

# Kohlenstoff im Kreislauf

Die Bestimmung der Quellen und Senken von Treibhausgasen ist wichtig für Klimavorhersagen.

Thorsten Warneke, Christoph Gerbig, Lars Kutzbach und Justus Notholt

Seit der Industrialisierung steigen durch menschliches Handeln die Konzentrationen von Treibhausgasen in der Atmosphäre. Der Ozean und die Landökosysteme haben von den Emissionen aber etwa die Hälfte aufgenommen und damit den Klimawandel entscheidend gebremst. Um abschätzen zu können, wie stark diese Reservoirs auch künftig kohlenstoffhaltige Verbindungen speichern können, sind ausgefeilte und genaue Messungen der zugehörigen Austauschflüsse erforderlich.

**T**reibhausgase, welche die Strahlung im thermischen Infrarot-Spektralbereich absorbieren und re-emittieren, beeinflussen maßgeblich das Klima auf der Erde. Die drei wichtigsten Treibhausgase in der Atmosphäre sind Wasser ( $\text{H}_2\text{O}$ ), Kohlendioxid ( $\text{CO}_2$ ) und Methan ( $\text{CH}_4$ ), wobei  $\text{CO}_2$  und  $\text{CH}_4$  Teil des Kohlenstoffkreislaufs sind. Dieser wirkt sich auf den Wasserkreislauf aus, denn der atmosphärische Wasserdampfgehalt hängt im Wesentlichen von den atmosphärischen Temperaturen und damit auch von  $\text{CO}_2$  und  $\text{CH}_4$  ab.

Der Kohlenstoffkreislauf beschreibt den Austausch von kohlenstoffhaltigen Verbindungen zwischen verschiedenen Reservoirs, also der Atmosphäre, dem Ozean, der Landoberfläche, welche die Biosphäre und die Böden enthält, sowie dem geologischen Reservoir. Dieser Austausch erfolgt auf verschiedenen Zeitskalen. Ohne Eingriff des Menschen läuft der Austausch mit dem großen geologischen Reservoir, das sich in der Erdkruste sowie dem Erdmantel befindet, auf sehr langen Zeitskalen ab [1]. Die in Sedimentgesteinen vorkommenden fossilen Brennstofflagerstätten sind Teil des geologischen Reservoirs. Wir möchten hier den Fokus auf den Klimawandel legen, der auf Zeitskalen von hunderten von Jahren stattfindet. In diesem Zusammenhang sind die Verbrennung fossiler Brennstoffe durch den Menschen sowie der Austausch von Kohlenstoff zwischen Atmosphäre, Landökosystemen und Ozean relevant.

Die anthropogenen Emissionen von  $\text{CO}_2$  und  $\text{CH}_4$  erhöhen die Konzentrationen dieser Gase in der Atmosphäre und stören damit den natürlichen Kohlenstoffkreislauf. Es ist unklar, wie der Kohlenstoffkreislauf auf diese Störung reagieren wird. Dies schränkt die Vorhersage des zukünftigen Klimas ein und ist daher eine zentrale Frage der Umwelt- und Klimaforschung.



In Paramaribo (Surinam) steht der Sonnensucher der Messstation mit Fourier-Transform-Infrarotspektrometer. Das FTIR-Spektrometer befindet sich im Con-

tainer, der Solartracker folgt dem Lauf der Sonne und leitet das Sonnenlicht auf die Eintrittsblende des Spektrometers.

Die Emissionen seit Beginn der Industrialisierung haben die atmosphärischen  $\text{CO}_2$ - und  $\text{CH}_4$ -Gehalte stark erhöht. Der Kohlenstoffkreislauf reagiert, indem er den zusätzlichen atmosphärischen Kohlenstoff unter den Reservoirs verteilt. Dadurch ist nur etwa die Hälfte des anthropogen freigesetzten Kohlenstoffs in der Atmosphäre verblieben. Ozeane und die Landökosysteme haben die andere Hälfte aufgenommen (Abb. 1) [2]. Von 1959 bis 2014 betragen die gemittelten anthropogenen Emissionen durch die Verbrennung fossiler

## KOMPAKT

- Kohlendioxid und Methan zählen zu den wichtigsten Treibhausgasen in der Atmosphäre und sind Teil des so genannten Kohlenstoffkreislaufs.
- Dieser beschreibt den Austausch von kohlenstoffhaltigen Verbindungen zwischen Atmosphäre und verschiedenen Reservoirs auf der Erde.
- Um diesen Austausch genau zu messen, gibt es bodennahe *in situ*- und Fernerkundungsmethoden.
- Die Quellen und Senken kohlenstoffhaltiger Verbindungen lassen sich entweder per Bottom-up-Ansatz berechnen oder mittels einer Top-down-Methode.

Dr. Thorsten Warneke und Prof. Dr. Justus Notholt, Institut für Umweltphysik, Universität Bremen, Otto-Hahn-Allee 1, 28359 Bremen, Priv.-Doz. Dr. Christoph Gerbig, MPI für Biogeochemie, Hans-Knöll-Str. 10, 07745 Jena, Prof. Dr. Lars Kutzbach, Universität Hamburg, Allende-Platz 2, 20146 Hamburg

Brennstoffe und Zementproduktion 5,8 PgC/Jahr ( $\text{Pg} = 10^{15} \text{ g}$ ) und die gemittelten Emissionen durch Landnutzungsänderung 1,3 PgC/Jahr. Dem stehen zusätzliche Aufnahmen von 1,9 PgC/Jahr durch den Ozean und 2,1 PgC/Jahr durch die terrestrische Biosphäre gegenüber. Um die Größenordnung PgC zu veranschaulichen: Eine jährliche Emission von 6 PgC durch Kohleverbrennung entspricht der Verbrennung einer Mauer aus Kohle von 25 m Höhe, 5 m Breite und einer Länge von 45 000 km, also mehr als einmal um die Erde.

Ohne die Aufnahme durch den Ozean und das Land wäre der atmosphärische  $\text{CO}_2$ -Anstieg seit der Industrialisierung ungefähr doppelt so stark gewesen. Für die Vorhersage des Klimas in der nahen Zukunft bis zu einigen hundert Jahren ist es deshalb extrem wichtig zu verstehen, wie die Ozean- und die Landsenke auf ein sich veränderndes Klima reagieren werden.

## Die Kohlenstoffreservoirs

Das geologische Kohlenstoffreservoir in Erdkruste und Erdmantel ist mit über 100 Millionen Pg das größte Reservoir des ganzen Kreislaufs [3]. Seine Austauschflüsse mit den anderen Komponenten des Erdsystems sind jedoch – unter natürlichen Bedingungen – gering, sodass sich seine Bedeutung für das globale Klima erst auf sehr langen Zeitskalen manifestiert. Durch die För-

derung und Verbrennung fossiler Brennstoffe hat der Mensch diesen Austausch jedoch erheblich verstärkt.

Der Ozean ist mit etwa 38 000 Pg Kohlenstoff ein sehr großes Kohlenstoffreservoir, das auf den Zeitskalen, die für den anthropogenen Klimawandel relevant sind, mit der Atmosphäre interagiert [4]. Der Austausch zwischen Ozean und Atmosphäre beträgt jährlich etwa 90 Pg Kohlenstoff und beruht auf Diffusion, angetrieben durch die Partialdruckdifferenz von  $\text{CO}_2$  zwischen Wasser und Atmosphäre. Davon betroffen ist nur der obere Ozean, der rund 900 PgC enthält.

Der obere Ozean tauscht den Kohlenstoff über zwei wichtige Prozesse mit dem tieferen Ozean aus: die Löslichkeitspumpe und die biologische Pumpe. Die Löslichkeitspumpe beruht auf der thermohalinen Zirkulation, die kälteres (dichteres) Oberflächenwasser in hohen Breiten in den tiefen Ozean transportiert und später an anderen Orten wieder an die Oberfläche bringt. Da die Löslichkeit eines Gases in Wasser mit abnehmender Temperatur steigt, kann das kalte Wasser in hohen Breiten viel  $\text{CO}_2$  aus der Atmosphäre aufnehmen. Das absinkende Wasser enthält daher größere Mengen an gelöstem anorganischen Kohlenstoff als der durchschnittliche obere Ozean. Umgekehrt gibt das Tiefenwasser, das in warmen niedrigen Breiten aufsteigt und sich erwärmt, Kohlendioxid an die Atmosphäre ab. Die biologische Pumpe wiederum wirkt in der oberen sonnenbeschienenen Schicht des Ozeans. Pflanzliches Plankton benötigt  $\text{CO}_2$  für die Photosynthese und produziert organische, kohlenstoffhaltige Biomasse (organischer Kohlenstoff). Außerdem bauen verschiedene Gruppen von pflanzlichem und tierischem Plankton gelösten Kohlenstoff in ihre Calciumcarbonat-Schalen ( $\text{CaCO}_3$ ) ein. Der in den Planktonorganismen enthaltene Kohlenstoff gelangt in die marine Nahrungskette. Ein Teil dieses Kohlenstoffs sinkt in Form so genannter partikulärer organischer Substanz, von der Gravitation getrieben, in tiefere Schichten des Ozeans ab und entzieht der Atmosphäre somit langfristig  $\text{CO}_2$ .

Das Reservoir der Landökosysteme umfasst den gesamten Kohlenstoff, der in den Landorganismen (Pflanzen, Tiere: 450 – 920 PgC [5]) sowie in der organischen Substanz der Böden (global in den obersten drei Metern bis zu 3200 PgC [6]) gespeichert ist. Der Austausch zwischen der Atmosphäre und den Landökosystemen beträgt etwa 120 PgC pro Jahr [4] und beruht auf der Photosynthese sowie der Respiration (Atmung der Pflanzen). Während der Photosynthese nehmen Pflanzen atmosphärisches Kohlendioxid auf und wandeln es in organische Kohlenstoffverbindungen und Sauerstoff um. Diese organischen Kohlenstoffverbindungen dienen den Pflanzen, Tieren und Mikroorganismen als Energiequelle. In ihren Zellen werden diese Verbindungen unter Verwendung von Sauerstoff abgebaut, um Energie für den Metabolismus und das Wachstum der Organismen zu erzeugen.

Die Balance zwischen Photosynthese und Respiration beeinflusst die Menge an Kohlendioxid in der Atmosphäre. Im Sommer dominiert die photosynthese-

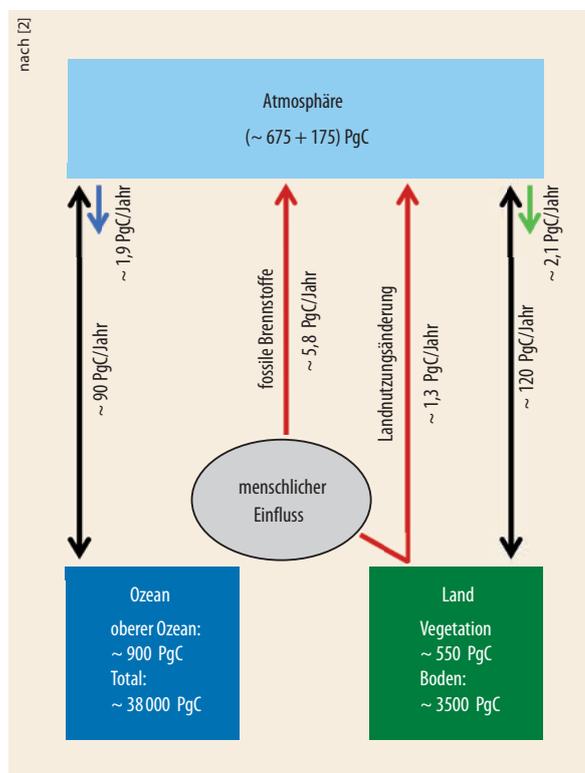


Abb. 1 Mittlere Austauschflüsse von Kohlenstoff zwischen der Atmosphäre und anderen Kohlenstoffreservoirs vom Beginn der atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Messungen 1959 bis 2014: In diesem Zeitraum kamen bei den Kohlenstoffgehalten der Reservoirs 175 Petagramm Kohlenstoff (PgC,  $\text{Pg} = 10^{15} \text{ g}$ ) hinzu. Die Austauschflüsse sind in PgC pro Jahr angegeben.

tische  $\text{CO}_2$ -Aufnahme, im Winter die Respiration. Der gleiche Prozess verursacht auch eine Tag-Nacht-Variation im atmosphärischen  $\text{CO}_2$ . Der von den Pflanzen aufgenommene Kohlenstoff kann Jahrzehnte bis Jahrhunderte in der Biomasse der Vegetation verbleiben, und die organische Substanz der Böden kann Kohlenstoff sogar über Jahrtausende und länger speichern. Die Kohlenstoffanreicherung ist besonders stark in nassen und kalten Böden, da hier der Abbau der organischen Substanz durch Bodenorganismen gehemmt ist. Deswegen stellen die nassen Moorböden (ca. 620 PgC [7]) und die kalten Dauerfrostböden (ca. 1300 PgC [8]) sehr große Kohlenstoffspeicher dar, die in engem Austausch mit der Atmosphäre stehen und empfindlich auf Klima- und Landnutzungsänderungen reagieren.

Methan ist für etwa 20 Prozent der durch langlebige Treibhausgase induzierten Erwärmung seit Beginn der Industrialisierung verantwortlich [9]. Die atmosphärische  $\text{CH}_4$ -Konzentration beträgt derzeit etwa 1800 ppb und ist damit etwa 200-mal geringer als die atmosphärische  $\text{CO}_2$ -Konzentration. Methan spielt für das Klima eine sehr wichtige Rolle, da es einen um den Faktor 34 höheren zeitintegrierten Strahlungsantrieb (über einen Zeitraum von hundert Jahren nach einmaliger Emission) verursacht als Kohlendioxid [10]. Die relative Stärke des Strahlungsantriebs von Methan im Verhältnis zu Kohlendioxid ist umso größer, je kürzer der gewählte Integrationszeitraum ist. Seine klimatische Bedeutung ist daher eher kurzfristig, jedoch hat es eine große Relevanz in der Diskussion um Kippunkte („Tipping Points“) im Klimasystem. Davon ist die Rede, wenn bei Überschreiten einer bestimmten Temperatur Rückkopplungseffekte auftreten, durch die sich das Klima sehr schnell und unkontrollierbar ändert.

Quellen von  $\text{CH}_4$  lassen sich in biogene, thermogene und pyrogene Quellen einteilen. Biogene Quellen beruhen auf Mikroorganismen, die unter sauerstofffreien Bedingungen  $\text{CH}_4$  produzieren. Dazu zählen Feuchtgebiete, Reisfelder, sauerstoffarme Süßwasserreservoirs, das Verdauungssystem der Wiederkäuer, Termiten oder organische Abfallablagerungen. Thermogenes  $\text{CH}_4$  bildet sich über lange Zeiträume durch geologische Prozesse und gelangt über Erdgasaustritte, Schlammvulkane und die Exploration fossiler Brennstoffe in die Atmosphäre. Pyrogenes  $\text{CH}_4$  entsteht durch unvollständige Verbrennung von Biomasse, Biokraftstoffen oder fossilen Brennstoffen. Die primäre Senke für atmosphärisches  $\text{CH}_4$  ist die Oxidation durch atmosphärische Hydroxyl-Radikale (OH). Außerdem wandeln methankonsumierende Bakterien  $\text{CH}_4$  in sauerstoffreichen Oberböden zu  $\text{CO}_2$  um.

## Messungen von nah und fern

Während prinzipiell verstanden ist, wie der Ozean  $\text{CO}_2$  aufnimmt, sind die Prozesse und Steuergrößen, welche die Stärke der Kohlenstoffsinkenfunktion der Landökosysteme kontrollieren, noch nicht vollständig

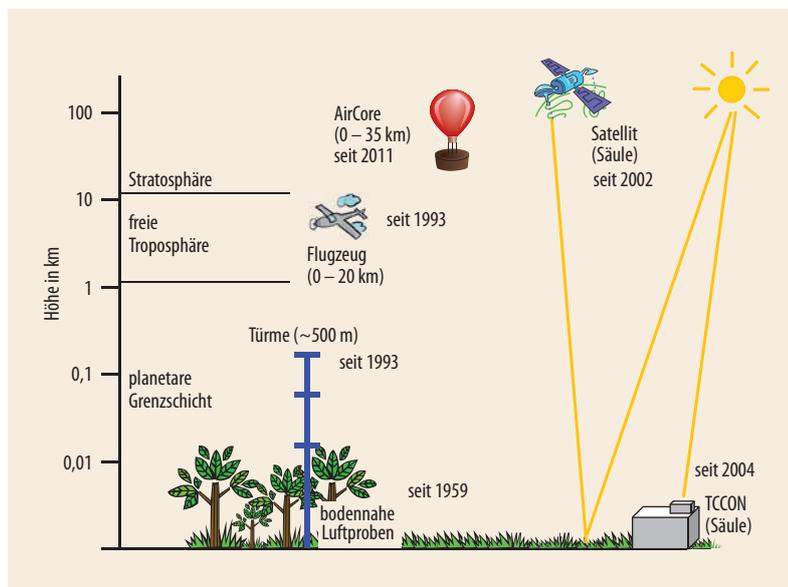
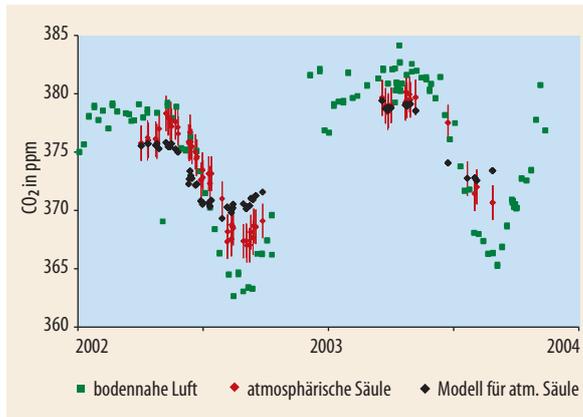


Abb. 2 Um die Austauschflüsse von Treibhausgasen abzuschätzen, existieren verschiedene Methoden, die entweder *in situ* messen oder aus der Ferne.

klar. Das Verständnis dieser Landsenke ist schwierig, weil sie räumlich sehr heterogen ist, stark von Jahr zu Jahr variiert und von vielen verschiedenen Prozessen abhängt. Um die Emissionen und die Aufnahme durch die Landökosysteme und den Ozean zu verstehen, ist es daher erforderlich, die räumliche Verteilung und die zeitliche Variation der Austauschflüsse zwischen der Erdoberfläche, also Ozean und Land, und der Atmosphäre besser zu bestimmen.

Dies geschieht mit ganz unterschiedlichen Methoden (Abb. 2): unmittelbar am Ort (*in situ*), also durch Messung der Treibhausgase in einer lokal vorliegenden Luftprobe, oder durch Fernerkundung, bei der Treibhausgase in nicht direkt vorliegender Luft indirekt bestimmt werden. Die ersten Messungen fanden *in situ* wenige Meter über dem Erdboden statt. Darüber hinaus haben sich weitere Methoden in den letzten Jahrzehnten etabliert: Seit den 1990er-Jahren werden an einigen Standorten auf bis zu 500 Meter hohen Türmen oder per Flugzeug regelmäßig Konzentrationsprofile *in situ* gemessen. Beide Methoden geben Auskunft über den vertikalen Transport. Allerdings liefern Flugzeugmessungen eine geringe zeitliche Abdeckung.

Seit 2010 gibt es mit AirCore eine neue Technik, die vertikale Konzentrationsprofile bis etwa 30 Kilometer ermöglicht [11]. Ein AirCore ist ein dünner Metallschlauch, der mittels Ballon bis in 30 Kilometer Höhe transportiert wird. Auf dem Weg nach oben evakuiert der Schlauch durch den fallenden atmosphärischen Druck. Wenn er an einem Fallschirm zur Erdoberfläche sinkt, füllt er sich abhängig vom Umgebungsdruck mit Luft. Daher befindet sich Luft aus verschiedenen Höhen an unterschiedlichen Stellen im Schlauch: Luft aus den höchsten Höhen am Ende und Luft nahe der Erdoberfläche am Eingang. Sobald der Schlauch auf der Erde ankommt, wird die Luft analysiert. Das vertikale Profil der Atmosphäre bleibt darin relativ gut erhalten.



**Abb. 3** Messungen der atmosphärischen Konzentration von  $\text{CO}_2$  in Ny-Ålesund/Spitzbergen aus *in situ*-Bodenmessungen und FTIR-Gesamtsäulenmessungen des TCCON-Instrumentes zeigen deutlich den Unterschied im Jahresgang und die Abweichung von Modell und Gesamtsäule.

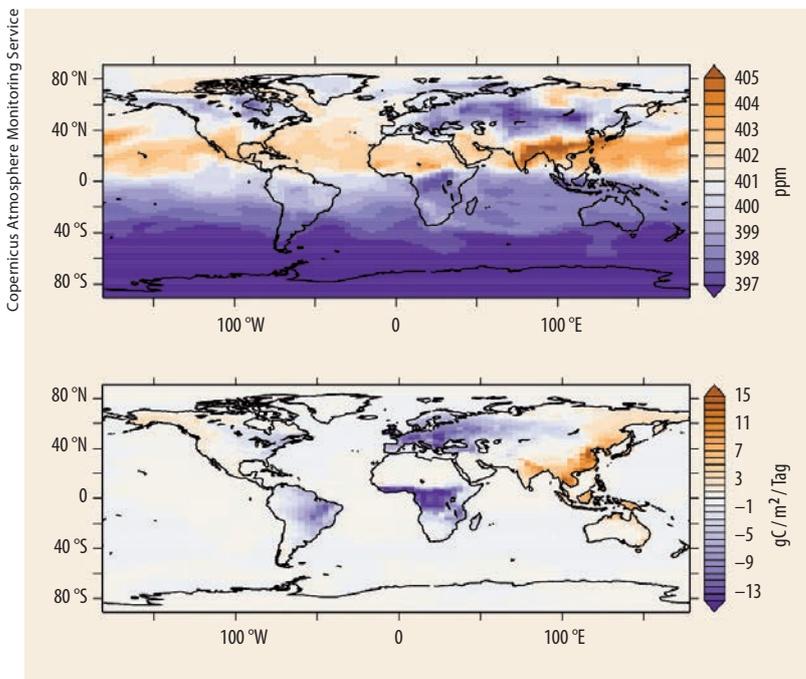
Auch Passagierflugzeuge bieten die Möglichkeit, regelmäßig Vertikalprofile zu bestimmen. Dabei arbeiten Messgeräte kontinuierlich an Bord von Linienflugzeugen, um Atmosphärenluft bis in Höhen von 10 bis 13 Kilometer zu analysieren. Dies erfolgt zurzeit im Rahmen des japanischen CONTRAIL-Projektes [12] und der europäischen IAGOS-Infrastruktur [13].

Weiterhin haben sich Fernerkundungsmessungen vom Boden und vom Weltraum aus etabliert, bei denen sich die Konzentrationen aus den zugehörigen Absorptionsbanden von  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  und anderen Gasen ableiten. Satellitenmessungen von  $\text{CO}_2$  und  $\text{CH}_4$  stehen seit 2002 zur Verfügung. Das erste Satelliteninstrument dieser Art war SCIAMACHY auf Envisat. Es lieferte Daten von 2002 bis 2012. 2009 wurde der japanische Greenhouse Gases Observing Satellite

(GOSAT) gestartet und 2014 das amerikanische Orbiting Carbon Observatory (OCO-2). Beide messen bis heute. Bodengestützte solare Absorptionsmessungen im mittleren Infrarot-Spektralbereich gibt es seit den 1990er-Jahren im globalen Network for the Detection of Atmospheric Composition Change (NDACC). Diese Messungen sind für  $\text{CO}_2$  nicht genau genug, liefern jedoch brauchbare Daten für  $\text{CH}_4$ . Seit 2002 gibt es zusätzlich bodengebundene solare Absorptionsmessungen im nahen Infraroten. Diese Messungen besitzen eine hohe Genauigkeit für  $\text{CO}_2$  und  $\text{CH}_4$ . 2004 wurde das Total Carbon Column Observing Network (TCCON) gegründet, das bodengebundene solare Absorptionsmessungen im nahen Infrarot einheitlich mit sehr hoher Genauigkeit durchführt [14].

Die Fernerkundungsmessungen liefern eine über die atmosphärische Säule gewichtete Mittel und damit eine andere Information als *in situ*-Messungen am Erdboden. Denn jedes  $\text{CO}_2$ -Molekül trägt zur Gesamtsäule bei – egal, ob es sich in der bodennahen Luftschicht oder der oberen Atmosphäre befindet. Dieses Säulenintegral ist in erster Näherung nicht durch den vertikalen Transport beeinflusst und eignet sich daher besser für die inverse Modellierung. Der größte Vorteil von Satellitenmessungen ist die globale Abdeckung. Allerdings lässt sich aus der Ferne weniger genau messen als *in situ*. Auch die Kalibration gegen die Standards der World Meteorological Organisation (WMO) ist schwieriger. In den letzten 15 Jahren hat sich die Genauigkeit der Fernerkundung deutlich verbessert und systematische Fehler wurden schrittweise behoben.

Für die Kalibrierung der Fernerkundungsmessungen werden vertikale Profile aus Flugzeug- oder AirCore-Messungen über den TCCON-Stationen mit den TCCON-Messungen verglichen. Dies liefert eine indirekte Kalibration der TCCON-Messungen. Diese lässt sich durch einen Vergleich mit den Satellitenmessungen auf den Satelliten übertragen. Durch die Kopplung der TCCON-Daten mit den *in situ*-Profilen gelingt eine Anbindung der Fernerkundungsmessungen an die WMO-Standards. Darüber hinaus spielt das TCCON eine wichtige Rolle für die Validierung der Satellitendaten, die durch räumliche und zeitliche systematische Fehler beeinflusst sein können.



**Abb. 4**  $\text{CO}_2$ -Gesamtsäulen (oben) und Austauschflüsse (unten) für den 2. Juni 2015. Aus den Gesamtsäulen wurden mittels Top-Down-Ansatz die Quellen (positive Werte) und Senken (negative Werte) von  $\text{CO}_2$  berechnet.

### Invers modelliert

Unsere Kenntnis über die Quellen und Senken kohlenstoffhaltiger Verbindungen beruhen auf der Bottom-up- bzw. der Top-down-Methode. Erstere nutzt eine Vielzahl verfügbarer kleinskaliger Informationen, um Austauschflüsse für verschiedene Ökosysteme und anthropogene Quellen abzuschätzen und skaliert dann auf größere Gebiete hoch. Beispiele für die hierbei verwendeten Informationen sind fossile Brennstoffvorräte, Waldkohlenstoffvorräte oder direkte Austauschflussmessungen an Ökosystemen. Der Bottom-up-Ansatz eignet sich insbesondere, um die

Emissionen aus fossiler Brennstoffnutzung zu berechnen, da der Handel und die Verwertung von fossilen Brennstoffen sehr gut dokumentiert sind. Die Top-down-Methode verwendet atmosphärische Konzentrationsmessungen der interessierenden Gase (in diesem Fall CO<sub>2</sub> oder CH<sub>4</sub>), kombiniert diese mit der Kenntnis über den atmosphärischen Transport und berechnet dann die Quellen und Senken, also die Austauschflüsse, durch inverse Modellierung. Dieser Ansatz liefert daher Abschätzungen für größere räumliche Regionen.

Für den Top-down-Ansatz kommt ein atmosphärisches Chemie-Transport-Modell zum Einsatz. Als erstes geht eine Vorab-Abschätzung der Austauschflüsse in das Modell ein, die so lange modifiziert wird, bis sie bestmöglich mit den atmosphärischen Messungen der Treibhausgase übereinstimmt (Abb. 3). Diese Methode heißt inverse Modellierung. Heutzutage werden Treibhausgasmessungen in bodennaher Luft an über hundert Standorten weltweit durchgeführt. Diese *in situ*-Messungen sind sehr genau, weswegen bis vor wenigen Jahren die meisten inversen Modellierungen darauf basierten.

Die Variabilität von CO<sub>2</sub> und CH<sub>4</sub> in bodennaher Luft entsteht durch die Quellen und Senken von CO<sub>2</sub> und CH<sub>4</sub> sowie durch den vertikalen Transport in der Atmosphäre, der sich mit dem Temperaturgradienten, also der Sonneneinstrahlung, ändert. Daher ist die Kenntnis des vertikalen Transports in der Atmosphäre zwar für zuverlässige Abschätzungen der Austauschflüsse unerlässlich, allerdings ist er oft nicht gut bekannt. Die zugrunde liegenden Prozesse wie atmosphärische Turbulenz und Wolkenbildung sind in den bisherigen atmosphärischen Transportmodellen nicht explizit aufgelöst, sondern parametrisiert. Dies führt zu systematischen Fehlern. Ein weiterer Nachteil der Messungen in bodennaher Luft ist die schlechte räumliche Abdeckung in einigen Regionen der Welt.

*In situ*-Messungen, Fernerkundung sowie die Messungen der Vertikalprofile liefern große Datenströme, die es in die inverse Modellierung einzubinden gilt. Bei der Einbindung dieser zusätzlichen Datenströme bezüglich der atmosphärischen Spurengasverteilung muss neben den stark unterschiedlichen Datenmengen auch deren unterschiedliche Repräsentativität (z. B. räumliche Auflösung von Satellitendaten verglichen mit bodengestützten Messungen) berücksichtigt werden. Das stellt besondere Anforderungen an die Abschätzung der Unsicherheiten. Die Berechnung von Quellen und Senken von CO<sub>2</sub> aus Gesamtsäulenmessungen mit Hilfe eines Modells ist ein Beispiel für die Top-Down-Methode (Abb. 4).

## Zusammenfassung

Seit der Industrialisierung haben anthropogene Emissionen kohlenstoffhaltiger Treibhausgase das Klima der Erde stark beeinflusst. Für diese menschengemachten jährlichen Kohlenstoffemissionen gibt es kein Beispiel in den letzten 56 Millionen Jahren. Daher können

wir aus der Vergangenheit nur bedingt lernen, wie das Klima auf diese Emissionen reagieren wird. Die anthropogene Klimaänderung wäre noch größer gewesen, wenn der gesamte emittierte Kohlenstoff in der Atmosphäre verblieben wäre. Jedoch haben bisher der Ozean und die Landökosysteme die Hälfte davon aufgenommen. Für die Vorhersage des Klimas ist es daher zentral zu wissen, wie sich die Austauschflüsse kohlenstoffhaltiger Treibhausgase künftig verhalten werden.

## Literatur

- [1] F. T. Mackenzie und A. Lerman, Carbon in the Geobiosphere – Earth's Outer Shell, Springer, Dordrecht (2006)
- [2] C. Le Quéré et al., Earth System Science Data 8, 605 (2016)
- [3] M. Javoy et al. Nature 300, 171 (1982)
- [4] P. Ciais et al., Carbon and Other Biogeochemical Cycles, in: T. F. Stocker et al. (Hrsg.), Climate Change 2013, Cambridge University Press, Cambridge (2013), <http://bit.ly/2heCqzH>
- [5] H. A. Mooney, J. Roy und B. Saugier (Hrsg.), Terrestrial Global Productivity, Academic Press, San Diego u. a. (2001)
- [6] E. A. Davidson et al., Nature 440, 165 (2006)
- [7] Z. Yu et al., Geophysical Research Letters 37, L21810 (2010)
- [8] G. Hugelius et al., Biogeosciences 11, 6573 (2014)
- [9] S. Kirschke et al., Nature Geoscience 6, 813 (2013)
- [10] G. Myhre et al., Anthropogenic and Natural Radiative Forcing, in: T. F. Stocker et al. (Hrsg.), Climate Change 2013, Cambridge University Press, Cambridge (2013), <http://bit.ly/2siaTmz>
- [11] A. Karion et al., J. Atmos. Oceanic Technol. 27, 1839 (2010)
- [12] T. Machida et al., J. Atmos. Oceanic Technol. 25, 1744 (2008)
- [13] A. Petzold et al., Tellus B 67, 13801 (2015)
- [14] D. Wunch et al., Phil. Trans. R. Soc. A. 369, 2087 (2011)

## DIE AUTOREN

**Thorsten Warneke** (FV Umweltphysik, Didaktik der Physik) studierte Physik und Mathematik in Tübingen, Heidelberg und den USA. Er promovierte am National Oceanography Centre in Southampton und wechselte 2002 an das Institut für Umweltphysik der Universität Bremen.



**Christoph Gerbig** (FV Umweltphysik) studierte in Aachen und Wuppertal Physik und promovierte am FZ Jülich und an der Universität Wuppertal. Nach einem Forschungsaufenthalt in Harvard wechselte er ans MPI für Biogeochemie in Jena. 2009 hat er sich an der Universität Jena habilitiert.

**Lars Kutzbach** studierte Biologie und Bodenkunde in Hamburg und promovierte am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung in Bremerhaven. Anschließend ging er als Postdoc an die Universität Greifswald und war nach 2009 Juniorprofessor an der Universität Hamburg. Seit 2015 ist er dort Professor am Institut für Bodenkunde.



**Justus Notholt** (FV Umweltphysik) studierte Physik in Kassel und promovierte in Physikalischer Chemie. Nach einem Postdoc-Aufenthalt am C.C.R. Ispra (Italien) wechselte er ans Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung. Seit 2002 ist er Professor an der Universität Bremen.