.000 Jahre-Rhythmus der Warmzeit-Eiszeit-Zyklen, aber auch überraschende, abrupte Klimaänderungen innerhalb weniger Jahrzehnte mit erheblichen globalen Auswirkungen. Die Rekonstruktionen der Vergangenheit zeigen uns, dass das globale Erdsystem sehr sensitiv auf

äußere Veränderungen reagiert. Interne Mechanismen verstärken die Auswirkungen äußerer Veränderungen. Ansteigendes CO₂ und schmelzende Eismassen verstärkten die Erwärmung von den Eis- zu den Warmzeiten, welche durch Änderungen der Erdbahn um die Sonne angestoßen wurde. Ein komplexes Zusammenspiel von physikalischen, biologischen und geochemischen Prozessen reguliert die Konzentration von CO₂ und anderer Treibhausgase. Klimatrends in scheinbar weit voneinander entfernten Regionen, wie der Antarktis, dem nordatlantischen Raum und den tropischen Regengürteln, stehen in einem engen Zusammenhang und werden durch Atmosphäre und Ozean gekoppelt (PEDRO et al. 2018).

Der Mensch stört durch die beschleunigte Verbrennung von Kohle, Erdöl und Gas das Klimasystem außerordentlich, sehr rasch und auf lange Zeit. Die heutige CO₂-Konzentration liegt fast 50 % höher als die warmzeitlichen Maxima der letzten 800.000 Jahre. Der CO₂-Anstieg im 20. Jahrhundert erfolgte mehr als eine Größenordnung schneller als jede anhaltende natürliche Veränderung der letzten 20.000 Jahre. Die menschengemachten CO₂-Emissionen akkumulieren im Klimasystem und die Emissionen dieses Jahrzehnts erwärmen das Klima noch über Jahrhunderte und Jahrtausende (JOOS et al. 2013). Die derzeitige globale Erwärmung beträgt bereits mehr als ein Grad Celsius. Die Erwärmung erreicht in den nächsten hundert Jahren ohne deutliche Maßnahmen zur Reduktion der CO₂-Emissionen die Amplitude der glazialen-interglazialen Temperaturschwankungen. Meeresspiegelanstieg und Abschmelzen der polaren Eiskappen folgen verzögert.

Hintergrund: Prozesse des Kohlenstoffkreislaufs und Hypothesen für die niedrige glaziale CO₂-Konzentration

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

Veränderungen in ozeanischen Prozessen gelten als Hauptursache der niedrigen, glazialen atmosphärischen CO₂-Konzentration. Der Ozean ist das weitaus größte der drei relativ rasch (< 1.000 Jahre) austauschenden Kohlenstoffreservoirs. Änderungen in der Landbiosphäre können die niedrige CO₂-Konzentration nicht er-

klären, da die Speicherung von Kohlenstoff in Böden und Vegetation während des letzten glazialen Maximums verringert war. CO₂ wird auf glazialen-interglazialen Zeitskalen reguliert durch das Zusammenspiel der Zirkulation des Ozeans, der biologischen Aktivität im Ozean, der Karbonatchemie von Meerwasser, des Gasaustausches zwischen Oberflächenwasser und Atmosphäre und Wechselwirkungen mit marinen Sedimenten und mit Verwitterungsflüssen vom Land.

Sobald sich CO₂ im Meerwasser löst, stellt sich sofort ein Säure-Base-Gleichgewicht zwischen gelöstem CO₂, Karbonat- (HCO₃⁻) und Bikarbonationen (CO₃⁻) ein. Dieses Gleichgewicht ist abhängig von der Alkalinität des Wasser. Die Alkalinität bestimmt, welche Menge an Säure neutralisiert werden kann. Die Löslichkeit von CO₂ ist höher in kaltem als in warmem Wasser und Veränderungen in der Ozeantemperatur beeinflussen atmosphärisches CO₂. Biologische Aktivität im Ozean hält den CO₂-Gehalt an der Meeresoberfläche und in der Atmosphäre niedrig. Kohlenstoff und Nährstoffe (Phos-

phat, Stickstoff, Silikat, Eisen, usw.) werden von Algen im lichtdurchfluteten Oberflächenozean aufgenommen und der Nahrungskette zugeführt. Totes organisches Material und die kalk- und silikathaltigen Schalen von abgestorbenen Lebewesen sinken in die Tiefe des Ozeans. Dieses absinkende biologische Material wird zersetzt, anorganischer Kohlenstoff (CO₂, HCO₃⁻, CO₃⁻) und Nährstoffe werden frei und durch die Zirkulation wieder an die Oberfläche transportiert. Dieser biologische Kreislauf bewirkt netto einen Konzentrationsgradienten: die Konzentration von anorganischem Kohlenstoff und von Nährstoffen, wie auch die Alkalinität, ist geringer an der Oberfläche als in der Tiefsee. Veränderungen in diesem biologisch und physikalisch getriebenen Kreislauf können die anorganische Kohlenstoffkonzentration und die Alkalinität an der Oberfläche und damit die atmosphärische CO₂-Konzentration verändern. Ein kleiner Teil des absinkenden biologischen Materials fällt auf den Ozeanboden und wird vom marinen Sediment ins Wasser rückgelöst oder begraben. Dieser kleine, aber stetige Verlust an Kohlenstoff, Nährstoffen und Alkalinität wird langfristig durch Verwitterung an Land und durch Vulkanismus ausgeglichen.

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

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

Eine weitere Klasse von Hypothesen postuliert Veränderungen im Absinken von organischem Material aus marinem Plankton. Mögliche Mechanismen sind (iv)

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

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

Kurz zusammengefasst: Es bleibt schwierig den Beitrag der verschiedenen Mechanismen zu den glazialen-interglazialen CO₂-Schwankungen quantitativ exakt festzulegen. Es ist klar, dass eine Kombination aus Prozessen zusammenspielt und die komplexe atmosphärische CO₂-Geschichte der letzten 1 Million Jahre bestimmte.

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

Literatur

- BEREITER, B., EGGLESTON, S., SCHMITT, J., NEHRBASS-AHLES, C., STOCKER, T.F., FISCHER, H., KIPFSTUHL, S., CHAPPELLAZ, J., 2015: Revision of the EPICA Dome C CO₂ record from 800 to 600-kyr before present. *Geophysical Research Letters* **42**, 542-549, doi: 10.1002/2014GL061957.
- BERGER, A., LOUTRE, M.-F., 1999: Parameters of the Earth's orbit for the last 5 Million years in 1 kyr resolution. Supplement to: BERGER, A.; LOUTRE, M.-F., 1991: Insolation values for the climate of the last 10 million of years. *Quaternary Science Reviews* **10**, 297-317, doi: 10.1016/0277-3791(91)90033-Q.
- BINTANJA, R., VAN DE WAL, R.S.W., 2008: North American ice-sheet dynamics and the onset of 100,000-year glacial cycles. *Nature* **454**, 869-872, doi: 10.1038/nature07158.
- CHALK, T.B., HAIN, M.P., FOSTER, G.L., ROHLING, E.J., SEXTON, P.F., BADGER, M.P.S., CHERRY, S.G., HASENFRATZ, A.P., HAUG, G.H., JACCARD, S.L., MARTÍNEZ-GARCÍA, A., PÄLIKE, H., PANCOST, R.D., WILSON, P.A., 2017: Causes of ice age intensification across the Mid-Pleistocene Transition. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* **114**, 13114-13119, doi: 10.1073/pnas.1702143114.
- CLARK, P.U., HE, F., GOLLEDGE, N.R., MITROVICA, J.X., DUTTON, A., HOFFMAN, J.S., DENDY, S., 2020: Oceanic forcing of penultimate deglacial and last interglacial sea-level rise. *Nature* **577**, 660-664, doi: 10.1038/s41586-020-1931-7.
- DYEZ, K.A., HÖNISCH, B., SCHMIDT, G.A., 2018: Early Pleistocene Obliquity-Scale pCO₂ Variability at ~1.5 Million Years Ago. *Paleoceanography and Paleoclimatology* **33**, 1270-1291, doi: 10.1029/2018PA003349.
- EPICA COMMUNITY MEMBERS, 2004: Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature* **429**, 623-628, doi: 10.1038/nature02599.
- EPICA COMMUNITY MEMBERS, 2006: One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica. *Nature* **444**, 195-198, doi: 10.1038/nature05301.
- FARMER, J.R., HÖNISCH, B., HAYNES, L.L., KROON, D., JUNG, S., FORD, H.L., RAYMO, M.E., JAUMESGUÍ, M., BELL, D.B., GOLDSTEIN, S.L., PENA, L.D., YEHUDAI, M., KIM, J., 2019: Deep Atlantic Ocean carbon storage and the rise of 100,000-year glacial cycles. *Nature Geoscience* **12**, 355-360, doi: 10.1038/s41561-019-0334-6.
- FISCHER, H., MEISSNER, K.J., MIX, A.C., et al., 2018: Palaeoclimate constraints on the impact of 2 °C anthropogenic warming and beyond. *Nature Geoscience* **11**, 474-485, doi: 10.1038/s41561-018-0146-0
- FISCHER, H., SCHMITT, J., BOCK, M., SETH, B., JOOS, F., SPAHNI, R., LIENERT, S., BATTAGLIA, G., STOCKER, B.D., SCHILT, A., BROOK, E.J., 2019: N₂O changes from the Last Glacial Maximum to the preindustrial - Part 1: Quantitative reconstruction of terrestrial and marine emissions using N₂O stable isotopes in ice cores. *Biogeosciences* **16**, 3997-4021, doi: 10.5194/bg-16-3997-2019.
- GOTTSCHALK, J., BATTAGLIA, G., FISCHER, H., FRÖLICHER, T.L., JACCARD, S.L., JELTSCHTHÖMMES, A., JOOS, F., KÖHLER, P., MEISSNER, K.J., MENVIEL, L., NEHRBASS-AHLES, C., SCHMITT, J., SCHMITTNER, A., SKINNER, L.C., STOCKER, T.F., 2019: Mechanisms of millennial-scale atmospheric CO₂ change in numerical model simulations. *Quaternary Science Reviews* **220**, 30-74, doi: 10.1016/j.quascirev.2019.05.013.
- HÖNISCH, B., HEMMING, N.G., ARCHER, D., SIDDALL, M., MCMANUS, J.F., 2009: Atmospheric carbon dioxide concentration across the Mid-Pleistocene Transition. *Science* **324**, 1551-1554, doi: 10.1126/science.1171477.
- JANSEN, E., OVERPECK, J., BRIFFA, K.R., DUPLESSY, J.-C., JOOS, F., MASSON-DELMOTTE, V., OLAGO, D., OTTO-BLIESNER, B., PELTIER, W.R., RAHMSTORF, S., RAMESH, R., RAYNAUD, D., RIND, D., SOLOMINA, O., VILLALBA, R., ZHANG, D., 2007: Palaeoclimate. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. SOLOMON, S., QIN, D., MANNING, M., CHEN, Z., MARQUIS, M., AVERYT, K.B., TIGNOR, M., MILLER, H.L. Miller (Hrsg.). *Cambridge University Press*, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 433-497.
- JOOS, F., ROTH, R., FUGLESTVEDT, J.S., et al., 2013: Carbon dioxide and climate impulse response functions for the computation of greenhouse gas metrics: A multi-model analysis. *Atmospheric Chemistry and Physics* **13**, 2793-2825, doi: 10.5194/acp-13-2793-2013.
- LISIECKI, L.E., RAYMO, M.E., 2005: Erratum: "A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ¹⁸O records" (*Paleoceanography* (2005) vol. 20 10.1029/2004PA001071). *Paleoceanography* **20**, 1, doi: 10.1029/2005PA001164.
- MARTÍNEZ-BOTÍ, M.A., FOSTER, G.L., CHALK, T.B., ROHLING, E.J., SEXTON, P.F., LUNT, D.J., PANCOST, R.D., BADGER, M.P.S., SCHMIDT, D.N., 2015: Plio-Pleistocene climate sensitivity evaluated using high-resolution CO₂ records. *Nature* **518**, 49-54, doi: 10.1038/nature14145.
- MENVIEL, L., 2019: The southern amplifier. *Science* **363**, 1040-1041, doi: 10.1126/science.aaw7196.
- MONNIN, E., INDERMÜHLE, A., DÄLLENBACH, A., FLÜCKIGER, J., STAUFFER, B., STOCKER, T.F., RAYNAUD, D., BARNOLA, J.M., 2001: Atmospheric CO₂ concentrations over the last glacial termination. *Science* **291**, 112-114, doi: 10.1126/science.291.5501.112.
- MONNIN, E., STEIG, E.J., SIEGENTHALER, U., KAWAMURA, K., SCHWANDER, J., STAUFFER, B., STOCKER, T.F., MORSE, D.L., BARNOLA, J.M., BELLIER, B., RAYNAUD, D., FISCHER, H., 2004: Evidence for substantial accumulation rate variability in Antarctica during the Holocene, through synchronization of CO₂ in the Taylor Dome, Dome C and DML ice cores. *Earth and Planetary Science Letters* **224**, 45-54, doi: 10.1016/j.epsl.2004.05.007.

- NORTH GREENLAND ICE CORE PROJECT MEMBERS, 2004: High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature* **431**, 147-151, doi: 10.1038/nature02805.
- PEDRO, J.B., JOCHUM, M., BUIZERT, C., HE, F., BARKER, S., RASMUSSEN, S.O., 2018: Beyond the bipolar seesaw: Toward a process understanding of interhemispheric coupling. *Quaternary Science Reviews* **192**, 27-46, doi: 10.1016/j.quascirev.2018.05.005.
- SCHMITT, J., SCHNEIDER, R., ELSIG, J., LEUENBERGER, D., LOURANTOU, A., CHAPPELLAZ, J., KÖHLER, P., JOOS, F., STOCKER, T.F., LEUENBERGER, M., FISCHER, H., 2012: Carbon isotope constraints on the deglacial CO₂ rise from ice cores. *Science* **336**, 711-714, doi: 10.1126/science.1217161.
- SHACKLETON, N.J., 2000: The 100,000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. *Science* **289**, 1897-1902, doi: 10.1126/science.289.5486.1897.
- STOCKER, T.F., 2000: Past and future reorganizations in the climate system. *Quaternary Science Reviews* **19**, 301-319, doi: 10.1016/S0277-3791(99)00067-0.
- STOCKER, T.F., DAHE, Q., PLATTNER, G.-K., et al., 2013: Technical Summary. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. 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 and New York, NY, USA, 33-115.

Kontakt

PROF. DR. FORTUNAT JOOS
Klima- und Umweltphysik, Physikalisches Institut
und Oeschger Zentrum für Klimaforschung
Sidlerstr. 5
3012 Bern
Schweiz
fortunat.joos@unibe.ch

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

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-

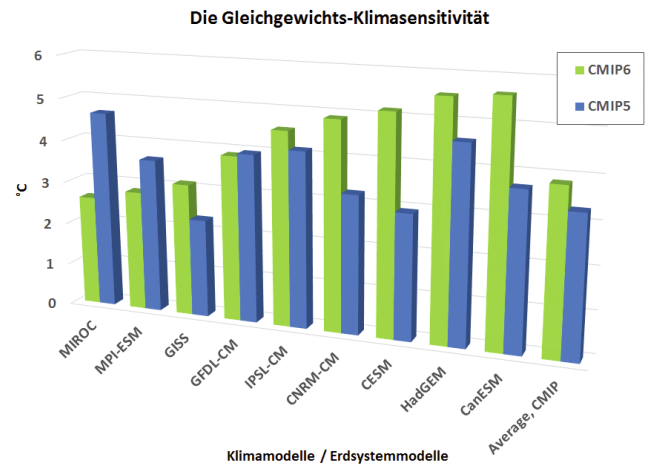


Abbildung 8-1: Die berechneten Klimasensitivitäten einiger Klima-Kohlenstoffkreislauf-Modelle, die an CMIP5 und CMIP6 teilgenommen haben. In CMIP5 lag das Multimodell-Mittel der Gleichgewichts-Klimasensitivität bei 3,3 $^\circ\text{C}$, in der aktuellen Runde bei 3,8 $^\circ\text{C}$. Die Modelle MIROC 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-

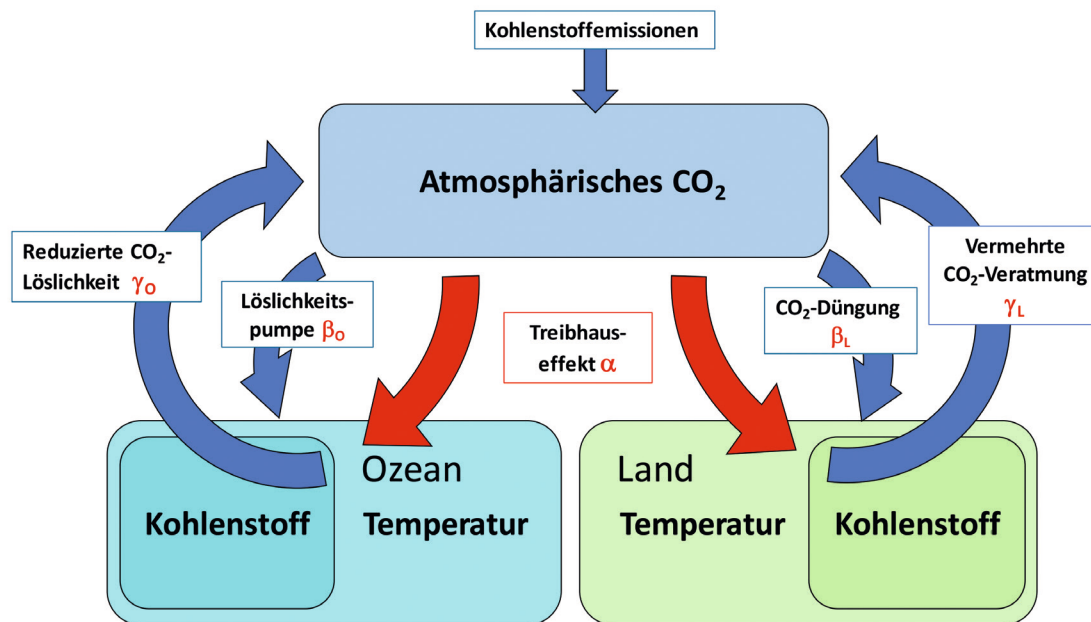


Abbildung 8-2: Konzeptionelle Darstellung der Temperatur-Kohlenstoff-Rückkopplung durch anthropogene CO₂-Emissionen. Input: CO₂-Emissionen aus fossilen Brennstoffen und aus der Landwirtschaft. Derzeitig verbleiben etwa 44 % der Emissionen in der Atmosphäre (atmosphärische CO₂-Box), etwa 30 % werden vom 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:

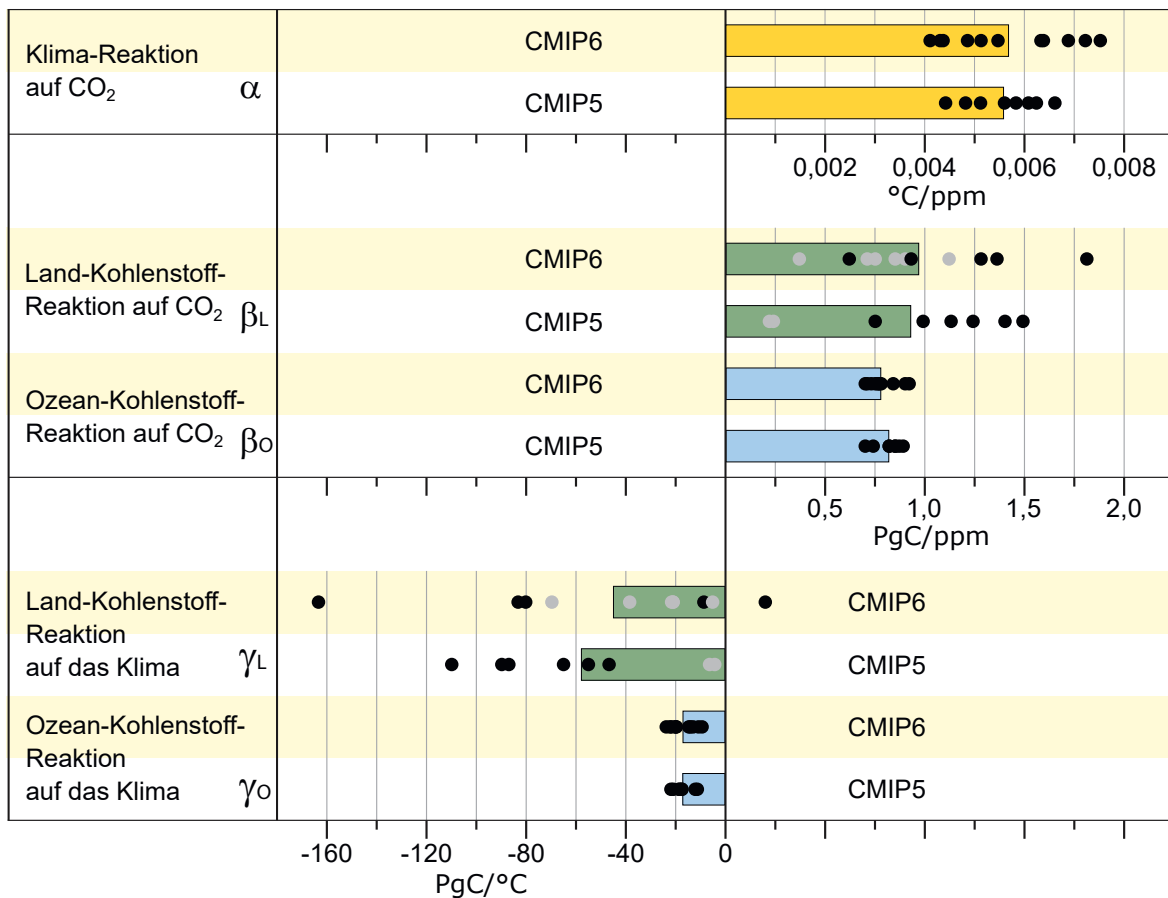


Abbildung 8-3: Vergleich der Rückkopplungen des Kohlenstoffkreislaufs zwischen CMIP5- und CMIP6-Modellen im Rahmen eines Szenarios, in dem das atmosphärische CO₂ über 140 Jahre um 1 % pro Jahr ansteigt. Schwarze Punkte stellen die einzelnen Modellsimulationen dar, farbige Balken die Multimodell-Mittelwerte.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

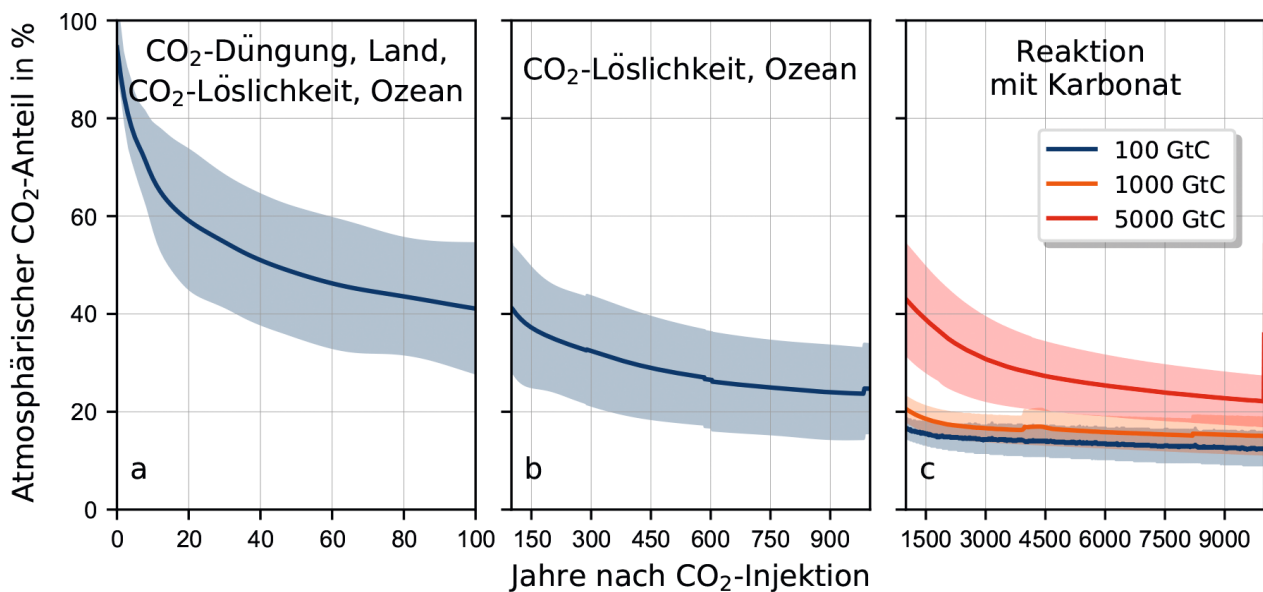


Abbildung 8-4: Prozentualer Anteil des CO₂, das in idealisierten Modellexperimenten nach einem plötzlichen Emissions-Puls von 100, 1.000 oder 5.000 GtC im Jahr 0 im Laufe der Jahrhunderte in der Atmosphäre verbleibt (blaue, orangefarbene bzw. rote Kurve) sowie der Unsicherheitsbereich (Schattierung). 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, warum 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 vorantreiben 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.

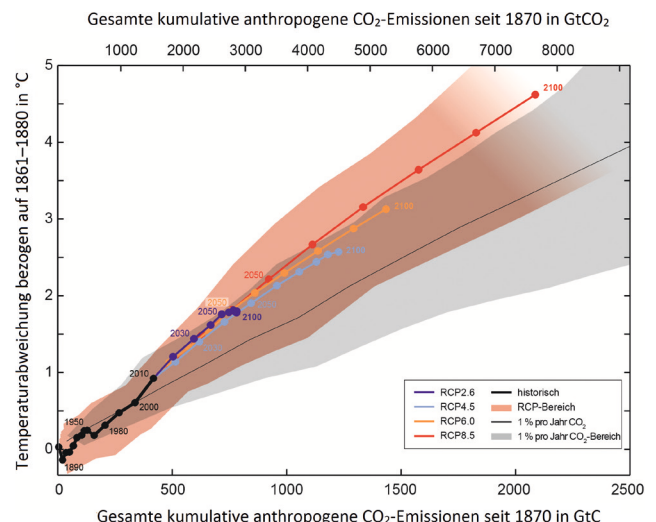


Abbildung 8-5: Anstieg der mittleren globalen Erdoberflächentemperatur als Funktion der gesamten kumulativen globalen CO_2 -Emissionen. Multimodell-Resultate von einer Vielzahl von Klima-Kohlenstoffkreislauf-Modellen für die vier RCP des IPCC AR5 (vergleiche Abschnitt 7) sind mit farbigen Linien und 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 denkbare 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

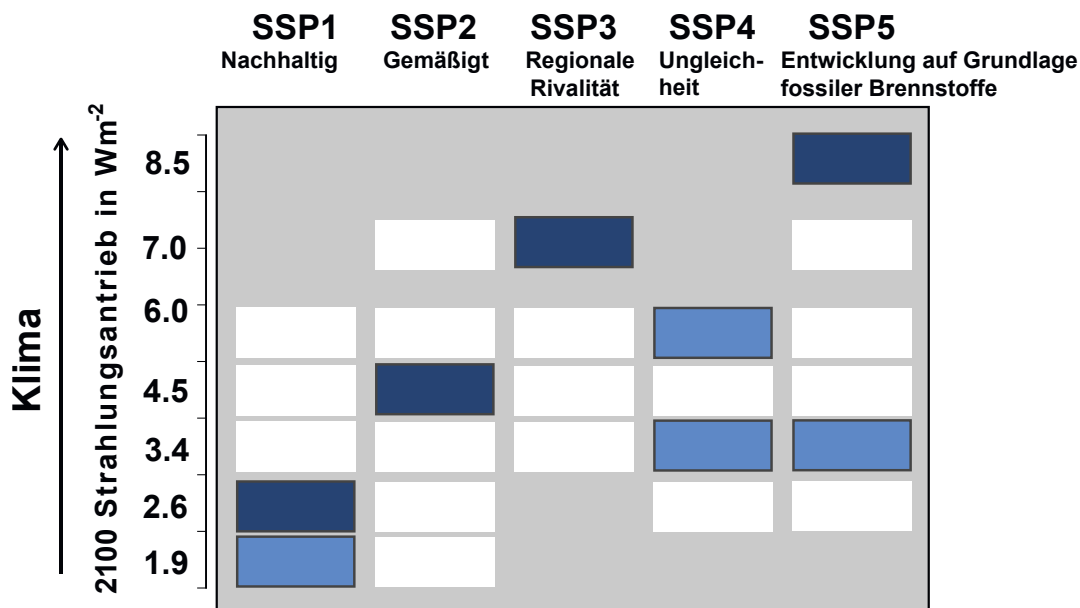


Abbildung 8-6: Matrix der SSP-RCP-Szenarien für CMIP6-Simulationen. Jede Zelle steht für eine Kombination aus sozioökonomischem Entwicklungspfad (SSP) und der Klimareaktion, die sich aus dem entsprechenden Antriebspfad (RCP) ergibt. Die dunkelblauen Zellen stellen Basis- (*Tier 1*), die hellblauen zusätzliche (*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).

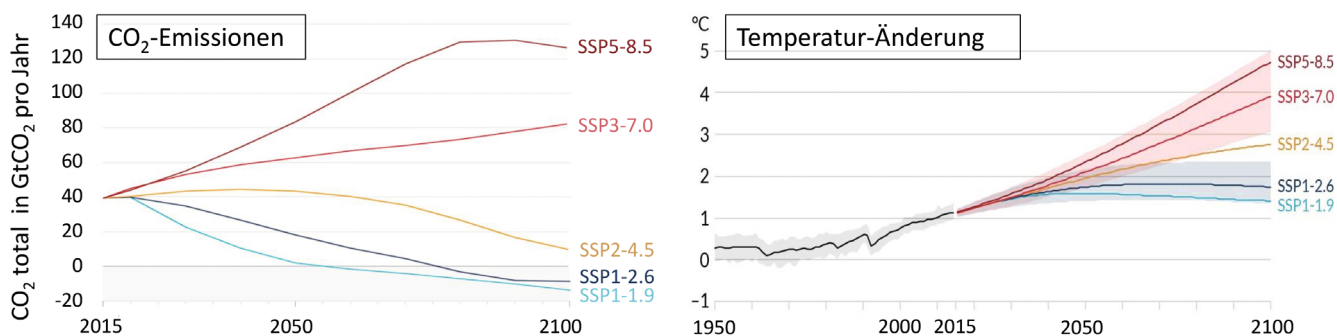


Abbildung 8-7: Jährliche anthropogene CO₂-Emissionen (links) und Änderung der globalen Erdoberflächentemperatur (rechts) für fünf Szenarien des 21. Jahrhunderts. Sehr wahrscheinliche Bandbreiten sind für SSP1-2.6 und SSP3-7.0 dargestellt. Abbildung SPM.4 und SPM.8 aus IPCC (2021).

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

N. MENGIS, U. BERNITT, A. OSCHLIES

9

Klima retten mit Kohlendioxid-Entnahme?

Saving the climate with carbon dioxide removal?

Zusammenfassung

In diesem Beitrag werden die verschiedenen Methoden der Kohlendioxid-Entnahme (*Carbon Dioxide Removal*, CDR) beschrieben, deren technologische Bereitstellung überprüft und Potenzial, Kosten und Nebenwirkungen anhand der neuesten Literatur diskutiert. Die Methoden werden darin unterschieden, ob sie Kohlenstoff durch chemische oder biologische Prozesse aus der Atmosphäre entnehmen, und ob sie diesen dann an Land, im Ozean oder in Gesteinsformationen speichern.

Summary

In this chapter different Carbon Dioxide Removal (CDR) methods are described. Based on the most recent literature, their respective tech-readiness, potential, cost and side-effects are discussed. The methods are distinct by their carbon uptake methodology, either through chemical or biological processes, as well as by the choice of storage location, either on land, in the ocean or in geological storage facilities.

1 Handlungsspielräume beim Klimawandel: Neue Lösungen gesucht

Ohne umfassende Maßnahmen zur Emissionsvermeidung wird sich das Klima der Erde bis zum Ende des 21. Jahrhunderts stark verändern. Nach allem, was wir heute wissen, wird ein solcher Klimawandel die Armut und Ungerechtigkeit auf der Erde verstärken und die Menschheit insgesamt verletzlicher machen (IPCC 2022). Um Risiken für die Gesellschaft zu minimieren, hat die Weltgemeinschaft zuletzt mit dem Klimaabkommen von Paris in 2015 beschlossen, den Temperaturanstieg auf maximal 2 °C zu begrenzen und darüber hinaus zu versuchen, ihn auf 1,5 °C zu limitieren. Die Hoffnung, dieses Ziel tatsächlich erreichen zu können, beruht unter anderem auf dem optimistischsten Szenario des 5. Weltklimaberichts von 2013 sowie den Szenarien aus dem im Herbst 2018 veröffentlichten Sonderbericht zum 1,5-Grad-Ziel (IPCC 2018). In allen Szenarien des Berichts wird davon ausgegangen, dass weitreichende Maßnahmen zur Emissionsvermeidung schnell und weltweit umgesetzt werden und die Menschheit zu-

künftig außerdem in der Lage sein wird, Kohlendioxid (CO₂) in großem Maßstab aus der Erdatmosphäre zu entfernen und sicher zu speichern. Um den Klimawandel aufzuhalten, muss es gelingen, bis Mitte des 21. Jahrhunderts alle CO₂-Emissionen zu stoppen oder aber zu neutralisieren, sodass weltweit Netto-Null-Emissionen erreicht werden. Dabei gilt, je länger die Emissionsvermeidung aufgeschoben wird, desto mehr CO₂ muss aus der Atmosphäre entfernt werden, um die Klimaziele zu erreichen. Für Deutschland werden in ambitionierten Szenarien zwischen 32 und 60 Mt CO₂ pro Jahr an verbleibenden Emissionen angenommen (MENGIS et al. 2022), die kompensiert werden müssten, um Netto-Null zu erreichen.

Aber wie würde man überhaupt CO₂ aus der Erdatmosphäre entfernen und speichern? Wie groß ist das Potenzial und gibt es Nebenwirkungen? Mit Methoden zur CO₂-Entnahme (*Carbon Dioxide Removal*, CDR) soll Kohlendioxid aus der Atmosphäre entfernt und langfristig an Land, im Ozean oder in geologischen Gesteinsformationen gespeichert werden.

2 Die verschiedenen Kohlendioxid-Entnahme-Methoden

Schon seit mehr als 20 Jahren beschäftigen sich Wissenschaftler weltweit mit verschiedenen Methoden der CO₂-Entnahme (*Carbon Dioxide Removal*, CDR). Einige wurden bereits im Labor oder in kleinen Experimenten getestet, viele sind bislang nur theoretische Ansätze. Aussagen über ihre Wirksamkeit beruhen derzeit vor allem auf Modellierungsergebnissen.

Auf den folgenden Seiten wird je eine Beispiel-Methode der CO₂-Entnahme vorgestellt, die entweder biologische oder chemische Prozesse nutzen, um Kohlenstoff aus der Atmosphäre zu entnehmen und an Land, im Ozean oder in geologischen Gesteinsformationen zu speichern. Für alle Methoden werden Potenzial und Nebenwirkungen abgeschätzt. Eine Übersicht dieser Methoden ist grafisch in Abbildung 9-1 dargestellt.

2.1 Aufforstung von Wäldern

Der Begriff „Aufforstung“ bezieht sich auf das Bewalden von Flächen, die in der jüngsten Vergangenheit (meist ein Richtwert von 50 Jahren) keine Wälder beherbergten, „Wiederaufforstung“ auf das Bewalden von kürzlich abgeholzten Flächen. Beim Prinzip der Aufforstung soll das biologische CO₂-Aufnahmepotenzial von Bäumen genutzt werden. Bäume lagern über die Photosynthese Kohlendioxid aus der Atmosphäre als Kohlenstoff in ihrem Holz ein. Je nach Lebensalter der Bäume bleibt der Kohlenstoff über mehrere Jahrhunderte in den Wäldern gespeichert. Das gilt allerdings nur, wenn diese Bäume nicht abgeholzt oder abgebrannt werden oder zum Beispiel durch Schädlingsbefall oder Dürre absterben. Außerdem benötigt die Kohlenstoffspeicherung durch Aufforstung Zeit und erreicht irgendwann einen Sättigungspunkt.

Aufforstungs- und Wiederaufforstungsmaßnahmen werden seit Menschengedenken angewendet und sind daher in Abhängigkeit von der Verfügbarkeit geeigneter Landflächen jederzeit großskalig einsetzbar. Das erwartete globale Kohlendioxid-Entnahme-Potenzial durch Aufforstung Mitte dieses Jahrhunderts variiert zwischen 0,5 und 3,6 Gigatonnen Kohlendioxid (GtCO₂) pro Jahr. Die Effektivität und die Permanenz sind dabei von vielen Faktoren abhängig, wie zum Beispiel der atmosphärischen CO₂-Konzentration, dem fortschreitenden Klimawandel oder der Wasserverfügbarkeit. Die Kosten solcher großskaligen Bewaldungsprojekte werden zwischen 18 US\$ bis maximal 100 US\$ pro entnommene Tonne CO₂ angegeben und sind hauptsächlich abhängig von lokalen Gegebenheiten und Annahmen über einen zukünftigen Preis für CO₂-Verschmutzung (FUSS et al. 2018). In Deutschland könnte man über Landnutzungsänderung von Ackerland zu Wald durch aktive Aussaat oder Pflanzung von Bäumen ca. 3,5 Mt CO₂ pro Jahr in Forst-Biomasse speichern (BORCHERS et al. 2022).

Abhängig von der Umsetzung kann großskalige Aufforstung biophysikalische, soziale und ökonomische Nebenwirkungen haben. Positive Nebenwirkungen können Verbesserungen von Bodenqualität, lokaler Wasserversorgung und Biodiversität beinhalten. Bei dem Einsatz von Düngern kann es als Nebenwirkung verstärkt zur Bildung des Treibhausgases Lachgas (N₂O) kommen. Eine gut untersuchte Nebenwirkung ist die Veränderung der lokalen Albedo, also das Vermögen der Erdoberfläche, Sonnenstrahlung ins Weltall zurückzuwerfen. Aufforstung in höheren Breiten wie beispielsweise in der Tundra, würde die Albedo verringern, das heißt die Erdoberfläche dunkler machen. Die heutige Tundra ist im Winter von Eis und Schnee bedeckt. Diese weiße Fläche reflektiert einen Großteil der Sonnenstrahlung von der Erde zurück ins All. Wälder hingegen erscheinen vor allem im Winter dunkler, wodurch sie mehr Sonnenstrahlung aufnehmen und sich entsprechend stärker erwärmen. Diese Verringerung der Albedo stünde also dem eigentlichen Ziel der Aufforstung der Tundra, das Aufheizen der Erde zu vermindern, entgegen.

Darüber hinaus ist das Potenzial von Aufforstung abhängig von der bereitgestellten Fläche: Großflächige Aufforstung steht in Konkurrenz mit anderen Landnutzungen wie der als Weideland, Ackerland oder Naturschutzgebiet. Dabei wird sich die Konkurrenz um Landflächen mit der Zunahme der Weltbevölkerung generell verschärfen.

2.2 Eisendüngung des Ozeans

Eisendüngung im Ozean zielt auf eine Erhöhung der biologischen Produktivität in nährstoff-limitierten Regionen des Ozeans. Das pflanzliche Plankton im Meer wandelt durch Photosynthese im Meerwasser gelöstes CO₂ in Biomasse um, wodurch weiteres CO₂ aus der Atmosphäre in den Ozean nachströmen kann. In einem Viertel der Weltmeere herrscht ein natürlicher Mangel an Pflanzennährstoffen, insbesondere an Eisen (LAWRENCE et al. 2018). Hier würde die künstliche Eisendüngung bereits mit relativ kleinen Mengen das Planktonwachstum beachtlich ankurbeln und so die Aufnahme von CO₂ aus der Atmosphäre verstärken. Über die Nahrungskette gelangt ein Teil des gespeicherten Kohlenstoffs in weitere Meeresorganismen wie Kleinkrebse, Fische oder Wale, ein Teil sinkt als Kot oder abgestorbene Biomasse in die Tiefe. Letztlich wird praktisch die komplette Biomasse wieder von Bakterien verwertet, wobei das in den Lebewesen gespeicherte CO₂ wieder an das umgebende Wasser abgegeben wird und über die Ozeanzirkulation irgendwann wieder in Kontakt mit der Atmosphäre gelangt. Über die Zeitskalen dieses Kohlenstoff-Rückflusses gibt es große Unsicherheiten. Ein kleiner Teil der Biomasse sinkt in die Tiefsee, wo er ins Sediment am Meeresgrund eingelagert wird und somit der enthaltene Kohlenstoff der Atmosphäre für Jahrtausende entzogen ist. Modellrechnungen zeigen, dass nach Beendigung der Düngung höchstwahrscheinlich ein Großteil des vom Meer aufgenommenen Kohlendioxids auf Zeitskalen von Jahrzehnten bis Jahrhunderten wieder in die Atmosphäre zurückkehren würde.

Durch Experimente im Labor und auf dem Meer konnte gezeigt werden, dass die Produktivität von Phytoplankton nach Zugabe von eisenhaltigem Pulver tatsächlich stark wächst und die CO₂-Aufnahme zunimmt. Das globale langfristige Potenzial dieser Maßnahme wird auf bis zu 2 GtCO₂ pro Jahr geschätzt, dafür müsste allerdings der gesamte Südliche Ozean permanent mit Eisen gedüngt werden. Die Kostenschätzungen einer solchen großskaligen Düngung des Ozeanes mit Eisenpulver sind mit 8 – 460 US\$ pro entnommene Tonne CO₂ sehr unsicher, und hauptsächlich abhängig von den Methoden, mit denen das Eisen wahrscheinlich in Form von Eisensulfat produziert und ausgebracht würde.

Inzwischen nehmen viele Wissenschaftler Abstand von der Idee der Eisendüngung als CO₂-Entnahme-Maßnahme, weil die Nebenwirkungen der Eisendüngung auf existierende Ökosysteme im Meer kaum abzusehen sind. So könnte es in den Ozeanen zu Effekten kommen, die man heute aus küstennahen, nährstoff-überdüngten Meeresgebieten kennt (LÖSCHKE und SCHRÖDER 2019). Durch das Zuviel an Nährstoffen könnte es nach starken Planktonblüten und deren sauerstoffzehrenden bakteriellen Ab-

bau zu sauerstoffarmen oder gar -freien Gebieten kommen. Ebenso wie an Land führt die Düngung zur verstärkten Lachgasproduktion, ein starkes Treibhausgas, das aus dem Meer in die Atmosphäre aufsteigen kann.

2.3 Bioenergie mit Kohlenstoffabscheidung und -speicherung (BECCS)

Bioenergie mit Kohlenstoffabscheidung und -speicherung (*Bioenergy with Carbon Capture and Storage*, BECCS) verbindet zwei Verfahren, um CO₂ zu entnehmen. Wie bei der Aufforstung wird der Atmosphäre Kohlenstoff durch Photosynthese entzogen. In diesem Fall durch die Kultivierung schnell wachsender Pflanzen, durch deren Verbrennung dann Energie gewonnen wird (Bioenergie). Pflanzen, die hierfür infrage kommen, sind unter anderem das Chinaschilf (*Miscanthus*), Pappeln, Weiden sowie Eukalyptusarten. Sie alle liefern in sehr kurzer Zeit viel Biomasse. Das im Verbrennungsprozess freigesetzte CO₂ wird anschließend gebunden, verdichtet und in geologischen Speicherstätten permanent gelagert (Kohlenstoffbindung und -speicherung, CCS). Im Folgenden konzentrieren wir uns auf die gesamte BECCS-Prozesskette.

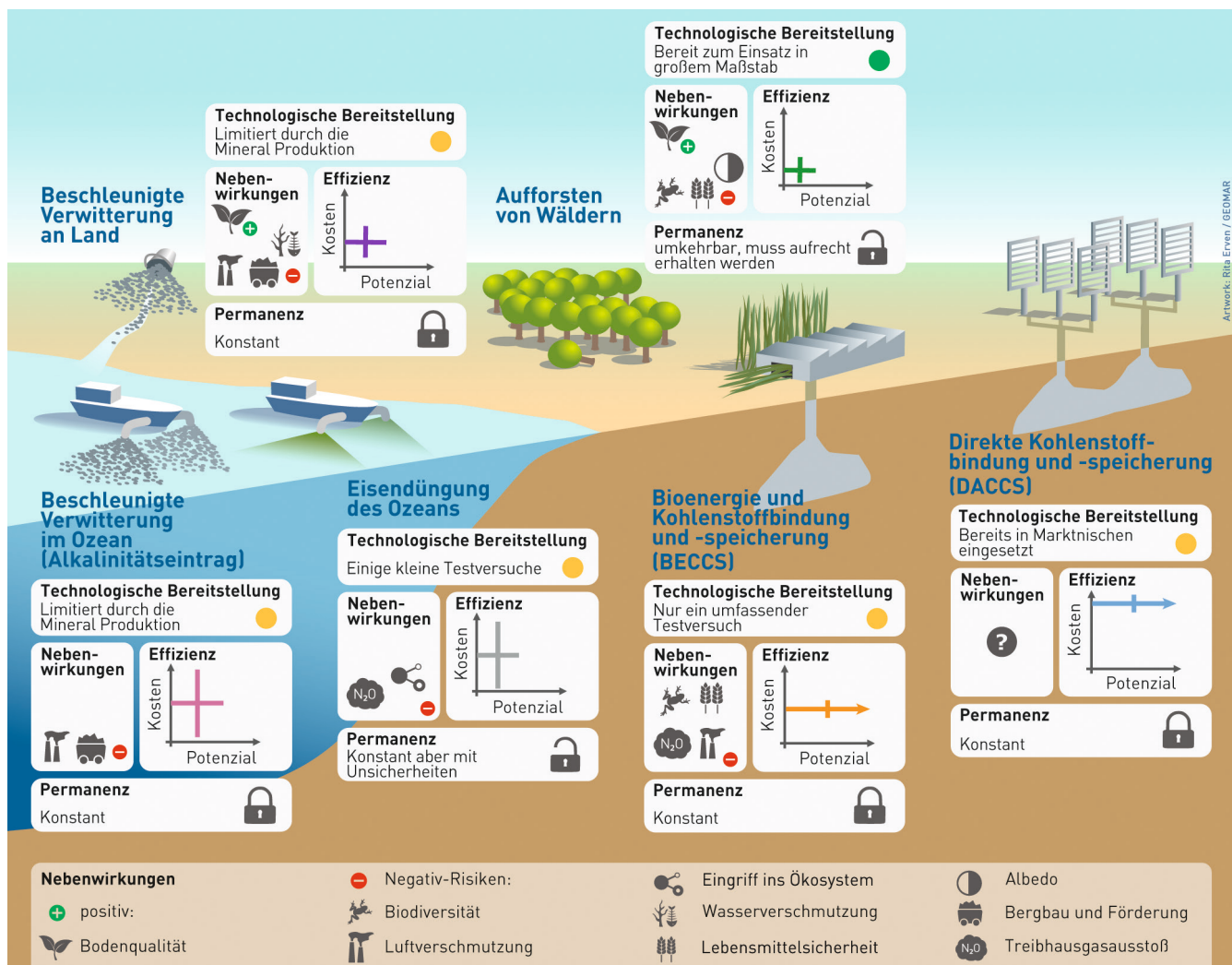


Abbildung 9-1: Übersicht über die einzelnen, in diesem Beitrag diskutierten Methoden zur CO₂-Entnahme und deren Parameter. Grafik-Konzept: Nadine Mengis/GEOMAR, Grafik-Design: Rita Erven/GEOMAR.

Der großskalige Anbau von Bioenergiepflanzen ist rein theoretisch möglich und auch die CCS-Technologie ist durch die wissenschaftliche Arbeit der letzten Jahre ausreichend erforscht und einsetzbar. BECCS spielt eine dominante Rolle in den Emissions-Szenarien des Weltklimarats zur Erreichung der Klimaziele. Aktuelle Energie-Szenarien gehen davon aus, dass BECCS im günstigsten Fall bis zu 20 % des weltweiten Energiebedarfs decken könnte (LÖSCHKE und SCHROEDER 2019), wobei die Schätzungen hier deutlich auseinandergehen. Würde man in den kommenden Jahren beginnen, die benötigte BECCS-Infrastruktur auszubauen, könnten damit ab Mitte des Jahrhunderts weltweit zwischen 2,4 und 11 GtCO₂ pro Jahr aus der Atmosphäre entfernt werden. In Deutschland könnten wir mit verschiedenen Rohstoffquellen wie Holz, landwirtschaftlichen Rückständen, Kuhmist und Energiepflanzen für Bioenergieanlagen mit Kohlenstoffabscheidung und -speicherung bis zu 62 Mt CO₂ pro Jahr entnehmen (BORCHERS et al. 2022). Der größte limitierende Faktor hierbei ist die verfügbare Biomasse an Land. Als eine Alternative wird die Verwendung von Algen als BECCS-Rohstoff angedacht, wodurch sich der Landnutzungskonflikt zum Teil entschärfen ließe. Die Kosten für BECCS-Projekte werden zwischen 100 US\$ und 200 US\$ pro entnommene Tonne CO₂ angegeben, hauptsächlich abhängig von der Verfügbarkeit effizienter Biomasse, der angewandten Kohlenstoffbindungs-Technologie und der Länge der Transportwege. In den meisten Studien wird angenommen, dass der Biomasseanbau keine Emissionen verursacht, was in der Realität die Kohlenstoffminderung jedoch um ca. 20 % reduziert.

Um eine Kohlendioxid-Reduktion der oben erwähnten Größenordnung zu erreichen, wäre für den Anbau von Energiepflanzen eine Landfläche von rund einer bis vier Millionen Quadratkilometern nötig – was immerhin bis zu einem Drittel der heutigen weltweiten Ackerfläche entspricht. Der Anbau von Energiepflanzen steht damit genau wie die Aufforstung mit Blick auf Flächen-, Wasser- und Düngerbedarf in Konkurrenz zur Nahrungsmittelproduktion. Der verstärkte Düngereinsatz würde außerdem die Produktion von Lachgas erhöhen. Der Einsatz von BECCS ist auch davon abhängig, dass in diesem Ausmaß rechtzeitig geologische Speicherstätten erschlossen, Widerstände in Politik und Gesellschaft abgebaut und die entsprechenden juristischen Grundlagen gelegt werden.

Exkurs: Kohlenstoffspeicherung

Kohlenstoffbindung und -speicherung (*Carbon Capture and Storage, CCS*) bezeichnet den Prozess der Bindung von Kohlendioxid aus der Luft oder aus Verbrennungsgasen, der Aufreinigung und Verdichtung und letztendlich der Speicherung in Gesteinsformationen oder in ausgedienten Erdgas- bzw. Erdölfeldern. Ein Beispiel hierfür ist das Sleipner-Projekt im norwegischen Teil der Nordsee, bei dem Kohlendioxid, welches bei der Erdgasförderung extrahiert werden muss, in flüssiger Form in die sogenannte Utsira-Sandsteinformation gepresst wird. Im Untergrund

reagiert das Kohlendioxid mit dem Gestein und wird dadurch idealerweise langfristig chemisch neutralisiert und permanent gebunden. Ein Hauptrisiko sind dabei Störungen in den Gesteinsschichten, entweder natürlicher Art oder durch Bohrlöcher, durch die ein Teil des eingelagerten Kohlendioxids wieder an die Oberfläche und, bei Lagerstätten unter dem Meer, in das Meerwasser gelangen könnte.

Um zu prüfen, inwieweit CCS in der Praxis funktioniert und welche Risiken damit verbunden sind, wurden bislang weltweit rund 20 CCS-Forschungsprojekte durchgeführt. Teilweise entstanden sehr große CCS-Pilotanlagen, von denen einige bereits seit mehr als zwanzig Jahren in Betrieb sind. Grundsätzlich ist die CCS-Technologie durch die wissenschaftliche Arbeit der letzten Jahre ausreichend erforscht und einsetzbar. Dennoch ist die Speicherung von Kohlendioxid im Boden umstritten und die gesellschaftliche Akzeptanz der Technologie unklar. Ein Einsatz in vielen Staaten ist nur dann denkbar, wenn Chancen und Risiken durch weitere Forschung für jeden Standort genau analysiert werden. Eine solche Prüfung des Untergrunds und die Auswahl geeigneter Speicherstätten dauert typischerweise mindestens zehn Jahre; weitere fünf Jahre werden benötigt, um eine spezifische Anlage zu bewerten und die notwendigen Genehmigungen zu bekommen.

Berechnungen des globalen Kohlenstoffspeicher-Potenzials im Untergrund gehen weit auseinander. Die konservativsten Berechnungen geben ein Potenzial von 320 GtCO₂ an, wobei angenommen wird, dass nur 1 % aller Sedimentbecken für eine Lagerung in Frage kommt. Sobald sämtliche globale Lagerstätten, einschließlich ausgedienter und noch nicht erschlossener Erdgas- und Erdöllagerstätten, sowie Lagerstätten ohne geologische Schichtung betrachtet werden, welche auf anderen Mechanismen beruhen das CO₂ im Untergrund einzuschließen, steigt das Speicherpotenzial enorm auf bis zu 50.000 GtCO₂. Die *International Energy Agency* (IEA) gibt ein Lager-Potenzial von bis zu 10.000 GtCO₂ an.

2.4 Beschleunigte Verwitterung an Land

Verwitterung beschreibt den natürlichen Prozess der Gesteinszersetzung ausgelöst durch chemische oder physikalische Mechanismen, welche unter anderem von Temperatur, Oberfläche und Interaktion mit der Biologie abhängt. Bei dem Prozess reagieren insbesondere kalk- und silikathaltige Mineralien mit Kohlendioxid, wobei CO₂ aus der Luft entfernt und in (Bi-)Karbonat-Ionen umgewandelt wird. Dies stellt eine permanente Entnahme von CO₂ aus der Atmosphäre dar. Die chemische Reaktion läuft an der Gesteinsoberfläche ab und nimmt daher mit der Größe der Oberfläche zu. Bei der beschleunigten Verwitterung an Land soll dieser Prozess von geologischen auf menschlich relevante Zeitskalen gebracht werden, indem die Oberfläche der Gesteine durch Kleinmahlen möglichst stark vergrößert wird. Gezielt auf bereits tief verwitterten und verarmten, sauren Ackerböden ausgebrachte Karbonat- und Silikat-Gesteinspulver können so zu einer permanenten Senke von atmosphärischem CO₂ werden.

Die Düngung von Äckern mit Gesteinspulver ist ein lange praktiziertes Verfahren und wird in manchen Regionen bereits in großem Maßstab angewendet. Beispielsweise wird auf Zuckerrohrplantagen in Brasilien und auf der Insel La Réunion seit den 1960er-Jahren Basalt-Mehl eingesetzt. Mit kleinen Feldexperimenten wird die beschleunigte Verwitterung unter anderem in den USA, Malaysia und Brasilien untersucht, auch mit dem Ziel, ausgelaugte Böden zu verbessern. Berechnungen zum Potenzial dieser Methode wurden unter anderem für das vulkanische Silikat-Gestein Basalt durchgeführt. Abschätzungen zeigen, dass 3 Gt ausgebrachtes Basalt-Pulver pro Jahr weltweit rund 1 GtCO₂ binden könnte. Insgesamt wird das Potenzial zur Bindung von Kohlendioxid auf 2 bis 4 GtCO₂ pro Jahr geschätzt, abhängig von der genutzten Fläche und Gesteinsart. Noch nicht abgeschätzt wurde das zusätzliche Potenzial zur Bindung von Kohlendioxid, das sich durch das verbesserte Wachstum der Pflanzen aufgrund der in den Gesteinen enthaltenen Nährstoffe ergäbe. Um das weltweite Potenzial voll ausschöpfen zu können, müssten jährlich bis zu 12 Gt Gestein gewonnen, gemahlen und ausgebracht werden. Dieser Wert ist vergleichbar mit der Menge jährlich abgebauter Kohle. Die berechneten Kosten für großskalige Ausbringung von Gesteinspulver variieren zwischen 50 US\$ und 200 US\$ pro entnommene Tonne CO₂, abhängig von den angenommenen Technologien für die Herstellung des Gesteinspulvers, dem Transport und der Herkunft des Materials (FUSS et al. 2018).

Der Vorteil der beschleunigten Verwitterung an Land ist, dass auf die bestehende Infrastruktur der Landwirtschaft aufgebaut werden könnte. Für eine Anwendung als CO₂-Entnahme-Methode müsste allerdings der derzeitige Abbau von Gesteinen um ein Vielfaches erhöht werden. Da die Anwendung von Karbonaten und Silikaten insbesondere in wirtschaftlich oft schwächeren Tropenregionen am effektivsten ist, wäre zu klären, wie die Kosten dieser Maßnahmen (zum Beispiel Abbau, Transport) gedeckt werden könnten. Als positiver Nebeneffekt würden sich die Bodeneigenschaften verarmter Böden verbessern und damit auch für die Nahrungsmittelproduktion verfügbar machen. Da verarmte Böden wie beispielsweise der Ferralsol in den niederschlagsreichen Tropengebieten vorkommen, ergäbe sich hier auch kein Problem mit der Bewässerung. Globale Abschätzungen zu den Auswirkungen der Methode sind derzeit noch sehr ungenau, da wichtige Parameter, wie zum Beispiel die Verwitterungsgeschwindigkeit oder auch mögliche Nebenwirkungen aufgrund von Verunreinigungen durch Schwermetalle im Gestein, ohne sorgfältige Experimente nicht geklärt werden können.

2.5 Beschleunigte Verwitterung im Ozean (Alkalinitätseintrag)

Bei der beschleunigten Verwitterung im Ozean wird Silikat- oder Karbonat-Gesteinsmehl nicht an Land ausgebracht, sondern direkt ins Oberflächenwasser des Ozeans eingetragen, wo die chemische Verwitterungsreaktion im Wasser gelöstes CO₂ analog zur Verwitterung an Land in

Form von Biokarbonat- und Karbonat-Ionen chemisch bindet. Dadurch wird das Wasser basischer und wirkt der Ozeanversauerung entgegen. Durch diesen Prozess kann mehr CO₂ aus der Atmosphäre in den Ozean nachströmen, was eine permanente Senke von atmosphärischem CO₂ darstellt.

Damit die beschleunigte Verwitterung einen globalen Effekt erreicht, müsste für die benötigte Menge an Mineralien ein Bergbau in großer Dimension etabliert bzw. eine große industrielle Fertigung aufgebaut werden. Diese Mineralien müssten abgebaut und zu einem feinen Pulver zermahlen oder in einem industriellen Prozess chemisch aufbereitet werden, damit sie sich schnell im Wasser auflösen und nicht in die Tiefe und damit weg vom direkten Kontakt mit der Atmosphäre absinken, bevor sie mit dem Kohlendioxid reagieren. Wird das Gesteinspulver in flachen Küstengewässern eingebracht, wäre auch auf den Boden gesunkenes Material für längere Zeiten in Kontakt mit dem Oberflächenwasser und damit der Atmosphäre. Vorausgesetzt man begänne umgehend damit, diese CO₂-Entnahme-Methode aufzubauen, könnten ab Mitte des Jahrhunderts bis zu 5 GtCO₂ pro Jahr aus der Atmosphäre entfernt werden. Die Kosten werden auf 14 US\$ bis über 500 US\$ pro entnommene Tonne CO₂ geschätzt. In der Summe wäre diese CO₂-Entnahme-Maßnahme kostspielig, energieintensiv und auch an Land ein großer Eingriff.

Um die Nebeneffekte auf Meeresökosysteme besser abschätzen zu können, bräuchte es Daten aus größeren, räumlich begrenzten Feldexperimenten. Manche Gesteine enthalten Eisen, das im Meer als Dünger wirkt, oder möglicherweise giftig wirkende Verunreinigungen, was zu unbeabsichtigten Nebenwirkungen führen könnte.

2.6 Direkte Kohlenstoffbindung und -speicherung (DACCS)

Bei der direkten Kohlenstoffbindung und -speicherung (*Direct Air Carbon Capture and Storage*, DACCS) wird Umgebungsluft über großflächig ausgebrachte, chemische Bindemittel geleitet, die Kohlendioxid aus der Luft filtern. Um das abgetrennte Kohlendioxid der Atmosphäre langfristig zu entziehen, muss es zunächst verflüssigt und verdichtet werden, und kann dann ähnlich wie bei BECCS unterirdisch gespeichert werden. Anlagen zur CO₂-Abscheidung sind kommerziell erhältlich (zum Beispiel für U-Boote und Raumfähren, aber inzwischen auch für CO₂-Abscheidung aus der Umgebungsluft). Die Verfahren sind sehr energieaufwendig und nur dann sinnvoll, wenn sie mit regenerativen Energien betrieben werden.

Die verschiedenen Kohlenstoffbindungs-Verfahren kämpfen vor allem mit dem Problem der Energieeffizienz, aber auch mit der Aufgabe, eine möglichst große Kontaktfläche herzustellen. Da die Kohlendioxid-Konzentration in der Luft mit nur etwa 0,04 Prozent gering ist, müssten enorme Luftmengen gefiltert werden, wofür große, energie-intensive Anlagen benötigt werden. Außerdem hängt die Umsetz-

barkeit von DACCS davon ab, ob oder in welchem Maße CCS etabliert wird. Aktuell werden neben mehreren kleinen, drei größere DACCS-Pilotanlagen betrieben. Das dabei herausgefilterte CO₂ wird bisher entweder in die Nutzung (z. B. Gewächshäuser) gegeben (*Carbon Capture and Use, CCU*) und landet damit am Ende wieder in der Atmosphäre oder es wird verpresst und damit permanent aus der Atmosphäre entfernt. Mit DACCS könnte bei intensiver Weiterentwicklung der Technologie Kohlendioxid prinzipiell unbegrenzt aus der Atmosphäre entfernt werden. Stünden für das Betreiben von DAC-Anlagen 15 TWh (etwa 3 % der aktuellen innerdeutschen Stromproduktion) zur Verfügung, so könnten damit 16 MtCO₂ pro Jahr bei Verfügbarkeit eines CO₂-neutralen Strom-Mixes abgeschieden werden (LUDERER et al. 2021). Die angegebenen Kosten einer Tonne verflüssigten Kohlendioxids variieren sehr stark. Im Mittel werden sie auf 600 US\$ pro entnommene Tonne CO₂ geschätzt. *Climeworks* auf Island, die weltweit einzige *Direct Air Carbon Capture*-Anlage, die eine dauerhafte Kohlenstoffspeicherung beinhaltet, gibt Kosten von 1000 € pro Tonne CO₂ an (<https://climeworks.com>). In einem aktuellen Projekt in der kanadischen Provinz British Columbia wurde unlängst eine große Pilotanlage in Betrieb genommen, die einen Preis von rund 100 US\$ pro Tonne erreichen soll. Durch weitere technologische Fortschritte wird in der zweiten Hälfte des Jahrhunderts mit einer Kostenreduktion bei steigender Effizienz gerechnet.

Bisher wurden in der Literatur noch keine umfassenden Nebeneffekte für diese CO₂-Entnahme-Maßnahme diskutiert. Obwohl bei einem großskaligen Einsatz die physikalischen Dimensionen enorm wären, geht man davon aus, dass genügend Landflächen und Speicherkapazitäten zur Verfügung stehen. Bei der Speicherung treten dieselben Risiken auf wie bei allen geologischen Kohlenstoffspeicherungen (siehe Exkurs: Kohlenstoffspeicherung).

3 Zusammenfassung

Schon die unvollständige Aufzählung verschiedener CO₂-Entnahme-Methoden macht deutlich, dass es eine Fülle an Ideen gibt, die in der Zukunft potenziell als Ergänzung zur Emissionsminderung anwendbar wären. Während einige Methoden, wie etwa die Aufforstung, bereits technisch ausgereift sind, sind andere bloße Ideen. Als sicher gilt, dass man nicht nur auf eine einzige Methode setzen, sondern je

nach den Bedingungen vor Ort und je nach dem Zustand des Klimas eine Kombination verschiedener Methoden nutzen würde und müsste. Dabei ist zu beachten, dass viele Methoden der CO₂-Entnahme über die Änderung der Albedo und des Wasserkreislaufs auch direkt in den Strahlungshaushalt eingreifen.

Beim Einsatz eines Portfolios von verschiedenen CO₂-Entnahme-Maßnahmen käme hinzu, dass sich einzelne Methoden in ihren Wirkungen überlagern könnten. Die Situation wäre dann im Grunde vergleichbar mit einem Patienten, der zur Bekämpfung einer Krankheit viele verschiedene Medikamente einnimmt, von denen man aber weder genau weiß, wie sie individuell beim Patienten wirken noch wie sie es im Zusammenspiel mit anderen Medikamenten tun. Wie groß die Wechselwirkungen sind beziehungsweise wie man sie idealerweise nutzt, ist noch nicht ausreichend untersucht. Es könnte schwierig sein, Effektivität und Nebenwirkungen auf einzelne Methoden „herunterzubrechen“ und den Einsatz dementsprechend zu regulieren. Eine internationale Abstimmung über den Einsatz der Methoden und ein koordiniertes Vorgehen wäre daher eine grundlegende Voraussetzung.

Ob CO₂-Entnahme-Maßnahmen als Ergänzung zur Emissionsminderung zum Einsatz kommen, wird letztlich von politischen Entscheidungen und gesellschaftlichen Werten abhängen. Der Einsatz ist eben nicht nur eine Frage der technischen Machbarkeit. Vielmehr werden auch grundlegende gesellschaftliche Fragen wie etwa die der Generationengerechtigkeit berührt.

Es gibt eine Vielzahl von technisch plausiblen Methoden, die nach bisherigem Wissen zumindest theoretisch das Potenzial haben, CO₂ in größerem Stil (d. h. Milliarden Tonnen pro Jahr) aus der Atmosphäre zu entfernen. Zum jetzigen Zeitpunkt ist allerdings keine dieser Methoden im großen Maßstab einsetzbar. Das in der Praxis realisierbare Potenzial, die Nebenwirkungen und auch die Permanenz der Speicherung sind für die einzelnen Methoden im Allgemeinen noch nicht ausreichend bekannt. Auch sind die technischen Konzepte noch nicht ausgereift, beziehungsweise fehlen Strategien zur großflächigen Anwendung der Methoden sowie zu Genehmigungsverfahren, zur Überwachung und zum verantwortungsvollen Betrieb. In vielen Fällen gibt es wissenschaftliche, rechtliche, ethische oder politische Bedenken gegen Feldexperimente und gegen den Einsatz der Methoden.



TRICKFILM ÜBER CLIMATE ENGINEERING AUF YOUTUBE:

<https://www.spp-climate-engineering.de/index.php/trickfilm.html>

Literatur

- BORCHERS, M., THRÄN, D., CHI, Y., et al., 2022: Scoping carbon dioxide removal options for Germany – What is their potential contribution to Net-Zero CO₂? *Frontiers in Climate* **4**, doi: 10.3389/fclim.2022.810343.
- FUSS, S., LAMB, W.F., CALLAGHAN, M.W., et al., 2018: Negative emissions – Part 2: Costs, potentials and side effects. *Environmental Research Letters* **13**, doi: 10.1088/1748-9326/aabf9f.
- IPCC, 2018: Global warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty. MASSON-DELMOTTE, V., ZHAI, P., PÖRTNER, H.O., et al. (Hrsg.). *Cambridge University Press*, Cambridge, UK and New York, NY, USA, doi: 10.1017/9781009157940.
- IPCC, 2022: Climate Change 2022: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. PÖRTNER, H.O., ROBERTS, D.C., TIGNOR, M., et al. (Hrsg.). *Cambridge University Press*, Cambridge, UK and New York, NY, USA, doi:10.1017/9781009325844.
- LAWRENCE, M.G., SCHÄFER, S., MURI, H., SCOTT, V., OSCHLIES, A., VAUGHAN, N.E., BOUCHER, O., SCHMIDT, H., HAYWOOD, J., SCHEFFRAN, J., 2018: Evaluating climate geoengineering proposals in the context of the Paris Agreement temperature goals. *Nature Communications* **9**, doi: 10.1038/s41467-018-05938-3.
- LÖSCHKE, S., SCHRÖDER, T., Schwerpunktprogramm 1689 der Deutschen Forschungsgemeinschaft „Climate Engineering: Risks, Challenges, Opportunities?“ (SPP 1689), 2019: Climate Engineering und unsere Klimaziele – eine überfällige Debatte. URL: www.spp-climate-engineering.de/index.php/climateengineering_spp1689_brosch2fc1-2.pdf, Abruf: 12.10.2022.
- LUDERER, G., KOST, C., SÖRGEL, D. (Hrsg.), 2021: Deutschland auf dem Weg zur Klimaneutralität 2045 – Szenarien und Pfade im Modellvergleich (Ariadne-Report). Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung, 359 S., doi: 10.48485/pik.2021.006.
- MENGIS, N., KALHORI, A., SIMON, S., et al., 2022: Net-zero CO₂ Germany — A retrospect from the year 2050. *Earth's Future* **10**, doi: 10.1029/2021EF002324.

Kontakt

DR. NADINE MENGIS
GEOMAR Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung Kiel
Forschungseinheit Biogeochemische Modellierung
Düsternbrooker Weg 20
24105 Kiel
nmengis@geomar.de

M.A. ULRIKE BERNITT
GEOMAR Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung Kiel
Forschungsbereich Marine Biogeochemie
Düsternbrooker Weg 20
24105 Kiel
ubernitt@geomar.de

PROF. DR. ANDREAS OSCHLIES
GEOMAR Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung Kiel
Forschungseinheit Biogeochemische Modellierung
Düsternbrooker Weg 20
24105 Kiel
aoschlies@geomar.de

Buchbesprechung



FAGAN, B., DURRANI, N., 2022: *Klima. Mensch. Geschichte. Für die Zukunft von unseren Vorfahren lernen.* KOSMOS-Verlag, Stuttgart, 400 Seiten, 26,00 €, ISBN 978-3-440-17580-4.

Vor kurzem ist ein neues Buch zum Thema „Klima und Geschichte“ erschienen, das sich in eine Fülle aktueller populärwissenschaftlicher Klimaliteratur einreicht. Aus der Sicht von zwei Archäologen wird ein ausführlicher Blick auf die Menschheitsgeschichte und deren Beeinflussung durch sich immer wieder veränderndes Klima geworfen. Autoren des Werkes, das 2021 als Originalausgabe bei *Perseus Books* (Teil der US-amerikanischen *Hachette Book Group*) erschien, sind die beiden US-Archäologen Brian Fagan und Nadia Durrani.

Das immerhin rund 400 Seiten dicke Buch aus dem KOSMOS-Verlag zeigt profund, wie mächtige Hochkulturen mit Klimavariationen zurechtkamen, einstweilen aber auch den eigenen Untergang über sich ergehen lassen mussten. Inwieweit wir aber aus solchem historischem Wissen Strategien ableiten können, um „im Kampf für eine bessere und sichere Zukunft zu bestehen“, bleibt doch eher eine bloße Idee der Verfasser und des Verlags-

prospektes; ein ungewisser Wunsch gewiss, wenn man sich die weitgehende Ignoranz von Politik und Wirtschaft gegenüber den klimatologischen Forschungsergebnissen der letzten 30 bis 40 Jahren anschaut, die erst vor kurzem durch Wetterkatastrophen (insbesondere das Hochwasser im Ahr-tal) und die verschärfte Energiekrise etwas aufgeweicht wurde.

Mich erinnert die Publikation an das Standardwerk des berühmten britischen Klimatologen H.H. Lamb aus dem Jahr 1982 (erschienen 1989 in deutscher Übersetzung), in dem der Einfluss des Wetters auf den Gang der Geschichte erzählt wird. Der „Einfluss des Wetters“ ist tatsächlich eine schlechte Übertragung des Originals, das „Climate, History, and the Modern World“ hieß. (Es ist immer ärgerlich, wenn Verlage bei Übersetzungen den Titel aus Effekthascherei verhunzen.) Auf jeden Fall nahm auch bei Lamb die Frühgeschichte und das Mittelalter relativ breiten Raum ein, auch wenn er etwas ausführlicher als Fagan und Durrani auf die Jahrhunderte danach einging.

Hier also die Sicht des Historikers bzw. Archäologen auf die Wirkung von Klimaänderungen auf den Gang der Geschichte und dort der Blick des Klimatologen auf das gleiche Thema. Es ist somit reizvoll, den Inhalt beider Bücher möglichst gleichzeitig aufzunehmen und miteinander zu vergleichen, um die jeweils typische Perspektive auf die (nahezu) gleiche Sache herauszuarbeiten. Denn wir wissen ja: Perspektivwechsel ist immer gut.

Spannend ist dabei immer wieder zu lesen, wie Hochkulturen auch aufgrund von Klimavariationen untergingen. Oft waren landwirtschaftliche Monokulturen oder die Übernutzung der Wälder maßgeblich dafür, dass mächtige Imperien wie das antike Rom oder das Reich der Maya so anfällig gegenüber abrupten Klimaänderungen, Dürren oder Überschwemmungen waren und in Folge dauerhaft geschwächt wurden oder gar gänzlich scheiterten.

Aus der kritischen Sicht des Meteorologen fallen leider auch einige Ungenauigkeiten und Ärgernisse auf. Beispielsweise enthält die Zeittafel zu bedeutenden klimatischen Ereignissen am Anfang des Buches zwischen den Jahren 1877 und 2020 überhaupt keinen Eintrag. Und der maßgebliche Einfluss der Industrialisierung wird lediglich im Jahr 1850 mit der völlig unsinnigen Formulierung „sprunghafter Anstieg der Schwarzkohleemissionen“ gleich mehrfach falsch beschrieben. Da hätte man sich ein besseres naturwissenschaftliches Lektorat gewünscht. Schade auch, dass die wenigen Abbildungen nur in Schwarz-Weiß und überdies in mäßiger Druckqualität reproduziert wurden.

Dennoch überwiegt Positives: Das Buch ist eine wunderbare und ausführliche Erzählung über den Einfluss von Klimaänderungen auf die Menschheitsgeschichte mit besonderer Betonung auf deren Frühgeschichte. Es kann künftig als eine wichtige (deutschsprachige) Referenz für dieses Themengebiet gelten.

Jörg Rapp

Examina im Jahr 2021

Bachelor-, Diplom- und Masterarbeiten, Dissertationen und Habilitationen in der Meteorologie und verwandten Fächern aus dem deutschsprachigen Raum

Universität Basel

Keine Meldungen

Universität Bayreuth

Bachelorarbeit

RAMER, Sophia: Untersuchung der Strömungsregime und deren Zusammenhang mit Luftschadstoffkonzentrationen in einer Straßenschlucht mit hoher Verkehrsdichte in der Landeshauptstadt München.

Masterarbeit

EISENBACHER, Judith: Late frost limitation of European beech in mid-range mountains, Fichtelgebirge, Germany.

Dissertation

FREUNDORFER, Anita: Mitarbeit beim ERC Projekt „Dark Mix“.

Freie Universität Berlin

Bachelorarbeiten

10 Arbeiten

Masterarbeiten

3 Arbeiten

Universität Bonn

Bachelorarbeiten

DOST, Viola: Über das Münsterländer Schneechaos in COSMO-REA6.

ERTZ, Philipp: Probabilistische Untersuchung von Modelunsicherheiten thermischer Indizes am Beispiel Heat Index (HI).

Dissertation

BRUNE, Sebastian: Der Wavelet-basierte Organisationsindex als Maß der konvektiven Organisation über Deutschland und dem tropischen Atlantik.

Universität Bremen

Bachelorarbeit

BARTELS, Julian: Konstruktion eines Schwarzkörperstrahlers zur Kalibrierung eines Emission-FTIR-Spektrometers.

Masterarbeiten

CARSTENSEN, Natascha: Entwicklung einer Versuchsreihe zur CO₂ – Analyse mit einem mobilen low-cost-Messgerät für Schulpraktikanten am „Institut für Umweltphysik“ der Universität Bremen.

GROSSE, Silas: Entwicklung einer Versuchsreihe zur Feinstaub-Analyse mit einem mobilen low-cost-Messgerät für Schulpraktikanten am „Institut für Umweltphysik“ (Universität Bremen).

KAMRUJJAMAN, Md: Using Satellite Microwave Scatterometer Observations for Sea Ice Type and Snowmelt Detection.

Dissertationen

KLEMME, Alexandra: Carbon emissions from tropical wetlands.

MICHAELIS, Janosch: Modelling and parametrization of turbulent convective processes over leads in sea ice.

POHL, Christine: A study of Arctic sea-ice surface albedo and its uncertainty: impact of varying insolation and instrument characteristics.

Technische Universität Dresden

Keine Meldungen

Universität Frankfurt

Bachelorarbeiten

KLEBACH, Hannah: Charakterisierung einer Kalibriereinheit zur Messung gasförmiger Schwefelsäure mit einem Flugzeitmassenspektrometer.

SCHART, Elisabeth Katharina: Saisonalität kurzlebiger bromierter Kohlenwasserstoffe nahe der Tropopause in der Südhemisphäre.

SCHART, Ida Marie: Die Verteilung des

Treibhausgases Sulfurylfluorid in der Tropopausenregion.

SCHUBERT, Natalie: Entwicklung der Effizienz mobiler Luftreiniger zur Reduktion der Partikellast in Innenräumen.

WOLTER, Ole: Einfluss integrierter Ionisationsmodule auf die Reinigungseffizienz mobiler Luftreiniger.

Masterarbeiten

LOHMANN, Richard: Nowcasting of fronts in the context of the prediction of thunderstorms.

PETER, Michaela: Zusammenhang erhöhter CO Konzentrationen mit halogenierten Kohlenwasserstoffen am Taunus Observatorium.

PFANNKUCH, Kevin: Simulating Ice-Phase Processes in Arctic Mixed-Phase Clouds during M-PACE with ICON.

Dissertation

SGOFF, Christine: Assimilating Synthetic Land Surface Temperature in a Fully Coupled Land-Atmosphere Model.

Technische Universität

Bergakademie Freiberg

Masterarbeiten

GUSTAV, Karsten: Nährstoffkreisläufe einschließlich DOC und Sedimentanalyse eines oligotrophen Sees. TS Klingenberg, Erzgebirge.

RAMDANI, Lynda: Trend analysis of long-term ozone measurements in Saxony.

Universität Freiburg

Bachelorarbeiten

BIRK, Helen: Factors influencing the intensity of the urban heat island in Vancouver.

BLANK, Pascal: Bestandsaufnahme, Analyse und Lösungskonzepte: Bodenerosion unter Abtropfkanten von Agri-Photovoltaik-Anlagen.

BURGER, Antonia Lina: Spatial neighborhood analysis to derive statistical relationships between meteorological parameters

and urban morphological properties in Karlsruhe city center.

- FISCHER, Michael: Quantifizierung der raumzeitlichen Dynamik der bodennahen Windgeschwindigkeit von NEMS4-Daten im Untersuchungsgebiet Deutschland.
- FLORIAN, Gebhardt: GIS-based local-scale urban climate modelling: Spatio-temporal variability of air temperature during heat wave event in Freiburg 2019 and the role of street trees as adaptation strategy.
- HERBERT, Tim: Einfluss von urbaner Morphologie und Oberflächengestaltung auf das Bioklima von Menschen.
- HUONDER, Ursula: Abhängigkeit der Qualität weltweiter Niederschlagsvorhersagen von Modellart und naturräumlicher Variabilität.
- LAHNER, Leon: Analyse der nächtlichen Wärmeinsel Stuttgarts aus Messdaten privater Wetterstationen.
- NICKL, Julius: Vergleichende Analyse der Längenausdehnung von Waldkiefern im Zugversuch und unter Windlast mittels Dehnungsmessstreifen.
- REISS, Alexandra: Global verification of incoming shortwave radiation for several weather forecast models and different model combinations.
- SCHLAMBERGER, Carina: Methodenverbesserung zur modellbasierten NO₂-Bestimmung.
- SHORE, Moritz: The Heritage Climate of Freiburg i. Breisgau.
- SUTTON-BROWN, Elizabeth: Literature review on the social implications of urban heat island (UHI): Exploring how built environment and socio-economic context aggravates UHI vulnerability of low-income populations.
- TUCHSCHERER, Anne Asha: Klimatisch bedingte Gefahren und Potentiale für den Tourismus in Baden-Württemberg auf der Basis von retrospektiven Klimadaten.
- VANDERSEE, Myrto: Vergleich von städtischen Wärmeineffekten in neuen verschiedenen Ballungsräumen Europas.
- ZINCK, Felix: Urbane Grünflächen zur Minderung der thermischen Belastung der Stadt Naumburg.
- ZIPPENFENIG, Kerstin: Dürreentwicklung von 1951 bis 2020 in Deutschland unter rezenten Klimawandelbedingungen.

Masterarbeiten

- BUCHIREDDY SRI, Karthik Reddy: A simple model for rapid forecasting of solar photovoltaic energy production across entire cities.

- GARAMSZEGI, Balázs: Detection and modeling of storm damage in forests using satellite imagery-based spatial patterns.
- HÄUSER, Brigitte: Analysis and improvement of the quality of global wind forecasts.
- KANNAN, Gokul: Analyses of Wind Energy Expansion Scenarios in Germany through ideal Wind Turbine siting using MCDA.
- MICHELS, Oliver: Effects of Anthropogenic Water Use on Energy and Water Balance in an Urban Change Context in Suburban Vancouver.
- MINAI, Diako: Annual wind energy yield calculation for three wind farms by WindStation and WSWS.
- SAHEB DJAVAHER, Domenico: Analyse der Kontinentalität vor dem Hintergrund des Klimawandels.
- SCHÄTZLE, Mona: Entwicklung eines Globethermometers für low-cost Netzwerke zur Bestimmung der mittleren Strahlungstemperatur im städtischen Kontext.
- SCHLEMPER, Christopher: Analyse des Windatlas Baden-Württemberg 2019 durch Experten/innen-Interviews und geographisch gewichtete Fehlermaße.

Universität Göttingen

Bachelorarbeit

- BOERSMA, Oisín Jelle: Charakterisierung des Energiehaushalts über einem Buchenwald und einer Wiese.

Masterarbeiten

- HERZ, Joris: Water, land and carbon footprint of oil palm-based energy production in Indonesia.
- SHRESTHA, Sunom: Combining soil water balance theory with data to investigate changes in soil moisture in oil palm plantages.
- SUBEDI, Madan: Investigating the influence of extreme climatic events on Net Ecosystem Carbon-dioxide Exchange (NEE) and evapotranspiration (ET) in a commercial oil palm plantation, Indonesia.

Dissertationen

- BONAZZA, Mattia: Water vapour, precipitation and evapotranspiration isotopic composition in the tropical atmospheric boundary layer.
- MARKWITZ, Christian: Micrometeorological measurements and numerical simulations of turbulence and evapotranspiration over agroforestry.

Universität Graz

Bachelorarbeiten

- BUCHNER, Moritz: Simulationen mit dem „Planet Simulator“ – Auswirkungen bestimmter Planetenparameter auf das Klimasystem.
- FISCHER, Sandra: Betrachtung der Messung der atmosphärischen Gegenstrahlung an der ARAD Station Graz anhand ausgewählter Tage.
- MÖSLINGER, Tobias: Wärmestrommessungen im Tauernfenster (Enzingerboden - Tauernmoos, Salzburg).
- OBERBUCHER, Christoph: Tornados in Europa.
- PICHLER, Moritz Christoph: Kondensationskeime in der Wolkenbildung.
- SCHWEIGHOFER, Linda: Druckdaten der Jahre 1795 - 1838.
- SOMMER, Ines: Der Wärmeineffekt.
- WASCHER, Annika: Auswirkungen des Klimawandels auf die österreichischen Wälder.
- WEISS, Stefan: Geoengineering - Solar Radiation Management.

Diplomarbeiten

- KOGLER, Philipp Alexander: Climate Engineering – Die Notbremse der Klimapolitik.
- MITTEREGGER, Jeff: Künstliche Lawinenauslösung – SNOWPACK Stabilitätsindizes zur Prognose der Erfolgswahrscheinlichkeit.
- WAGNEST, Thomas: Klima- und Wetterphänomene der Steiermark.

Masterarbeiten

- FISCHER, Gernot: Die räumliche und zeitliche Niederschlagsverteilung in Abhängigkeit von Wetterlagen in Österreich.
- GAISBERGER, Christoph: Modelling Active Layer Thickness at Hoher Sonnblick with SNOWPACK – Sensitivity and Uncertainty Analysis.
- GORFER, Maximilian: Monitoring of climate change and variability in atmospheric heat content based on climate records and reanalyses.
- HANSCHKE, Iris: Spatial and temporal variations of air temperature inversions over different surface types on Ammassalik Island (East Greenland).
- LICHTENEGGER, Tobias: Drivers of extreme precipitation in Europe and Austria from regional to planetary scales.
- LIPPL, Florian: Climate monitoring of troposphere and stratosphere thicknesses based

on GNSS radio occultation.
 LORENZ, Thomas Georg: Development and investigation of an integrated weather station.
 MEIER, Thomas: Entwicklung einer Wetterstation zur Erfassung der Umgebungsbedingungen eines Kollektor- und eines Fassadenprüfstands.
 SAMMER, Julia: Sensitivity of Cut-Off Low Detection and Tracking Methods in the Northern Hemisphere.
 SCHAFFER, Armin: Evaluation of the Soil Moisture-Precipitation Feedback in Austria.
 SCHÖNGRUNDNER, Reinhold: Praxistest eines optischen Schneeprofilmessgeräts.

Universität Hamburg

Bachelorarbeiten

ANCZYKOWSKI, Niklas: Der geostrophische Wind im Vergleich zu realen Windmessungen am Wettermast Hamburg.
 GÄRTNER, Nele: Überprüfung des Advektions-Kondensations-Modells für eine exemplarische Trockenzone anhand von Rückwärtstrajektorien.
 HOLUBE, Katharina: Forcing of the Madden-Julian Oscillation through Lateral Boundaries: Numerical Experiments with a Simplified Tropical Model.
 RINGEL, Max: Validierung globaler Satelliten-Niederschlagsdaten mittels Schiffsbeobachtungen.

Masterarbeiten

FISCHER, Johannes: Evaluation of the Spatial Representativeness of Meteorological Measurements using a Wind Tunnel Model.
 PILS, Alena: Parameterization of atmospheric influences of large offshore wind farms for ocean models.
 RÖMER, Florian: Spectral Climate Feedback Parameter in Models and Observations.
 SCHIRMACHER, Imke: Shipborne Measurements of Surface Heat Fluxes over the Tropical North Atlantic.
 SORG, Daniel Luigi: Wolkenschatten aus Kamerabildern – Studien in einer virtuellen Realität.
 SZYSZKA, Theresa: Einfluss von Gebäudestrukturen auf die bodennahe Luftbewegung und den Schadstoffeintrag in Innenhöfen.
 WITT, Moritz: Evaluating Equilibrium Climate Sensitivity obtained from extrapolated Climate-Model Simulations.

Dissertationen

FINN, Tobias Sebastian: Advancing Non-Linear Methods for Coupled Data Assimilation Across the Atmosphere-Land Interface.
 SURM, Kerstin: Erfassung und Analyse transienter und mikroskaliger Strömungs- und Transportprozesse in komplexen urbanen Strukturen.

Universität Hannover

Bachelorarbeiten

AHLERT, Yasmin: Analyse und Interpolation von Starkregenereignissen für die Ableitung des Oberflächenabflusses auf Basis des Curve-Number-Verfahrens.
 BRASSAT, Jannis: Staubteufel in der Marsatmosphäre – Von der Identifizierung wichtiger Prozesse hin zu ersten idealisierten Simulationen.
 DRIFTMANN, Pia: Stadtklima Hannover – Auswertung von Stationsdaten.
 HEUSS, Patrick: Zur Veränderung meteorologischer Parameter seit 1960 in Deutschland.
 KOCH, Eva-Larissa: Wolkenvorhersage für den Flugbetrieb mit Hilfe von numerischen Modellen am Beispiel ausgewählter Wetterlagen.
 SCHUMANN, Jonathan: Räumliche Unterschiede im Tages- und Jahresgang des prozentualen Bedeckungsgrades in und um Deutschland aus SEVIRI Daten.
 ZELLMER, Colleen: Vergleich von modellierter und gemessener spektraler Strahldichte für ausgewählte Situation mit Bewölkung.

Masterarbeiten

LUCAS, Tom: Untersuchungen zum Windwurf von Stadtbäumen – eine Erweiterung von PALM-4U.
 RAHLVES, Charlotte: Scan strategies for wind profiling with Doppler Lidar Systems – an LES based evaluation.
 STOCK, Annika Dorothea: Untersuchung zum Einfluss meteorologischer Parameter auf das Vogelzuggeschehen in Deutschland.
 WEISE, Niklas: Statistical Evaluation of Air Pollution Time Series Applying Machine Learning Algorithms.
 WESTBRINK, Alexandra: Simulation of the urban boundary layer using PALM-4U 6.0 – A first case study for Hannover.
 WIEGAND, Henrik: Why the definition of the UV index should be changed.

ZOHOURIAN RAHMANISANI, Negareh: Auswirkungen des Klimawandels auf die Wasserverfügbarkeit des Iran.

Dissertationen

GRONEMEIER, Tobias: Advances in Urban Ventilation Assessments using Large-Eddy Simulation.
 MUBARAK, Riyad: Long-term measurements of global horizontal and tilted solar irradiance for Photovoltaic Applications.

Universität Hohenheim

Keine Meldungen

Universität Innsbruck

Bachelorarbeiten

FITSCH, Lukas: Partikelneubildung an Bergstationen – Eine Untersuchung auf Basis von Fallstudien.
 FRANK, Boran: Fallstudie der blitzreichsten Tage in Norddeutschland zwischen 2013 und 2017.
 JÄGER, Michael: Fallstudien vorwärts geneigter Kaltfronten über Europa in 2020.
 PLATTER, Alexander: CO₂-Austausch in einem alpinen Tal.
 PRIBIL, Gabriel: Messung der atmosphärischen Turbulenz: Wie gut eignet sich die spektrale Breite eines Doppler Wind Lidars als Turbulenzmaß?
 SCHILCHER, Tobias: Qualitätskontrolle und Filterung von automatischen Schneehöhenmessungen mit Ultraschallsensoren am Hintereisferner.
 SCHLAGBAUER, Leopold: Die blitzreichsten Sommergewitter im Großraum Salzburg und Südostbayern – Fallstudien der Jahre 2010 – 2019.
 SIEKER, Tim: Quality Control of Long-term Data from Weather Stations at an Arctic Glacier Site.
 STRACK, Sophia: Bestimmung der Wolkenhöhe und des Bedeckungsgrades mit Mikrowellen- und Infrarotradiometern.
 WIBMER, Benedikt: Bestimmung des Bedeckungsgrades aus Messungen der langwelligen Einstrahlung für Innsbruck.

Masterarbeiten

BACHER, Birgit: Einfluss von europäischen Großwetterlagen auf die alpine Schneedeckenhöhe und -dauer.
 BECK, Calvin: Assessing the temporal and spatial dependency of calculating supra-

glacial debris thermal diffusivity from vertical temperature profiles.

DEMETZ Daniel: A Comparison of Machine Learning Methods for Thunderstorm Forecasting.

FRISINGHELLI, Daniel: Detecting Snow Cover in Multispectral Imagery Using Deep Convolutional Neural Networks.

HOHENWARTER, Hannes: Investigating the role of snow stratigraphy and water transport schemes in modelling wet-snow instability.

KEHL, Alexander: Air temperature distribution and structure of katabatic wind on a mountain glacier.

MUEHLEGGGER, Martin: Analysis of Sub-micron Atmospheric Particulate Organic Matter by a Chemical Aerosol Online Proton Transfer Time-of-Flight Mass Spectrometer (CHARON PTR-ToF-MS).

OBERRAUCH, Moritz: Testing the importance of explicit glacier dynamics for mountain glacier change projections.

RESCH, Christian: Sky Radiance Measurements from Pandora and Retrieval of Aerosol Properties.

ROHMANN, Carolina: Atmospheric Chemistry Studies with an Aerosol Flowtube on Alternative Jet Fuel Vapors.

ROSENKRANZ, Michael: Evening Transition in the Inn Valley on fair-weather Days.

SAIGGER, Manuel: Is it North or West Foehn? A Lagrangian Analysis of PIANO IOP 1.

SCHIRMEISTER, Zora: Future climate change in the Peruvian Andes as described by CORDEX data.

SCHMITT, Patrick: Flowline glacier bed estimation with numerical modelling and cost minimization: Extending the open source model COMBINE 1D.

STÄRZ, Maximilian: Eulerian Integral Time Scale in Complex Terrain.

WEISS, Cornelius: Dynamics of Gap Winds in the Great Rift Valley, Ethiopia – Emphasis on Strong Winds at Lake Abaya.

Dissertationen

HORAK, Johannes: Development and Application of Evaluation Strategies for Downscaling Models.

WIRBEL, Anna: Dynamics of debris-covered glaciers.

Habilitation

MAUSSION, Fabien: Numerical Modelling of Global Glacier Change.

Karlsruher Institut für Technologie

Bachelorarbeiten

CULO, Jan-Niklas Marvin Tobias: Dynamik und Vorhersagbarkeit von Wintersturm Friederike.

GERIGHAUSEN, Judith: Die Rolle von Wetterregimen für Bodenwetterextreme in Europa.

GRAF, Johannes: Jahreszeitabhängige Eisaktivität atmosphärischer Aerosole am Sonnenblick Observatorium.

TONN, Mathis: Statistische Analyse der Zugbahnen von Superzellen basierend auf Radardaten und Detektionen von Mesozyklonen.

Masterarbeiten

BAUER, Nico: What are the potential causes of incorrect predictions of tropical cyclone intensification in medium-range ensemble forecasts?

BÖHMLÄNDER, Alexander: A new Aerosol Payload for Unmanned Aerial Vehicles: Design and First Application for Ice-Nucleating particle Measurements.

GUO, Ziyang: Nesting Strategies for the Representation of Extreme Extratropical Storms with the ICON-Model.

KÖRNER, Benjamin: Recurrence of drought events in Iberia in EURO-CORDEX regional climate projections.

WIEBER, Corina: Viability Study of Ice Nucleating Active Bacteria at Mixed-Phase Cloud Conditions.

Dissertationen

ALBERN, Nicole: The radiative impact of clouds on the response of the midlatitude circulation to global warming.

BERTOZZI, Barbara: Ice nucleation ability of secondary aerosol particles at cirrus cloud conditions.

BRAUN, Marleen: Ozone hole impacts on surface temperatures under climate change.

DIEKMANN, Christopher: Analysis of stable water isotopes in tropospheric moisture during the West African Monsoon.

ERTL, Benjamin: Multidimensional Clustering for Spatio-Temporal Data and its Application in Climate Research.

GASCH, Philipp: Advancing airborne Doppler lidar wind measurements for atmospheric boundary layer research.

ROHDE, Anika: The Impact of the Snow-Darkening Effect on Snow Cover and the Atmosphere During a Major Dust Event Across Eurasia.

SEREGINA, Larisa: Rainfall Variability and

Trends over the Greater Horn of Africa. VALLON, Magdalena: Aufbau eines Sonnensimulators an der Simulationskammer AIDA und photochemische Experimente an Aerosolpartikeln und Gasen.

WAITZ, Fritz: On the Discrimination and Interaction of Droplets and ice in mixed-Phase Clouds.

WILHELM, Jannik: Einfluss atmosphärischer Umgebungsbedingungen auf den Lebenszyklus konvektiver Zellen in der Echtzeit-Vorhersage.

ZHENG, Yaoyao: Effects of spatial resolution on radar-based precipitation estimation using sub-kilometer X-band radar measurements.

Universität Kiel

Bachelorarbeiten

BUBMANN, Sebastian: Rainfall patterns in Port Moresby, Papua New Guinea.

LEDERER, Janna: Untersuchung zur Variabilität der Ozeantemperatur im nördlichen Nordatlantik aus Beobachtungen im Zusammenhang mit regionalen Klimaschwankungen.

SCHMIZT, Alexander: Veränderung der Niederschlagsverteilung über Europa in CMIP6 Modellen.

STOCKMAYER, Vera: Variations of Temperature, Salinity and Oxygen of the Baltic Sea for the Period 1950 to 2020.

Masterarbeiten

DETTLING, Nicolas: Response of atmospheric heat and moisture transports to anthropogenic climate forcing.

SIUTS, Thea: ENSO Variability in CESM1 Simulations with Cold and Warm Climate Mean States.

Dissertation

SUN, Jing: Multidecadal variability in the North Atlantic.

Universität Köln

Bachelorarbeiten

BRUDER, Lena Maria: Kann die Verwendung von LES die Vorhersage extremer Niederschlagsereignisse verbessern?

BUHREN, Christian: Charakterisierung des Niederschlags auf der Bäreninsel während des „Cold-Air Outbreaks in the Marine Boundary Layer“ Experiment.

GELDER VAN, Lars: Untersuchung der

Effekte des 2020 verringerten Flugverkehrs auf das Vorkommen von hohen dünnen Cirruswolken über JOYCE.

PSCHERA, Alexander: An evaluation of hemispheric projections of Large Eddy Simulation (LES) clouds with Total Sky Imager (TSI) data.

Masterarbeiten

KNARR, Leon Roy Alexander: Characterization of stationary Rossby waves and their predictability.

KONJARI, Patrick: Variability of Clouds over the Svalbard Region from a Satellite Perspective.

SAKAJ, Aurela: Characterization and Application of Electrochemical Sensors for Ambient, Airborne Measurements of CO, NO, NO₂, and O₃.

WEISS, Katharina: Analysis of wind power ramps associated with atmospheric fronts.

Dissertationen

BÖHM, Christoph: Atmospheric water supply to the Atacama Desert from newly developed satellite remote sensing techniques and reanalysis.

DIAS NETO, José: Investigating aggregation in ice and snow clouds using novel combination of triple-frequency cloud radars and radar Doppler spectra.

KARRER, Markus: Improving the Understanding and Simulation of Precipitation Forming Processes through Combined Analysis of Microphysical Models and Multi-Frequency Doppler Radar Observations.

KLEIN, Konstantin: Simulating Paleolithic human dispersal using Human Existence Potential and Constrained Random Walk Model.

RAUTERKUS, Robert: Large-Eddy Simulation of Arctic Stratocumulus: Process Representation and Surface Heterogeneity.

ROSANKA, Simon Henrik: A comprehensive assessment of the influence of oxygenated volatile organic compounds on the atmospheric composition.

TOPOROV, Maria: Combining satellite observations with a virtual ground-based remote sensing network for monitoring atmospheric stability.

WEGENER, Christian: Development and Application of a Climate-driven Human Dispersal Model.

HS Bund im FB Wetterdienst Langen

Diplomarbeiten

BAUR, Fabian: Modellschwächen der Windvorhersage in maritimen Bodentrögen. Fallstudie vom FS Sonne.

CORDES, Philipp: Evaluierung von auf COSMO-D2-Vorhersagen basierenden Radiosondenaufstiegen hinsichtlich Kennzahlen zu Formen sommerlicher Konvektion und den damit verbundenen Wettererscheinungen anhand ausgewählter Sommerwetterlagen.

GÜRTLER, Wilhelm: Bedingte Klimatologie der Sichtweite bei Dunst und Nebel in Abhängigkeit von Jahreszeit und Tageszeit am Flughafen München.

HELLE, Anna: Zur Bedeutung des Zwischenfruchtanbaus für den Bodenwasserhaushalt.

KERN, Tobias: Theoretische Betrachtung eines fallenden Niederschlagstropfen bei gefrierendem Regen in Bezug auf die Temperatur.

PETIT, Isabel: Satellitenbildkanäle auf VIIRS: Erarbeitung und Optimierung geeigneter Kombinationen für den Einsatz in Polargebieten.

Universität Leipzig

Bachelorarbeiten

AL HAJJAR, Mohamed Khaled: Fallstudie: Analyse arktischer Warmlufteinschübe Mitte April 2020 am Forschungsschiff Polarstern im Bezug auf den Langstrecken-Transport von Feuchtigkeit.

BISCHAY, Julian: Analyse von Wolkenprodukten aus passiven Messungen anhand simulierter EarthCARE-Daten.

FEDERAU, Meike: Statistische Analyse von extremen Niederschlagsereignissen mit einer Kombination von Wolkenradar und Distrometer.

GAUDECK, Tom: Is there a difference in the cloud top temperature of Arctic low-level clouds in single-layer and multi-layer systems?

GEBAUER, Henriette: Statistische Analyse der urbanen Konvektionseffizienz auf Quartiersebene und daraus abgeleiteter Empfehlungen zur Anpassung an den Klimawandel.

LIPKEN, Friederike: Strahlungseffekte des Brandaerosols während der extremen arktischen Wald- und Flächenbrände der Jahre 2019 und 2020.

SEIFFERT, Hennes: Analyse der vertika-

len Veränderung des Niederschlags in Leipzig.

STÖCKEL, Willy: Bestimmung des Bodenwärmestroms in Gründächern.

WALTER, Gregor Anton: Stratospheric smoke layers in the Northern and Southern Hemisphere: Impact of pyrocumulonimbus convection and self-lifting effects.

WETZEL, Bruno: Untersuchung zur Bestimmung der Konzentration, Eigenschaften und Quellen arktischer Eiskeime.

Masterarbeiten

MARTIN, Anna: Determination of Radiation Couplings in Climate Change Simulations: Analysis with two different Linearization Methods.

RÖTTENBACHER, Johannes: Further Development of an Algorithm to Determine Cirrus Cloud Dynamics.

Dissertationen

EGERER, Ulrike: A new set of tethered balloon-borne instrument payloads for collocated turbulence and radiation measurements in the cloudy Arctic boundary layer – first applications.

GEISSLER, Christoph: Quarterdiurnal Tide in the Middle Atmosphere.

HARTMANN, Markus: Ice Nucleating Particles in the Arctic – A story of their abundance, properties and possible origin from the Little Ice Age to the current age of unprecedented Arctic warming.

ISHWARDAS VAISHNAV, Rajesh: Delayed Ionospheric Response to Solar EUV/UV Radiation Variations.

KRETZSCHMAR, Jan: Improving the representation of Arctic clouds in atmospheric models across scales using observations.

MEWES, Daniel: Large-scale Horizontal Energy Fluxes into the Arctic Analyzed Using Self-organizing Maps.

RUIZ DONOSO, Elena: Small-scale structure of thermodynamic phase in Arctic mixed-phase clouds observed with airborne remote sensing during the ALOUD campaign.

SCHACHT, Jacob: Black Carbon Aerosol in the Arctic: Ageing, Transport and Radiative Effects.

STIEGER, Bastian: Highly time-resolved and long-time quantification of inorganics and low-molecular-weight organic acids in the gas and particle phases at the research station Melpitz.

SUN, Jia: Temporal and spatial variability of black carbon mass concentrations and size-resolved particle number concentra-

tions in Germany ranging from city street to high Alpine environments.

VILLANUEVA ORTIZ, Diego Santiago: A story of dust and ice – constraining dust-driven immersion freezing in climate models using spaceborne retrievals.

ZHAO, Jiangyue: Particle Exposure in German Dwellings: Particle Number and Mass Size Distributions, Indoor Particle Dynamics, and Source Apportionment.

Universität Mainz

Bachelorarbeiten

JESKE, Adrienne: Verifikation von Post-processing Methoden für Luftqualitätsvorhersagen.

JOST, Adrian: Determining the SO₂ emission rates of the Kilauea volcano in Hawaii using S5P-TROPOMI satellite measurements.

KÖHLER, Daniel: A statistical analysis of the tropopause inversion layer and its correlations with relative humidity.

Masterarbeiten

BÄR, Franziska Alina: Modellstudie zur Analyse des Einflusses der Topografie auf die Niederschlagsverteilung in Rheinhessen.

DEBERTSHÄUSER, Michael: Vorhersage von Föhnereignissen aus ERA5-Daten mit Hilfe von Machine Learning Methoden.

EMIG, Nicolas: Messung von OSC-Mischungsverhältnissen in der unteren Stratosphäre der südlichen Hemisphäre.

JOPPE, Philipp: Analyse zur Ausdehnung und Saisonalität der ExTL während WISE und SouthTRAC.

SCHMIDT, Sören: Klimatologie der Vorhersagbarkeit von Rossbywellenpaketen mit Hilfe einer Feldverformungsmethode.

Dissertation

PORZ, Nikolas: Analytische und numerische Untersuchung eines Wolkenmodells.

Universität München

Bachelorarbeiten

BAUER, Julian: Derivation of Aerosol Properties from Zenith Measurements of the Spectral Polarization at Sunset.

BÜNNING, Matthias: Flugzeug- und satellitengestützte passive Fernerkundung des Elektivradius von Wolkenröpfchen im Rahmen der EUREC4A-Kampagne.

DE MOURGUES, Michael: Optimized

Wavelength Sampling for Thermal Radiative Transfer in Numerical Weather Prediction and Climate Models.

MESSFELDT, Laura: Dynamics of the Stratospheric Polar Vortex in a Simple Three-Layer Model of Wave-Mean Flow Interactions.

OLLMANN, Sarah: Modellierung des kollisionsbedingten Zerbrechens von Regentropfen in einem Lagrangeschen Wolkenmodell.

O'MEARA, Julia: Untersuchung der Troposphären-Stratosphären-Kopplung anhand von Extremereignissen während der stark anomalen Wintersaison 2019/2020.

SCHABEL, Julia: Qualitätsüberprüfung unterschiedlicher Sondierungsverfahren für Temperatur- und Feuchteprofile.

SCHEIDERER, Alex: Polarisationsbasierte Wolkenerkennung angewendet auf Kameradaten der EUREC4A-Kampagne.

SCHUTTE, Michael: Investigation of the Stratospheric NH-Polar Vortex Dynamics in Winter 2019/20.

SIMON, Manuel: Relevance of a spectral high resolved bidirectional reflectance distribution function.

Masterarbeiten

BARTENSCHLAGER, Andreas: Tracer transport from the Asian monsoon anticyclone to the stratosphere in idealized model simulations.

BÖTTCHER, Hermann: Towards Three Dimensional Radiative Transfer in Mountainous Areas for Applications in Numerical Weather Prediction.

GLEITER, Tabea: Improving data assimilation for MJO prediction based on experiments with the skeleton model for tropical intraseasonal variability.

HARZER, Frederik: Aspects of Climate Variability associated with Atmospheric Angular Momentum Transport.

HENKIES, Matthias: Das Windklima in Adventdalen Spitzbergen.

JÄGER, Felix: Influence of Multimodal Initial Perturbations on the Dichotomy of Baroclinic Life Cycles.

KÖNIGL, Tobias: Einfluss der Kondensstreifenbildung auf Wolken und Klima in den nördlichen hohen Breiten.

LEGLER, Stefanie: Combining data assimilation and machine learning to estimate parameters of a convective-scale model.

MÜLLER, Marcus: Representation of Precipitation in the Regional Reanalysis Model COSMO.

REUSCH, Eric: Wolkenstatistik in Strah-

lungskonvektionsgleichgewicht: Sensitivität bezüglich Strahlungsantrieb und Modellauflösung.

Dissertationen

ECKL, Maximilian: Characterizing Agricultural N₂O Emissions in the U.S. Midwest Using a Novel Top-Down Approach Based on Airborne in Situ Measurements.

EIRENSCHMALZ, Lisa: Flugzeuggetragene Messungen von Ameisensäure und Schwefeldioxid in Emissionsfahnen urbaner Ballungsräume in Europa und Asien.

GEISS, Stefan: New approaches for using satellite observations in numerical weather prediction.

GRAZZINI, Federico: Extreme precipitation in Northern Italy genesis, classification and predictability.

LUTHER, Andreas: Ground-based remote sensing of methane – estimating emissions on facility and regional scales.

RICHTER, Florian: Quantification of the Diffuser-Induced Speckle Error in Imaging Spectrometers.

WANG, Shanghong: Upper-tropospheric Inflow Layers in Tropical Cyclones.

WILZEWSKI, Jonas: Towards CO₂ Emission Monitoring with Passive Air- and Space-Borne Sensors.

Technische Universität München

Masterarbeiten

KUMAR, Ujjwal: Impact of Normalized Difference Vegetation Index (NDVI), climate, and land use on wildlife activity in Bavaria's selected location: a spatio-temporal analysis using camera traps.

SCHWARZFISCHER, Florian: Effects of phenology and landuse on the occupation of different habitat types by wild boar in Bavaria.

Universität Trier

Keine Meldungen

Universität Wien

Bachelorarbeiten

FLEISCH, Johannes: Die El Niño-Southern Oscillation und deren Modifikation infolge der globalen Erwärmung.

HOLZER, Stefan: Der Einfluss des Aeolus Satelliten auf die Vorhersagegüte im

Indischen Ozean.
MEINDL, Maximilian: Einfluss des Klimawandels auf den Rückgang von alpinen Gletschern.
MIXAN, Robert: Atmosphärischer Transport von Mikroplastik aus dem Straßenverkehr im mesoskaligen Bereich.
RUBEL, Marcus: Europäische Kaltlufteinbrüche im Spätwinter und Frühling.
SACK, Janos: Inverse Modeling of Sulfur Hexafluoride in Europe – A Sensitivity Study.
WABA, Anatol: Australiens Buschbrände 2019/20 und ihre meteorologischen Bedingungen mit Schwerpunkt auf Pyrocumuli.
WOLFGRUBER, Ludwig: Einfluss der Ensemblegröße auf probabilistische Verifikationsmaße.

Masterarbeiten

AISTLEITNER, Thomas: The determination of cloud cover and cloud types from ground based images with pixel recognition and machine/deep learning methods.
HINGER, David: Vertical localisation for convective-scale data assimilation using a 1000-member ensemble.
PRUCKNER, Viktoria: Aspekte unterschiedlicher Mechanismen der Niederschlagsbeeinflussung durch Gebirgsregionen.
RUPNIG, Thomas: Messdifferenz zwischen Radiosondensensoren, geschätzt aus Radiosondenvergleichsexperimenten und Reanalysen.
WALLY, Christian: Ableitung von Klimaindizes und Etablierung künftiger Entwicklungskorridore potentieller Steinschlagereignisse entlang des Schienennetzes der ÖBB Infrastruktur AG.

Universität Würzburg

Bachelorarbeiten

ALLERTSEDER, Paula: Vergleich zweier Datensätze für die Bodenversiegelung in Deutschland im Klimamodell REMO-iMOVE.
RIEBEL, Marie-Theres: Qualitätsprüfung von Klimadaten aus dem alpinen Raum am Beispiel des Nationalparks Berchtesgaden.

Masterarbeiten

SCHARF, Lisa: Die Auswirkungen des Klimawandels auf den Tourismus in Unterfranken am Beispiel von Würzburg und der Rhön.
TENGLER, Hannah: Zukünftige Analogklimate für deutsche Großstädte und

mögliche städtebauliche Anpassungsmaßnahmen.

Dissertationen

BANGELESA, Freddy: Impacts of climate variability and change on Maize (*Zea mays*) production in tropical Africa.
KARAMA, Alphonse: East African seasonal rainfall prediction using multiple linear regression and regression with ARIMA error models.
ZIEGLER, Katrin: Implementierung von verbesserten Landoberflächenparametern und -prozessen in das hochaufgelöste Klimamodell REMO.

Fachhochschule Zürich

Bachelorarbeiten

GERBER, Dario ; STAMPFLI, William: Einbindung von Wetterdaten in einer Trainingsplattform für ambitionierte Sportler.
GILL, Soneesh ; WALTER, Manuel: Weiterentwicklung von mobilen RHT-Messgeräten für Fahrräder.
MOSER, Simon ; SPRING, Lucas: Entwicklung einer low-cost Messstation für urbane Hitzeinseln inkl. automatischer Datenübertragung.
OMERKIC, Ahmed; DIETHELM, Fabian; SIDLER, Michele: Entwicklung eines Weeping-Wing-Systems für Drohnenpropellerblätter.

Diplomarbeit

TSCHANNEN, Tim ; ZURBRÜGG, Niculin: Visualisierung von Flugwettergefahren als 3D-Objekte.

Universität Zürich

Dissertationen

BEUSCH, Lea: MESMER – A Modular Earth System Model Emulator with Spatially Resolved Output.
BRUNNER, Cyril: Monitoring of Ice Nucleating Particles (INP) at the Jungfraujoch: Automation of the Horizontal Ice Nucleation Chamber for Continuous INP Monitoring.
DEDEKIND, Zane: The Impact of the Ice Phase on Orographic Mixed-phase Clouds and Surface Precipitation in the Swiss Alps.
FISCHER, Luise: Assessing the potential to strengthen the resilience of the Swiss hydropower sector based on understanding the role of weather regimes in a changing

climate.

LAUBER, Annika: In-situ observations of ice multiplication in clouds using a holographic imager and a deep learning algorithm for the classification of cloud particles.
LIPPE, Martina Patricia: Vapor nucleation of weakly interacting molecules observed at the molecular level.
MEIER, Ronny Andreas: On the Biogeophysical Consequences of Forestation.
REGENASS, Daniel: Water Transport in Land Surface Models: From the Richards Equation to Catchment Water Balances.
WULFF, Ole: Subseasonal Prediction and Predictability of European Temperatures.
ZEMAN, Christian: Big and Small Differences in Weather and Climate Models: Aspects of Model Intercomparison, Testing and Verification.

Kontakt

TANJA GLATZ
Deutscher Wetterdienst
Deutsche Meteorologische Bibliothek
Frankfurter Straße 135
63067 Offenbach
tanja.glatz@dwd.de

Examina im Jahr 2020

Bachelor-, Diplom- und Masterarbeiten, Dissertationen und Habilitationen in der Meteorologie und verwandten Fächern aus dem deutschsprachigen Raum

Universität Basel

Keine Meldungen

Universität Bayreuth

Bachelorarbeiten

BADER, Nico: Evolution and processes of the nocturnal and convective boundary layers from ceilometer data at the LOVE site.

FRITZ, Antonia: Observation of the lower atmospheric boundary layer with fiber optical distributed sensing.

GROSCHE, Inke: Trends of Climatological Frost Indices in Different Types of Landscape: a Case Study in Northern Bavaria.

Masterarbeiten

CORMANN, Michael: Application of ¹⁵N labelled slurry in a microplot field study: Ammonia volatilization and plot N balance.

LOOS, Elena: Carbon and Energy Exchange in a Tropical Dry Forest in Costa Rica with regard to El Niño-Southern Oscillation Dynamics.

Freie Universität Berlin

Dissertationen

JUHLS, Bennet: Land-Ocean Interactions in Arctic Coastal Waters: Ocean Colour Remote Sensing and Current Carbon Fluxes to the Arctic Ocean.

MARZBAN, Forough: Estimation of near-surface Air temperature during day and night-time from MODIS over Different LC/LU Using machine learning methods in Berlin.

MORAN, Thomas: Factors affecting the severity of European winter windstorms.

POROPAT, Lea: Importance of numerical ocean modelling and in situ ocean bottom pressure observations for satellite gravimetry from GRACE and GRACE-FO.

SCHEFFLER, Janice: Untersuchung der Rolle der Ozon-Klimawechselwirkungen für die dekadische und langfristige Klimavorhersage mithilfe des Klima-Chemie-Modells

EMAC mit schneller stratosphärischer Ozonchemie.

WILLINK, Diliara: Spatio-temporal precipitation patterns: from teleconnections to improved long-term forecasts.

Universität Bonn

Bachelorarbeit

MASSMANN, Ellen: Einfluss der Bodenfeuchte auf die Hitzewelle im Juli 2019.

Masterarbeiten

BLANKE, Armin: Definition of heat waves in space and time and their uncertainties from reanalyses.

MOTSCHMANN, Matthias: Analyse von polarimetrischen Signaturen anhand einer Superzelle und eines Mesoskaligen Konvektiven Systems mithilfe des Bonner X-Band Radares und des C-Band Radar Kompositos sowie Simulation der Unwetter mit COSMO-DE.

ROSELL, Christian: Spatial and temporal homogeneity of precipitation extremes in Germany.

SCHARBACH, Tobias: Calculation and analysis of bioclimatic variables from COSMO-REA6 and comparison to Worldclim 2.0.

WITTENBRINK, Martin: Identification of seasons by classification of COSMO-REA6 data.

Dissertationen

BEEKMANS, Christoph: 3-D cloud morphology and evolution derived from hemispheric stereo cameras.

KELBCH, Alexander: Investigations to quantify individual exposure to solar ultraviolet erythemal radiation including cloud meteorological impact.

SCHMIDT, Mari Luna: Improvement of hail detection and nowcasting by synergetic combination of information from polarimetric radar, model predictions, and in-situ observations.

WEITZEL, Nils: Climate field reconstructions from pollen and macrofossil syntheses using Bayesian hierarchical models.

Universität Bremen

Bachelorarbeiten

KRIEGER, Tjarko: Auswirkungen von beschleunigter Verwitterung auf die Respiration von Torfböden.

MASSENBACH, Martin von: Der Einfluss der angenommenen Teilchengrößenverteilung auf den zeitlich zusammengeführten Aerosol-Extinktionskoeffizienten.

Masterarbeiten

HEIDARI BATENI, Hamoun: Sea Ice Drift and Deformation from SAR Satellite Data in the Area of the MOSAiC Expedition.

MCHEDLISHVILI, Alexander: Weddell Sea Polynya Sea Ice Thickness Analysis.

OSADEBE, Kelvin: Chemical effects of Solar Particles events in the Middle Atmosphere.

SCHNEIDER, Janina: Estimating Evapotranspiration for Cork Oak from Satellite Data Using Machine Learning.

Dissertationen

LU, Junshen: Reducing Weather Influences on Sea Ice Concentration Retrieval Using Spaceborne 89 GHz Passive Microwave Observations.

LUDWIG, Valentin Simon: A 1 km sea-ice concentration dataset from merged thermal infrared and microwave radiometer satellite observations: More than the sum of its parts.

MÜLLER, Katrin: Characterization of Ozone and the Oxidizing Capacity of the Tropical West Pacific Troposphere.

ROSTOSKY, Philip: Snow Depth on Arctic Sea Ice from Microwave Radiometers.

Technische Universität Dresden

Keine Meldungen

Universität Frankfurt

Bachelorarbeiten

ENGLERT, Sina: Analysis of Liquid Water Path Adjustments in Subtropical Stratocumulus Decks.

- JOCHUM, Felix: Der Einfluss von Randwärmeflächen im differenziell geheizten rotierenden Annulus.
 MEIXNER, Katharina: Neue Kältemittel in der oberen Troposphäre.
 WOLZ, Moritz: Innenraumanalyse von Weichmachern mit LC-MS.

Masterarbeiten

- DENGEL, Christoph: Eisnukleuskonzentration in Niederschlägen.
 GOEDECKE, Julia: A Study of Variations in Sea Surface Salinity and Freshwater Flux using Satellite and Reanalysis Data.
 JOSIPOVIĆ, Lukas: Interaction of Three-Dimensional Properties in the Convective Cell Development.
 MÜLLER, Tatjana: Experimental Chemical Characterization of Nanoparticles Generated from Car and Jet Oil.
 RICHTER, Sarah: Untersuchung von eisenknieierenden Aerosolen in der Auvergne.
 THOMAS, Marius Levin: Towards parametrization of precipitating shallow cumulus cloud organization.

Dissertation

- SIMON, Mario: Particle Nucleation in the Atmosphere – The importance of gaseous precursors for the formation of molecular clusters and aerosol particles.

Habilitation

- SCHUCK, Tanja: Verteilung langlebiger Treibhausgase in der Atmosphäre.

Technische Universität
Bergakademie Freiberg

Bachelorarbeiten

- GARTISER, Valentin: Gas fluxes and C, N pools in aquatic systems.
 KÖRNER, Richard: Kurzumtriebsplantagen auf Rekultivierungsflächen? Beispiel Tagebau Vereinigtes Schleenhain.

Masterarbeiten

- DELLA ROSA KUHNEN, Ágatha: Effects of land-use change and rainfall variability on C-isotopic signatures and soil properties for a set of oxisols from the Amazon basin.
 DRECHSLER, Lisa: Respiration und Dynamik (CO₂, CH₄, N₂O) eines größeren Sees im temperierten Klimabereich. Talsperre Klingenberg, Erzgebirge.
 ROEDER, Eric: Respiration und Sedi-
mentanalyse temporär trockenfallender Uferbereiche eines Sees im temperierten

- Klimabereich. TS Lehmühle.
 SCHUMANN, Carina: Aktuelle Evapotranspiration vor dem Hintergrund von Klimawandel – Daten zweier Lysimeteranlagen.
 SHARMA, Monica: The importance of stress-related biogenic emissions: Defense or overflow?

Universität Freiburg

Bachelorarbeiten

- BOHMANN, May: Dynamics of the Nocturnal Atmospheric Boundary Layer in a Desert Climate.
 BRINKMANN, Tamara: Modellierung der klimatischen Auswirkungen verschiedener Arten städtischer Nachverdichtung.
 BRUNS, Annabelle: Analyse der raumzeitlichen Variabilität von Windgeschwindigkeit und Globalstrahlung in Deutschland.
 KRÖNER, Katja: Phenocam-Beobachtungen in einem dürregeschädigten Kiefernwald im Jahrestag und deren Beziehungen zu CO₂-Flüssen sowie Radialveränderungen.
 REMKE, Johannes: Auswirkungen des Klimawandels auf das meteorologische Windenergiepotential in Deutschland.
 SANDER, Leon: Modellierung verschiedener Szenarien zur zukünftigen Onshore-Windenergienutzung und dem daraus resultierenden Treibhausgaseinsparungspotential im Stromsektor in Deutschland.
 SCHLAMBERGER, Carina: Methodenverbesserung zur modellbasierten NO₂-Bestimmung.
 SCHWARZ, Franziska Maria: Analyse der Herausforderungen durch Hitzewellen und Anpassungsmöglichkeiten für die Stadt Emmendingen.

- SEEBER, Svenja: Analysis of nine years of eddy covariance CO₂ flux measurements in the city of Vancouver, Canada.
 VIKARI, Jannik: Beurteilung des Schädigungsgrades von Waldkiefern anhand der Baumkronentemperatur unter Verwendung einer drohnengestützten Wärmebildkamera.
 VÖHRINGER, Naomi: Veränderungen des Nettoökosystemaustausches im Hartheimer Wald.
 VOLLMER, Martin: Kleinräumige Dynamik der Globalstrahlung und Bewölkung in Deutschland 1991 – 2015.
 VORWEG, Leo: Filterkapazität der Feinstaubfraktion PM_{2.5} und der Ultrafeinstaubfraktion PM_{0.1} von Hypnum cupressiforme in einer Mooswand für Innenräume.

- WENZEL, Caspar: Wie viele meteorologische Spuren werden benötigt, um die räumliche Variabilität der Lufttemperatur in Städten abzubilden?
 WU, Yuting: Bewertung der Kurz- und Erholungsklimas von chinesischen Agglomerationen – Untersuchungen über das thermische Wohlbefinden und die räumliche Variabilität.

Masterarbeiten

- AMPONG, Eldrige A.: The usefulness of ground-based infrared thermal imaging for tree vitality assessment and water stress detection.
 SCHMIDT-ROHR, Sophia: Spatial and temporal complementarity of the European wind resource.

Universität Göttingen

Bachelorarbeiten

- MIDDLEBY, Kali: Evaluating a time integrated measure of leaf temperature variations in a temperate broad-leaf forest based on δ¹⁸O leaf cellulose.
 NISSEL, Linda: Vorkommen und Auswirkungen von Trockenheit und erhöhter Ozonkonzentration auf den Kohlenstoffhaushalt in europäischen Wäldern.

Dissertationen

- HEIMSCH, Florian: Carbon Fluxes and Pools in a Montane Rainforest in Sulawesi, Indonesia.
 TAMRAKAR, Rijan: Implications of forest structure on carbon dioxide fluxes.

Universität Graz

Bachelorarbeiten

- HABERL, Philipp: Wochenzyklische Betrachtung von Wetterdaten der Station Graz-Universität.
 HAINDL, Christoph: Niederschlagsentwicklung im Bezirk Hartberg-Fürstenfeld.
 HOFMANN, Tobias: Katabatic Winds.
 HUBER, Martin Christian: Luftgüte in Graz in Zeiten von COVID-19: Feinstaub- und Stickoxidbelastung im Vergleich zu Vorjahren.
 KALTENEGGER, Sarah Lena: Rekonstruktion der glazialmeteorologischen Bedingungen auf dem Freyagletscher (NO-Grönland) 1939/40.
 KOHLHAUSER, Isabella: Milanković-Zyklen und langfristige Variabilität des Klimas.

KRUTZLER, Fabian: Permafrost in a Changing Climate.
 LEHMAN, Luna Santina: A Box Model of the Global Carbon Cycle.
 LIPIC, Verena: Veränderung der Schneedecke in Österreich.
 MARCELJA, Sophie: Wind an der meteorologischen Station Graz-Universität.
 MOSER, Lukas: Evaluierung des Niederschlags in den regionalen Klimamodellen CCLM5-0-9 und CCLM4-8-17.
 PICHLMANN, Lukas: Analyse der Tageshöchsttemperaturen an der meteorologischen Station Graz-Universität.
 POSCH, Thomas: Analysis of Borehole Temperature at Sonnblick (Hohe Tauern) with regard to Permafrost Changes.
 RATH, Rebekka: Veränderung des Klimas im Bezirk Hartberg-Fürstenfeld mit besonderem Fokus auf die Landwirtschaft.
 REIGER, Alexander: Einfluss der Wälder auf die globale CO₂-Bilanz.
 SCHMIDBAUER, Stefan: Klimadaten aus dem Erdboden – Ein Rückblick auf den Temperaturverlauf verschiedener Luft- und Bodenschichten an der Meteorologischen Station Graz-Universität.
 WILDMANN, Bettina: Erhöht der Klimawandel die Häufigkeit von Wetterextremen? Eine Analyse des Jetstream-Strömungsverhaltens unter dem Aspekt des Klimawandels.
 ZISSER, Gilbert: Feinstaubwerte als Indikator der Luftqualität im Raum Graz zwischen 2005 und 2020.

Diplomarbeiten

HAMETNER, Thomas: Würmzeitliche Vergletscherung in den Ybbstaler Alpen und deren reliefprägende Wirkung.
 KECANOVIC, Sanela: Near term changes in surface ozone attainable from NO_x emission reductions in Austria – probabilistic estimates using extreme value theory methods.
 STIFTER, Matthias Julius Hermann: Klimatische Veränderungen und Landwirtschaft: Adaption und Mitigation im UNESCO Biosphärenpark Salzburger Lungau.
 WEIZENBICHLER, Daniel: Gewitter in Graz – Häufigkeit, Entwicklung und der Zusammenhang mit Temperatur-, Feuchte-, Bewölkungs- und Niederschlagsverhältnissen.

Masterarbeiten

BAKIC, Melissa: Impact of heat waves on surface ozone in Austria.

HAAS, Stephanie Juliane: Mediterranean Low-Pressure Systems in Radio Occultation Data.
 HOCKING, Thomas Erik: Improving WegenerNet temperature data products by advancing lapse rate and grid construction algorithms.
 ILLGOUTZ, Patrick: Veränderung der Neuschneehöhen in der Steiermark seit Anfang des 20. Jahrhunderts.
 KROISSENBRUNNER, Thomas: Quasi-resonant Amplification in a Changing Climate.
 LICHTENEGGER, Tobias: Rivers of extreme precipitation in Europe and Austria from regional to planetary scales.
 LIPPL, Florian: Climate monitoring of troposphere and stratosphere thicknesses based on GNSS radio occultation.
 SCHMIDT, Christian Alexander: On the role of stagnation as driver of surface PM pollution: a case study for long-term observations from Styria, Austria.
 STOCKER, Matthias: Signals of recent volcanic eruptions in vertically resolved atmospheric temperature.

Habilitation

SCHERLLIN-PIRSCHER, Barbara: Variability and Dynamics of the Earth's Atmosphere: New insights from GPS Radio Occultation Observations.

Universität Hamburg

Bachelorarbeiten

FIX, Fiona: The Future of ENSO in CMIP6 Models.
 HARDEN, Isa: Einfluss der atmosphärischen Stabilität auf die vertikale Emissionsverteilung von Schornsteinen in Europa.

Masterarbeiten

AUE, Lars: Klassifizierung von Fehlern in der Strahlungsvorhersage des ICON-EU Modells und deren Einfluss auf Solarleistungsprognosen.
 BOROWSKI, Johanna: Charakteristische Fehler in der Windvorhersage auf Nabenhöhe des ICON-EU Modells.
 BURGEMEISTER, Finn: Amplitude Dynamics of Resonant Rossby Wave Triads in Nambu Form.
 CROMM, Nikolas: Spatio-temporal analysis of aridity during the holocene in a transient climate simulation.
 DING, Xin: How will moisture impact storm-track in response of global warming?

DORFF, Henning: Cloud Geometry of Trade Wind Cumuli from Aircraft Observations
 FRANK, Lukas: Wind and Temperature profiles in the Arctic Boundary Layer and their Representation in the AROME-Arctic Model.
 FRANKE, Henning: Stratospheric Injection of Sulfur – Injection of H₂SO₄ Compared to Injection of SO₂.
 FREGIN, Joscha: Amplitude Dynamics of Resonant Rossby Wave Triads in Nambu Form.
 KRIEGER, Daniel: German Bight Storm Activity over the Last Century.
 LAVASANI, Helia Lari: Atmospheric circulation on an aqua-planet with an internal heat source.
 MENKEN, Julia: Impact of moisture on the propagation of inertio-gravity waves in the tropics.
 MÖLLNEY, Lara: Patterns of Dust-borne Iron Fertilization at the Last Glacial Maximum.
 PODEIN, Philine: Long time series of wind at 100 m height of FINO1 and FINO2 in the German Bight and the Western Baltic Sea.
 SAUER, Jerome: Potential linkage between the atmospheric summer circulation over Eurasia and preceding sea-ice anomalies southwest of Greenland.
 TAN, Wenbo: Impact of on-shore wind farms on atmospheric parameters.

Dissertationen

FREITAS, Sylvio: Investigation of terrain effects on wind dynamics within the lower atmospheric boundary layer.
 HANSEN, Akio: New Techniques for Ultra-High-Resolution Circulation Model Evaluation.
 HEIDKAMP, Marvin: Studying land-atmosphere interaction in an Earth system model – The role of canopy heat storage and leaf thermoregulation.
 KLUFT, Lukas: Benchmark Calculations of the Climate Sensitivity of Radiative-Convective Equilibrium.
 LEMBURG, Alexander: On the relationship between the Tropical Easterly Jet over West Africa and Sahel rainfall across various time scales.
 MENDONCA, Guilherme: Response Characteristics of the Global Carbon Cycle in Earth System Models.

Universität Hannover

Bachelorarbeiten

BUSCH, Thorben: Verfahren zur Erfassung

von Sturmtiefs über Mitteleuropa.

GAETANI, Calogero: Total Ozone Fluctuations and Trends at Two Different European Sites.

HELLBACH, Philipp: Bestimmung des Bedeckungsgrades aus Wolkenkameradaten in der Dämmerung.

LAGOS RIVAS, Lorena: Untersuchung zur Temperatur- und Feuchteverteilung im Einflussbereich eines Einzelbaumes.

SUGINT, Arne: Die Klimadatenreihe des Standortes Hannover-Herrenhausen – Analyse und Trends.

Masterarbeiten

KARWAT, Alexia: Projected climate risk on human health in major cities in Western Europe.

SEEHAUSEN, Laila: Effects of climate change on water availability in the Lake Chad Basin.

Dissertationen

TILS, Robert von: Einfluss von Gebäudebegrünung auf das Innenraumklima – Simulationen mit einem mikroskaligen Modell.

ZUBER, Ralf: New methods in stray light correction and multi-imaging spectroradiometry.

Universität Hohenheim

Masterarbeiten

ABELMANN, Martin: Gardners Motivation and Biodiversity in the Urban Gardening Initiative Stadtacker Wagenhallen e.V.

ALNAYEF, Osama: Analyses of Convection Initiation Events in the UAE with Scanning Doppler Lidar and Doppler Cloud Radar.

HENRICH, Andreas: Investigation of the influence of an Urban Canopy Model on multidomain simulations of the Weather Research and Forecasting (WRF) model for a case study in Stuttgart.

SCHADE, Alexander: Comparison of evapotranspiration models in Expert-N 5 and evaluation with field data from Kraichgau and Swabian Alb.

ZANDI, Arshiya: Characterization of the Boundary Layer Dynamics with Doppler Lidar on Hohenpeißenberg During the ScaleX Campaign 2019.

Dissertationen

ADAM, Stephan: Large Eddy Simulations of the Thermodynamic Budgets in a Small

Catchment.

GEISSINGER, Armin: A Backscatter Lidar Forward Operator for Aerosol-Representing Atmospheric Chemistry Models.

Universität Innsbruck

Bachelorarbeiten

ABRAM, Monica: Wind direction variability during low wind speed events in highly complex terrain – Meandering occurrence in the Lower Inn Valley.

AUER, Lukas: Analyse eines Hagelunwetters im Raum München.

BOIER, Iulia: Südföhnklimatologie Wipptal. DOBESBERGER, Sebastian: Eignung von Patscherkofel als Bergstation für die Föhnklassifikation im Wipptal.

ENGL, Alexander: Auftreten von bodennahen „counter-gradient“ Wärmefläüssen im Unterinntal.

GSCHÖSSER, Sebastian: Insektenerkennung mittels Wolkenradar. Überprüfung der automatischen Klassifizierung von Radarzielen durch den multipeak moment classification expert algorithm.

KRANZ, Hannah: Momentum budget and turbulence kinetic energy production during upslope flow on a gentle slope.

KURZ, David: Turbulenz Charakteristika an der i-Box Station Arbeser Kogel (Abweichungen von der MOST in komplexer Topographie).

LACKNER, Daniel: Luftgüte im urbanen Raum – Gesundheitliche Belastung durch Stickstoffoxide und Feinstaub anhand eines Fallbeispiels aus Innsbruck.

SCHMACK, Judith: Partikelneubildung in Ballungsgebieten.

SCHROEDER, Marie: Strömungsverhältnisse in der Hundalm Eis- und Tropfsteinhöhle – Fallstudie Winter 2019/20.

SPANNRING, Paula: Die Energiebilanzschließung in komplexer Topographie.

TAIMLER, Julia: Analyse der Windmessungen eines neuen Continuous Wave Wind Lidars: Eine Vergleichsstudie mit einem gepulsten Doppler Wind Lidar und einem Ultraschallanemometer.

WIESER, Hannes: Nordföhnklimatologie in Regionen der Ostalpen.

Masterarbeiten

CASTELLANI, Matteo: Estimating Glacier Ice Thickness with Machine Learning.

KNOBLOCH, Stefanie: The Three-Dimensional Structure of Turbulence Kinetic Energy in Complex Terrain: An Evalua-

tion of the Spatial Interpolation Method Kriging.

LADSTÄTTER, Paul: Vertical structure of the atmospheric boundary layer in the Inn Valley during CROSSINN.

MORGENSTERN, Deborah: Multidecadal Föhn Time Series Reconstruction Using Machine Learning and ERA5 Reanalysis Data.

SANDNER, Verena: Verification of COSMO-1 forecasts of föhn breakthrough and interruption in the region of Innsbruck.

SCHUSTER, Lilian: Response time sensitivity of glaciers using the Open Global Glacier Model.

STUCKE, Isabell: Spatio-temporal modeling of cloud-to-ground Lightning current strength and polarity in Austria and the atmospheric impact.

TRICHTL, Moritz: The atmospheric water budget over the Tibetan Plateau in ERA-Interim and ERA5 reanalyses.

ZAUNER, Cornelia: Meteorological analysis of a Púspu rain event in the Callejón de Huaylas, Peruvian Andes, with the help of atmospheric simulations and observations.

ZITELLI, Romano: Sensitivity of ozone production in Innsbruck.

Dissertationen

LANG, Moritz: Probabilistic Wind Forecasting in the Framework of Distributional Modeling.

SHELLANDER, Harald: On the spatial modeling of meteorological extreme values.

Habilitation

NICHOLSON, Lindsey: Developing a deeper understanding of debris-covered glacier systems.

Karlsruher Institut für Technologie

Bachelorarbeiten

GÄDECKE, Tilia: Eisbildung durch Deposition auf K-Na ausgetauschtem Feldspat im Environmental Scanning Electron Microscope (ESEM).

SPANNAGEL, Dominik: Gefrierverhalten und Sekundäreisbildung gefrierender Meerwassertröpfchen.

ULLMERICH, Niklas: Variabilität und Herkunft von eisaktiven Aerosolpartikeln in Peking.

VOIGT, Juliane: Die QBO – eine Persistenzanalyse für die Wintermonate.

Masterarbeiten

ALBERS, Kim: Reconstruction of the Permafrost Extent in Western Europe during the Last Glacial Maximum based on Regional Climate Model Simulations.

BIERBAUER, Sascha: Simulationen zur Quantifizierung des Einflusses von Kondensstreifen auf die photovoltaische Stromerzeugung.

BOGERT, Pia: The new mobile ice nucleation instrument mINKA: setup and first application during secondary organic aerosol experiments at the CERN-CLOUD chamber.

DIETEL, Barbara: Enhancement of convective cloud property dataset from tracing algorithm with active measurements.

HÖRNER, Johannes: The Influence of Sea-ice Parameterizations on the Modelling of Snow-ball Earth Initiation.

KIEFER, Selina: Characteristics of Selected Major Sudden Stratospheric Warming Events and their Links to European Cold Waves in Extended Range Ensemble Forecasts.

KLEINHEINS, Judith: Analysis of the freezing dynamics of levitated water droplets by thermal imaging.

KÖNIG, Nils: Erste vertikal aufgelöste Wasserdampfverteilungen aus GLORIA-Nadir-Messungen.

KÖRLIN, Melissa: Bodennahe Windfelder im Großraum des Toten Meeres aus Klimasimulationen und Beobachtungsdaten.

RAMETTE, Demetrius: The impact of molecular size and particle polarity on CNN activation and cloud particle growth at the nanometre-scale.

THEN, Freia: The Tropical Momentum Budget in Aquaplanet Simulations with an Ensemble of Global Climate Models.

Dissertationen

ALBERN, Nicole: The radiative impact of clouds on the response of the midlatitude circulation to global warming.

GASCH, Philipp: Advancing airborne Doppler lidar wind measurements for atmospheric boundary layer research.

PAPAVASILEIOUS, Georgios: The role of cloud-radiative effects and diabatic processes for the dynamics of the North Atlantic Oscillation on synoptic time-scales.

SEREGINA, Larissa: Rainfall Variability and Trends over the Greater Horn of Africa.

SINGH, Shweta: Convective precipitation simulated with ICON over heterogeneous surfaces in dependence on model and

land-surface resolution.

STIRNBERG, Roland: Environmental Influences on Patterns of Atmospheric Particulate Matter: a Quantitative Study Using Ground- and Satellite-Based Observations.

ZSCHENDERLEIN, Philipp: Lagrangian Dynamics of European heat waves.

Habilitation

HASE, Frank: Towards improved ground-based remote sensing of atmospheric composition by Fourier Transform Spectrometry.

Universität Kiel

Bachelorarbeiten

BUDER, Corinna: Impact of a Northern European Enclosure Dam on North Atlantic Climate.

CHEN, Viola: Einfluss des Nordatlantiks auf den Jetstream über Europa.

DEUTLOFF, Jakob: Drivers of climate-model biases in Antarctic Circumpolar Current strength.

HÄNSCH, Martje: Die Kopplung des Windes in der oberen Troposphäre mit plötzlichen Stratosphärenwärmungen.

KASPAR, Lisa: Einfluss von ENSO auf die Variabilität im Südlichen Ozean.

KNAUF, Johanna: Impact of ocean resolution on storms in the North Atlantic region.

NIEBAUM, Nils: Trends in heat stress over Europe.

STAUBERT, Tim: Implications of enhanced Greenland Ice Sheet-melting on sea ice and freshwater content in the Arctic and Subarctic Seas.

Masterarbeiten

FRICKE, Jaika: Relevance of Interactive Chemistry for Climate Variability.

KRÜGER, Julian: Characteristic Jet Stream patterns related to European Heat Waves.

Dissertation

MAAS, Josefine: Simulating anthropogenic bromoform from industrial water treatment in ocean and atmosphere.

Universität Köln

Bachelorarbeiten

LUX, Torben: Eine numerische Untersuchung über die Auswirkungen der SST auf die Jet-Streams über dem subtropischen Süd-

Pazifik.

MARROLLO, Giancarlo: Zukünftige Veränderungen in der Auftretenswahrscheinlichkeit von Dürre über Mitteleuropa.

PUTTKAMER, Yvonne: Abhängigkeit der Aerosol-Optischen-Dicke von der Wetterlage über Spitzbergen.

SPRENGER, Arno: Häufigkeit und Art von Niederschlag in Ny-Ålesund.

Masterarbeiten

BÖCK, Tobias: Moisture Variability at Cerro Paranal.

JENTZSCH, Katharina: Process-oriented study on events of unusual winter time CO₂ fluxes at the Bayelva site, Spitsbergen.

KENNY, Darragh Klemens Maurice: Impacts of meteorological data and power rating models on solar resource assessment.

KREMER, Arthur: Temperature profiling with ground-based microwave radiometers during the SoFog3D campaign.

SCHMERLING, Hendrik: Model Intercomparison between DALES and MIMICA: An ASCOS Case Study.

WALBRÖL, Andreas: Benefit of microwave remote sensing for analysing the thermodynamic structure of Atmospheric Rivers.

WESTBROOK, Sarah: Investigation of the diurnal cycle of stratocumulus clouds at the northern coast of Chile.

Dissertationen

FRANK, Christopher William: The potential of high resolution regional reanalyses COSMO-REA for renewable energy applications.

GIERENS, Rosa Tuulia: Observations of Arctic low-level mixed-phase clouds at Ny-Ålesund: Characterization and insights gained by high-resolution Doppler radar.

JACOB, Marek: Characterizing maritime trade-wind convection using the HALO Microwave Package (HAMP).

KLAAS, Tobias: Model-based study of the five main influencing factors on the wind speed error of lidars in complex and forested terrain.

NEHER, Ina: Impact of atmospheric variability on a solar based power system in West Africa.

NOMOKONOVA, Tatiana: Arctic cloud properties derived from ground-based sensor synergy at Ny-Ålesund.

RADOVAN, Ana: Variability and trends of Arctic water vapour from passive microwave satellites – Special role of Polar lows and Atmospheric rivers.

REILLY, Stephanie Claire: Fast Response of Boundary Layer Clouds to Climate Change.
SCHNITT, Sabrina Brigitta Gisela: Advancing Ground-Based Water Vapor Profiling through Synergy of Microwave Radio-meter and Dual-Frequency Radar.
VOGEL, Annika: Optimized Ensemble Generation for Probabilistic Chemistry Transport Modeling by Coupled Parameter Perturbation.

HS Bund im FB Wetterdienst Langen

Diplomarbeiten

GERICKE, Tom: Vergleichende Auswertung von Klimavariablen am MOL und auf dem GM Falkenberg.
HERZOG, Christoph: Evaluierung des Fachverfahrens NowCastMix-Winterwetter unter Einbeziehung von Radarprodukten und anhand von Beobachtungsdaten während einer Winterperiode.
JANSSEN, Laura: Untersuchung des SEVIRI Dust RGB in seiner praktischen Anwendung für Mitteleuropa anhand ausgewählter Wetterlagen.
MARTIUS, Benjamin: Bewertung neuer Messgeräte für die Gesamtozonsäule im Vergleich zu etablierten Dobson- und Brewer-Spektrometern.
MÖLLER, Felix: Evaluierung von Gewitterindizes für die Kurzfristvorhersage und das Nowcasting (Sommer) anhand von ausgesuchten Wetterlagen.
MÖSLANG, Thomas: Auswertung von numerischen Simulationen mit dem Kaltluftabflussmodell „KLAM_21“ für Stuttgart.
VOLL, Tobias: Vergleich von Niederschlagsmessungen verschiedener Instrumente am exponierten Standort Wasserkuppe.

Universität Leipzig

Bachelorarbeiten

BAYER, Nicolas: Observation and RT-Modelling of Spectrally Resolved UV-Radiation in Melpitz, Germany.
BURZIK, Annika: On the occurrence of multilayer clouds and ice-crystal seeding during the Arctic Ocean 2018 research cruise.
ENGELHARDT, Richard: Wolkenbestimmung am Amazon Tall Tower Observatory (ATTO).
HIRCHE, Pascal: Erstellung von IWV und LWP für Barbados und den subtropischen

Atlantik mit Hilfe eines Mikrowellenradiometers.

HOFFMANN, Rasmus: Bestimmung der chemischen Zusammensetzung des Aerosols an der städtischen Messstation Eisenbahnstraße des TROPOS mit Hilfe eines Aerosol-Massenspektrometers (AMS).
KÄPPLINGER, Hannah: Verbesserte Wettervorhersage dank räumlich aufgelöster Eingabedaten in einem künstlichen neuronalen Netz?
KÖTSCHKE, Anton: Niederschlagsmessungen eines vertikalen Mikro-Regen-Radars (MRR) im Vergleich zu In-Situ-Messungen am Leipziger Institut für Meteorologie (LIM).
LÖBEL, Sophie: Ableitung der Meeresoberflächentemperatur aus flugzeuggetragenen Messungen mit einem Infrarot Strahlungs-pyrometer.
ROSCHKE, Johanna: Contrasting cloud properties in the trade wind region of Barbados in the dry and wet season.
ROSENBURG, Sophie: Einfluss der Atmosphärenkorrektur bei flugzeuggetragenen Albedomessungen auf die Ableitung der Schneekorngröße.
THOBÖLL, Jakob: Einfluss der Definition des bodengebunden und flugzeuggetragen ermittelten Bedeckungsgrades auf seinen Zusammenhang mit der solaren Strahlungsflussdichte.
WEIKERT, Hanna Luise: Untersuchung des Einflusses der Bildung von Kondensstreifen in bereits existierenden Zirruswolken mittels hochaufgelöster Satellitenbeobachtungen.

Masterarbeiten

LINKE, Olivia: Variation of cloud horizontal sizes and cloud fraction over Europe 1985-2018 in high-resolution satellite data.
ORT, Linda: The relative importance of turbulent fluctuations compared to the variability in aerosol particle properties on the formation and growth of cloud droplets.
WOLLSCHLÄGER, Niels: Evaluation of a new technique for determining the sensible heat flux of green roofs.

Dissertationen

FEUERSTEIN, Stefanie Anna: Alluvial Dust Sources and their Implementation in a Dust-Emission Model.
GONG, Xianda: Cloud Condensation Nuclei and Ice-Nucleating Particles Over Tropical and Subtropical Regions in the Northern Hemisphere.
HOFER, Julian: Aerosol characterization

over a Central Asian site: long-term lidar profiling at Dushanbe, Tajikistan.

HOFFMANN, Erik Hans: CAPRAM mechanism and model developments for investigating marine multiphase chemistry effects linked to air quality and climate: From process to regional scale modelling.
SCHMÖLTER, Erik: The delayed ionospheric response to solar and geomagnetic activity.
WAGNER, Robert: Dust Emissions Driven by Pyro-Convection – A Model Perspective.
WOLF, Kevin: Evaluation of the Radiation Scheme of a Numerical Weather Prediction Model by Airborne Measurements of Spectral Irradiance above Clouds.

Universität Mainz

Bachelorarbeiten

BÜTTNER, Maximilian Alexander: Empirische Korrekturanalyse von troposphärischen N₂O-Zeitreihen aus Infrarot-Absorptionsspektroskopie.
SCHACH, Vinzenz: Analyse von Vorhersagbarkeit basierend auf unterschiedlichen Arten von künstlich erstellten Ensembles.
WEYLAND, Franziska Maria: The Mass of the Lowermost Stratosphere (LMS) in ECMWF Reanalysis Data.

Masterarbeiten

LACKNER, Christian Philipp: Impact of global warming on snow and ski areas: A case study using a regional climate stimulation over the interior western United States.
REIFENBERG, Simon: Sea ice drift – trajectory computations on unstructured triangular meshes and limits of predictability in global climate models.

Dissertation

BAUMGART, Marlene: Processes governing the amplification of forecast errors and forecast uncertainty in a quantitative potential-vorticity framework.
GHINASSI, Paolo: Investigating the dynamics of Rossby wave packets using local finite amplitude wave activity.
KÖLLNER, Franziska: Aerosol particles in the summertime Arctic lower troposphere: Chemical composition, sources, and formation.

Universität München

Bachelorarbeiten

BALDES, Florian: Beobachtung von Insekten mit einem Wolkenradar über München.
 DAMATO, Sandro: Charakterisierung der meteorologischen Messungen auf der Dachplattform.
 HERZOG, Florian: Verteilung von Hagelzugbahnen in Süddeutschland anhand von Radardaten abhängig von der Wetterlage.
 KOLB, Julia: Dynamische Aspekte der plötzlichen Stratosphärenwärmung im Winter 2018/2019.
 SACKRENTZ, Christian: Cold Pools in COSMO-Modell und der Einfluss von Modellphysik.
 SPERBER, Dario: What influences the tropical tropopause layer? A one-dimensional modeling study.
 VOLKMER, Lea: Evaluation of cloud height and cloud fraction from aircraft-based stereographic reconstruction.

Masterarbeiten

CHABERT, Lucie: Ozone Transport and its Radiative Feedback in the Tropical Tropopause Layer.
 LAUFMANN, Markus: Charakterisierung und Verbesserung des CiPS-Algorithmus zur Ableitung der Oberkantenhöhe konvektiver Eiswolken aus MSG/SEVIRI-Daten.
 LÖFFEL, Sheena: The Influence of SF6 Sinks on Age of Air Climatologies and Trends.
 LUX, Philipp: Zeit und Raumeigenschaften von Luftströmungen am Hong Kong International Airport.
 MAIER, Richard: Optimierung eines Waldbrandemissionsinventars mittels numerischer Inversion am Beispiel der BB-FLUX Flugzeugmesskampagne.
 OCKENFUß, Paul: Retrieval of cloud droplet size profiles from a combination of spectral and angular radiance observations.
 PAVICIC, Sandra: Determination and evaluation of stratospheric water vapour trends from simulations with the earth system model EMAC.
 PUH, Matjaz: Distributions of Forecast Variables in a Convective-scale 1000-member Ensemble.
 SCHÜRER, Carolin: Eddy-mean flow feedbacks and atmospheric jet variability in observations and a simple mechanistic model.
 SPÄTH, Jonas: Statistical Analyses of Stratosphere-Troposphere Coupling in Extended-Range Ensemble Forecasts.
 ZITZMANN, Simon: Detecting Activity of Tropical Cyclones with the Unsupervised

Maximally Divergent Interval Algorithm.

Dissertationen

BAREKZAI, Mares: On the impact of Thermal Radiation and Turbulence on Drizzle Development.
 CRNIVEC, Nina: Towards an improved treatment of unresolved cloud-radiation interaction in weather and climate models.
 FRITSCH, Frauke: Modeling of stratospheric transport time distributions for inert and chemically active species.
 GUTLEBEN, Manuel: Long-range-transported Saharan air layers and their radiative effects determined by airborne lidar measurements.
 HIRT, Mirjam: Convective initiation – relevant processes and their representation in convection-permitting models.
 KLAUSNER, Theresa: Aircraft-based in situ measurements of CH₄ and CO₂ downstream of European and Asian urban centres at local to synoptic scales.
 ZÖBISCH, Isabella: Thunderstorms: Life cycle analysis and nowcasting based on multi-sourced data.

Technische Universität München

Bachelorarbeiten

HOCHHOLZER, Kilian: Estimating Roe Deer in a climate and land use gradient using distance sampling.
 SCHWINDL, Michael: Effekte von Baumhöhe, Schichtposition, Vitalität und Dominanz auf die Frühjahrsphänologie der heimischen Waldbäume.
 WOLF, Johanna: Relative abundance of Wild Boar and Roe Deer in a climate and landuse gradient.

Masterarbeiten

CHEN, Junyi: The effect of the urban heat island and weather types on precipitation properties in Germany.
 GUSTSCHIN, Elena: Influence of humidity on spring leaf-out of temperate woody plants.
 HUTTER, Veronika: The link between danger level and danger description in Swiss avalanche forecasts.
 KAUR, Sukhveen: Handling shadow effects on greenness indices from multispectral UAV imagery.
 SHAH, Jainy: Statistical analysis to determine the rainfall partitioning in the forests of Bavaria.
 STANGE DEL CARPIO, Maria: Kleinräu-

mige Auswirkungen der Grünlandbewirtschaftung auf Graspollen.

Dissertationen

GHADA, Wael: Rain microstructure in Europe under the influence of large-scale weather types.
 GHASEMIFARD, Homa: Tracing atmospheric carbon dioxide: pollution sources and air-mass transport influencing high Alpine areas in Central Europe.
 MISRA, Gourav: Remote sensing of vegetation phenology by MODIS – challenges in data processing and validation by multi-species ground observation and LiDAR.
 YUAN, Ye: A generalized data selection method for atmospheric carbon dioxide data.

Universität Trier

Keine Meldungen

Universität Wien

Bachelorarbeiten

AL RIYAMI, Younis: Konvektion über dem Hadschar-Gebirge im Oman in Abhängigkeit vom subtropischen Dipol des Indischen Ozeans.
 FRITZ, Magdalena: Der globale Meeresspiegelanstieg – Eine Analyse von Pegeldaten und Satellitendaten.
 HASLEHNER, Kerstin: Der Einfluss der Landbedeckung auf die Temperaturverteilung in Wien anhand der Auswertung von Temperaturdaten aus Citizen Weather Stations.
 HOCHBNER, Andrea: Tagesgänge in der Doline Grünloch an Schönwettertagen.
 HÜTTENBRENNER, Sophie: Variabilität von Starkregenereignissen in Österreich.
 HUTTER, Valentina: Verifikation von Wetterprognosen des EZMW im Vergleich von Bergstationen, Vorlandstationen und Talstationen.
 JUNG, Lukas: Die Reduktion der Luftverschmutzung in Österreich aufgrund der Corona-Krise.
 PAPAZEK, Petrina: Convolutional neural networks for short range wind speed forecasts.
 RASHO, Yousif Isam George: Windscherungen im Anflugbereich des Flughafens Wien-Schwechat.
 ROHRBÖCK, Anna: Energiebilanz und ihre Auswirkungen auf die Schmelze, Schnee- und Eisablation am Beispiel der Pasterze.

SKOPALIK, Martin: Maximumtemperatur in Abhängigkeit der Luftmasse am Beispiel Grünloch.

Masterarbeiten

HASEL, Kristofer: Soil moisture content and its influence on urban climatology in the coupled model WRF-TEB during a heatwave in Vienna.

KOGLER, Martha: Unstetigkeiten in grenznahen Klimaszenarien: eine Fallstudie in der Region Bodensee.

KUGLER, Lukas: The added value of machine learning in forecasting wind turbine icing.

KULT, Jessica: Ausbreitungsrechnungen mit AUSTAL2000 anhand zweier Fallbeispiele im Tullnerfeld.

MARTH, Sabrina: Verifikation von AROME-Kurzfristprognosen für Windkraftanlagen am Alpenostrand sowie Vergleich weiterer Vorhersagesysteme.

PERNY, Katharina: Comprehensive evaluation of WRF-Chem simulations for a Saharan dust episode in spring 2018 with earth observation data.

SCHNEIDER, Martin: Wetteranalyse auf triangulären Gittern mit dem VERA Verfahren.

SEITNER, Vanessa: Calculation of the vertical net energy flux using an energy budget equation for the land surface.

SEYERL, Georg: Application of machine learning to weather-triggered hazards and damages in Alpine territory.

SVACINA, Judith: Eignung räumlicher Verifikationsmethoden für die Verifikation verschiedener meteorologischer Parameter einer WRF Ensemblevorhersage mit den Analysedaten des VERA Systems in den Wintermonaten 2016/17.

WINKELBAUER, Susanna: The Arctic freshwater budget.

Universität Würzburg

Bachelorarbeiten

KIRCHNER, Anna: Einfluss des Versiegelungsgrades auf lokale Klimaparameter in Deutschland.

MELZER, Marvin: Vergleich von Blatt- und Bodentemperaturen von heimischen und nichtheimischen Baumarten während des Extremsommers 2019.

SMOLJO, Branimir: Die gesundheitlichen Auswirkungen des Klimawandels im mitteleuropäischen Raum.

WASITSCHKEK, Lisa: Klimasensitivität von Stadtbäumen an den Standorten Hof,

Kempton und Würzburg.

Masterarbeiten

BARRETT, Mathias: Tourismus und Klimawandel aus Sicht einer Insel: Das Beispiel Sansibar, Tansania.

ROHMER, Annett: Klimabedingte Risikofaktoren für historische Gebäude in Europa.

Fachhochschule Zürich

Masterarbeit

FLUCK, Stefan: Bodenturbulenzen um Flugplätze: Durchführung und Benchmarking von Turbulenzsimulationen sowie Entwicklung eines Frameworks für zukünftige Problemstellungen.

Universität Zürich

Dissertationen

ATTINGER, Roman Fabian: Quantifying the diabatic modification of potential vorticity in extratropical cyclones.

BROGLI, Roman: Disentangling Drivers and Patterns of European Climate Change.

EIRUND, Kirstin Gesa: Arctic mixed-phase clouds from the micro- to the mesoscale: insights from high-resolution modeling.

FEINBERG, Aryeh: The atmospheric sulfur and selenium cycles: a global model of transport and deposition.

HENTGEN, Laureline: Clouds in Convection-Resolving Climate Simulations over Europe and the Tropical Atlantic.

JIMÉNEZ ESTEVE, Bernat: The Influence of El Niño Southern Oscillation on North Atlantic – European Winter Climate through the Troposphere and Stratosphere.

JORGE, Teresa: Developments in balloon-borne water vapour measurements with frost point hygrometers.

KNÜSEL, Benedikt: Epistemological Issues in Data-Driven Modeling in Climate Research.

MÜNCH, Steffen: Development of a two-moment cloud scheme with prognostic cloud fraction and investigation of its influence on climate sensitivity in the global climate model ECHAM.

OERTEL, Annika: Embedded convection in warm conveyor belts.

PADRON, Ryan: Water availability in a warming world. Insights across scales from observations and climate models.

PORTMANN, Raphael Albert: The life cycles of potential vorticity cutoffs: climatology,

predictability and high impact weather. RAMELLI, Fabiola: The microphysics and dynamics of mixed-phase clouds in the Swiss Alps: insights from balloon-borne and remote sensing observations.

SPREITZER, Elisa Johanna: Diabatic processes in mid-latitude weather systems – a study with the ECMWF model.

THURNHERR, Iris Livia: The effect of air-sea interaction and moist processes on the variability of stable water isotopologues in the marine boundary layer – observations and model studies.

WEHRLI, Kathrin: On the sensitivity of heat waves to physical drivers and climate change.

ZUMWALD, Marius: Uncertainty of Spatiotemporal Datasets and Data-Driven Models: Epistemological Analysis and Case Studies in Climate Research

Nachträge für die letzten Jahre

2019

Universität Bonn

Bachelorarbeit

KOLF, Helen: Parametrisierung von Wolkenprozessen im COSMO-Modell.

Masterarbeit

ZANGE, Manuel: Analysis of scaling properties of precipitation extremes using COSMO-REA6 reanalysis data.

2018

Universität Bonn

Bachelorarbeit

WITTENBRINK, Martin: Ansatz zur Entwicklung eines Modells zur Vorhersage des Zeitpunktes der Laubverfärbung in Nordamerika.

Masterarbeit

NETZEL, Timon: Analyse tropischer Wellen im dekadischen Vorhersagesystem des MiKlip-Projekts.

2017

Universität Bonn

Bachelorarbeit

BLANKE, Armin: Repräsentation des Lake-Effekts im COSMO-Modell.

2016

Universität Bonn

Bachelorarbeit

NETZEL, Timon: Leezyklogense verstärkt durch katabatische Winde vom grönländischen Eisschild.

Masterarbeit

BEER, Josephin: Synergie von kommerziellen Mikrowellenlinks und polarimetrischen Radaren für eine vertrauenswürdige Dämpfungskorrektur.

2013

Universität Bonn

Bachelorarbeit

BEER, Josephin: Zyklolyse und Kaltlufttropfen.

Kontakt

TANJA GLATZ
Deutscher Wetterdienst
Deutsche Meteorologische Bibliothek
Frankfurter Straße 135
63067 Offenbach
tanja.glatz@dwd.de

promet Vorschau auf die nächsten Hefte

- Stadtklima im Wandel
- Beobachtungssysteme und Modellierung von Treibhausgasen
- Radarmeteorologie