

# Hans-Ulrich Schmutz

## Die Zeitgestalt des Kohlenstoffkreislaufes der Erde

### Ein Beitrag zum Verständnis des anthropogen bedingten Klimawandels

Das durch Zivilisationsvorgänge stetig zunehmende Treibhausgas Kohlendioxid wird durch den Photosyntheseprozess der pflanzlichen Organismen teilweise wieder der Atmosphäre entnommen und in vorübergehend stabile Kohlenstoffverbindungen umgewandelt. Zunächst denkt man dabei an die Landpflanzen, besonders an die tropischen Regenwälder. Doch die Primärproduktion des Phytoplanktons in den Weltmeeren ist ebenso groß, wie die aller Landpflanzen. Dies ist umso erstaunlicher, als im Phytoplankton nur ca. ein Prozent des weltweiten Kohlenstoffes gebunden ist. Bei der Frage nach der Brisanz der prognostizierten Klimaerwärmung muss demnach ein besonderes Augenmerk auf die Kohlenstoffumsetzung in den Ozeanen und die Deponie von Kohlenstoffverbindungen in den Ozeanböden gelegt werden: Welche Rolle spielt das ozeanische Planktonleben im Kohlenstoffkreislauf?

Infolge der globalen Erwärmung verändern sich die Bedingungen für die irdischen Lebensprozesse. Ein Vergleich der Stoffumsetzungen und Umlaufgeschwindigkeiten der verschiedenen Kohlenstoffkreisläufe zeigt, wie die zivilisatorische Freisetzung von  $\text{CO}_2$  mit einer hohen Prozessgeschwindigkeit in den langsamen geologischen Teilkreislauf eingreift: Der Anstieg der Globaltemperatur um  $1,0\text{ }^\circ\text{C}$  ist für sich noch keine bedeutsame Aussage. Maßgeblich ist, dass dieser Anstieg in nur 100 Jahren erfolgt ist. Neueste Prognosen nehmen für die nächsten 100 Jahre einen weiteren Temperaturanstieg um  $1,6$  bis  $6\text{ }^\circ\text{C}$  an, als Folge einer Verdoppelung des  $\text{CO}_2$ -Gehaltes. Eine um  $7\text{ }^\circ\text{C}$  höhere Temperatur als heute hatte die Erde aber letztmalig vor 130 Millionen Jahren in der beginnenden Kreidezeit. Der Mensch bringt die globale Erdtemperatur also nicht nur zu abnormen Werten, sondern beschleunigt den Temperaturanstieg in einem noch nie da gewesenen Maß. Wie groß diese Beschleunigung ist, zeigt sich auch in der Tatsache, dass aufgrund der seit 1985 nachlassenden Sonnenaktivität von Natur aus eigentlich eine Abkühlung zu erwarten wäre. Dies führt dazu, dass die Lebewesen nicht mit den mit der sehr schnellen Veränderung der Atmosphäre einher-

### Überblick über die Ergebnisse

gehenden neuen Lebensbedingungen wesensgemäß umgehen können. Das Fließgleichgewicht des Zusammenspiels von Stoffaufbau (Photosynthese) und Ausscheidung von  $\text{CO}_2$  in rhythmischer Folge wird nachhaltig gestört.

### Die Zeitdynamik des Kohlenstoffkreislaufes

Man kann vier Teilkreisläufe mit je ganz verschiedenen Prozessgeschwindigkeiten differenzieren (Abb. 1a, 1b).<sup>1,2,3</sup> Der langsamste Teilkreislauf (1 in Abb. 1b)) spielt sich im Rahmen der Gesteinsbildung und -auflösung ab. Die Hauptmenge an Kohlenstoff überhaupt befindet sich in den karbonatischen Gesteinen (Kalk 35 Mio. GtC, Dolomit 25 Mio. GtC; 1 GtC = 1 Milliarde Tonnen Kohlenstoff) und organischen Ablagerungen (feste organische Abfälle 15 Mio. GtC, davon als fossile Rohstoffe verfügbar 4000 GtC). Die mittlere Verweildauer dieser gebundenen Kohlenstoffe beträgt 340 Millionen Jahre, das heißt der Zyklus von Gesteinsbildung bis zur Wiederauflösung dauert so lange. Der zweitlangsamste Umsetzungszyklus (2) dauert etwa 1500 Jahre. Es handelt sich dabei um den Austausch von Kohlenstoff zwischen den ozeanischen Oberflächenströmungen und den Tiefen- sowie Bodenströmungen. In diesem Teilkreislauf sind 38.000 GtC eingebunden.

Der schnellste anorganische Teilkreislauf (3) mit einer Umsetzungsdauer von nur 4 Jahren findet in der Atmosphäre statt. Dort befindet sich mit 800 GtC relativ wenig Kohlenstoff in Form von vorwiegend  $\text{CO}_2$ .

Die bisher aufgezählten Teilkreisläufe stehen in logischem Zusammenhang mit physikalischen und chemischen Kräftewirkungen. Beim vierten Teilkreislauf (4a, 4b) herrschen andere Kräftewirkungen, nämlich diejenigen der Lebensprozesse auf dem Land und im Wasser. In Lebewesen auf den Kontinenten sind 800 GtC eingebunden, mit einer mittleren Verweildauer von 11–40 Jahren. Zur Hauptsache handelt es sich dabei um die Wälder der Erde. Die marinen Lebewesen, vor allem das Plankton, binden nur 3 GtC, haben aber eine sehr hohe Kreislaufgeschwindigkeit von wenigen Tagen.

Die Zahlen des jährlichen Austausches innerhalb der Teilkreisläufe veranschaulichen die Bedeutung der verschiedenen Teilprozesse (Abb. 1a, 1b). Nur 0,2 GtC wechseln jährlich vom tiefen Ozeanwasser in die Gesteinsschicht. In die Atmosphäre entweichen durch Waldrodung 1,6 GtC und durch industrielle Prozesse 6 GtC. Größere Mengen wechseln zwischen dem ozeanischen Oberflächenwasser und der marinen Biosphäre,

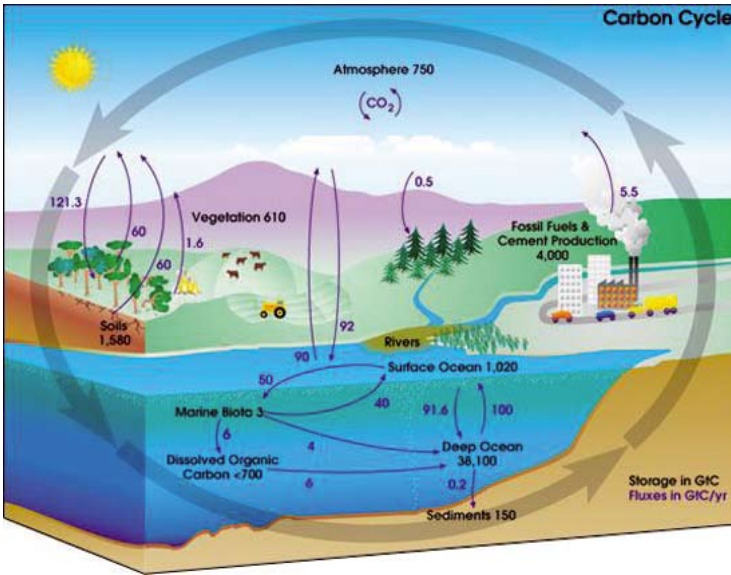
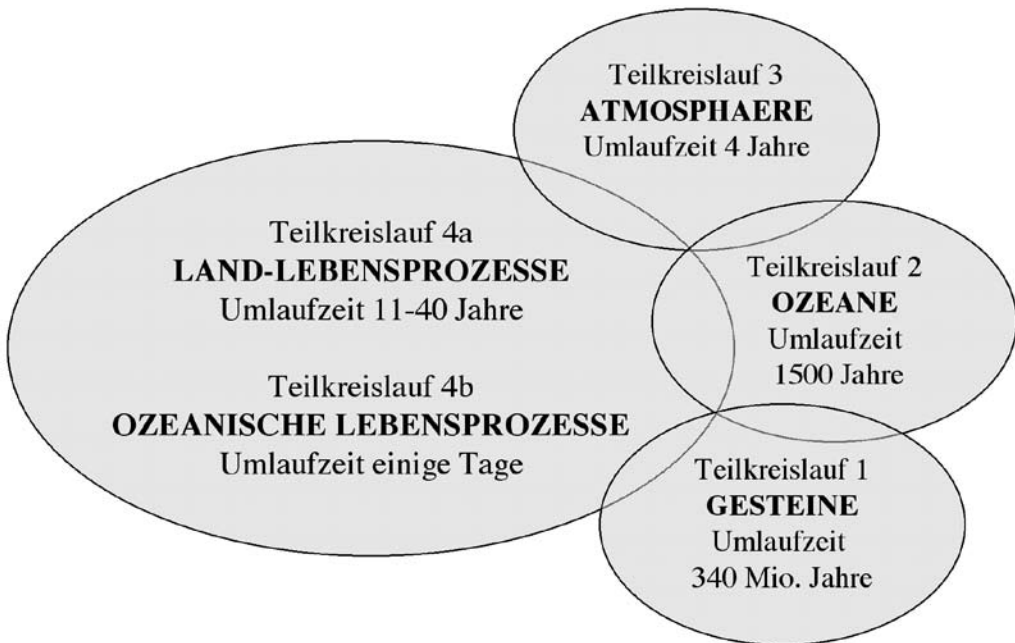


Abb. 1a: Der Kohlenstoffkreislauf mit Mengenangaben (schwarz) in GtC (= Milliarden Tonnen Kohlenstoff) und Stoff-Flüssen (violett, mit Pfeil) in GtC pro Jahr (aus <http://earthobservatory.nasa.gov/Library/CarbonCycle> 2). Genauere Erläuterungen im Text.

Abb. 1b: Das Zusammenspiel der 4 Teilkreisläufe im globalen Kohlenstoffkreislauf. Man beachte die großen Unterschiede in den Umlaufzeiten.



nämlich 50 GtC. Von der Biosphäre aus wechseln 6 GtC in löslichen Kohlenstoff, welcher im mitteltiefen Ozean längere Zeit verweilt.

Bei terrestrischen Photosyntheseprozessen liegt der Eintrag von Kohlenstoff in der Größenordnung von 120 GtC. Die Abgabe durch Verrottung und Verbrennung ist allerdings um einen Bruchteil (0,3 GtC) größer.

Zieht man eine vorläufige Bilanz, so sieht man, dass eine Verringerung des atmosphärischen Kohlenstoffgehaltes nicht über das Landleben, sondern über das mengenmäßig bescheidene, aber sehr aktive marine Planktonleben geschieht. Das Planktonleben hat es bisher zustande gebracht, dass der Anstieg des atmosphärischen Kohlenstoffgehaltes um ein Drittel geringer ausfiel als die zivilisatorische Freisetzung von Kohlenstoff in die Atmosphäre (vgl. Abb. 7).

### Bindung von Kohlenstoff durch biogene Kalksteinbildung

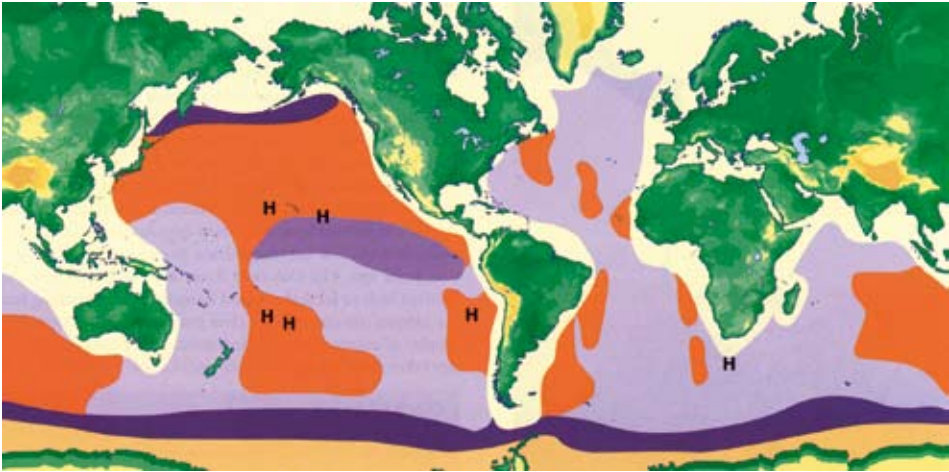
Ein Blick auf die Weltkarten der Sedimentablagerungen am Meeresgrund (Abb. 2) zeigt einige Besonderheiten:<sup>4</sup> In der Tiefsee ab 4000 Meter Tiefe wird relativ wenig Sediment abgelagert. Dort beträgt die mittlere Sedimentdicke über den ultrabasischen Ozeanbodengesteinen weniger als 500 Meter (Abb. 3). In der Nähe der Mittelozeanischen Rücken mit relativ jungen Ozeanbodengesteinen und in Regionen mit stärkerer Strömung des ozeanischen Bodenwassers ist der Ozeanboden fast sedimentfrei. In den Breiten von 40° N bis 50° S wird vor allem roter Tiefseeton abgelagert. Er stammt aus kontinentalen Flusseinschwemmungen, welche wegen der geringen Korngröße sehr weit verfrachtet werden können. Eine Ausnahme bildet ein Streifen mit kieseligem Radiolarienschlamm im Äquatorbereich des Zentral- und Ostpazifik und im Ostindik. Die Tiefseeböden in den Breiten über 45-50° bestehen aus kieseligem Diatomeenschlamm.

Die Ablagerungsrate von Kieselschlamm beträgt pro 1000 Jahre nur 0,3-1 cm. Abschätzungen ergeben, dass der jährliche kontinentale Eintrag von gelöstem Kiesel durch die Flüsse etwa dem Deponieren von biogen entstandenem Kiesel entspricht. Ohne die Lebensprozesse würde also der Gehalt an gelöstem Kiesel laufend zunehmen und damit der pH-Gehalt der Ozeanwässer sich verändern.

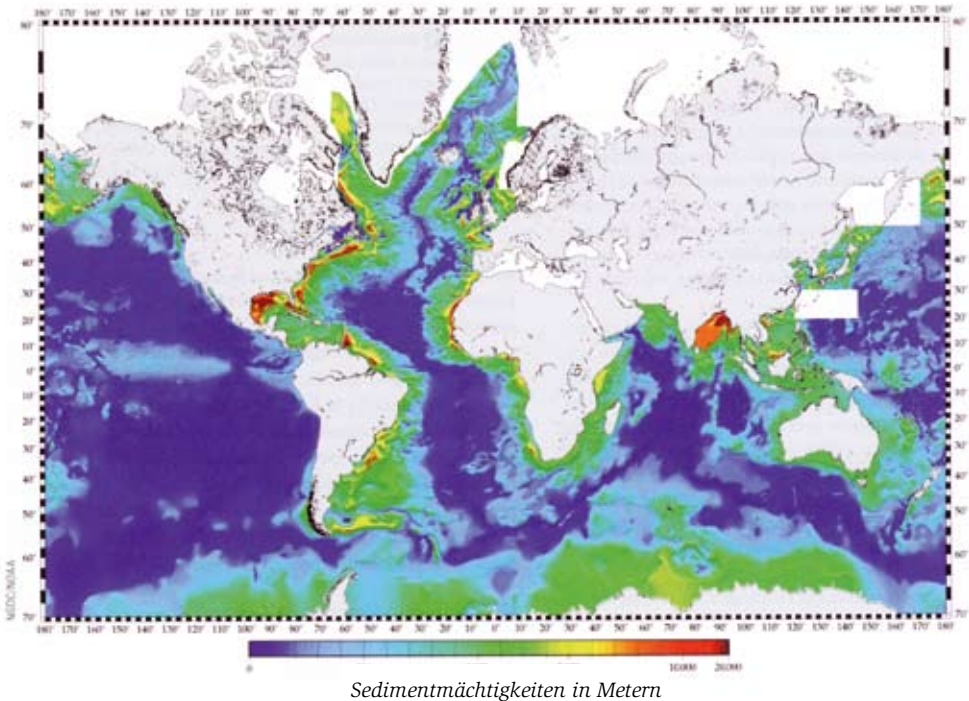
Ein weiterer Grund für die geringe Sedimentation in den subtropischen und tropischen Breiten ist die Nährstoffarmut und daher sehr geringe Menge an Phytoplankton, bestehend aus

Rechte Seite unten:

*Abb. 3: Weltkarte der ozeanischen Sedimentmächtigkeiten (aus Garrison 2007, siehe Anm. 4). Die Mächtigkeiten von 0-200 m (dunkelblau) konzentrieren sich auf den Tiefseepazifik und auf die Umgebungen der Mittelozeanischen Rücken. Mittlere Sedimentmächtigkeiten um 1000-3000 m findet man in Schelfmeer-Regionen. Extreme Mächtigkeiten von über 6000 m treten auf in den Mündungsgebieten der großen Flüsse wie Mississippi, Ganges oder Amazonas.*



Oben: Abb. 2: Weltkarte der Sedimentablagerungen am Meeresgrund (aus Garrison 2007, s. Anm. 4). Rund um die Kontinente sind die überfluteten Kontinentalbereiche (Schelfmeere) mit vorwiegend terrigenen Sedimenten hellgelb gefärbt. Marine Eiszeitliche Ablagerungen rund um die Antarktis und um Spitzbergen sind hellbraun und Tiefseeablagerungen aus Tonmineralien haben orange Farbe. Die biogenen Ablagerungen der Tiefseeböden werden in drei Differenzierungen angegeben: Kalkschlämme hauptsächlich aus Foraminiferen oder Globigerinen (Hellviolett), Radiolarien-Silikatschlämme (Mittelviolett) und Diatomeen-Silikatschlämme (Dunkelviolett). Bei H findet man eine Häufung von Manganknollen.



Cyanobakterien und Dinoflagellaten. Die Nährstoffarmut beruht auf dem Fehlen der Durchmischung der Wassermassen. Die Ausbildung einer permanenten Wasserschichtung ist dort stark, wo wenig Kieselalgen respektive Kalkalgen leben.

Es stellt sich nun die Frage, warum in den ozeanischen Tiefseebecken kein Kalkschlamm abgelagert wird. Dies hat einerseits chemische Gründe. In den Oberflächenbereichen dieser Regionen leben und sterben durchaus Kalkschalen bildende Lebewesen, vor allem Plankton mit einem großen Massenumsatz. Die nach dem Absterben sich zu Boden senkenden Kalkschalen können nur bis in eine Tiefe von 3800-4500m abgelagert werden. In größeren Tiefen wird der Kalk wegen des hohen Druckes schneller aufgelöst, als er abgelagert wird. Aus diesem Grund findet man in großer Tiefe nur Ton- und Kieselablagerungen.

Die größten Ablagerungsflächen erreichen Kalktrümmer und vor allem Kalkschlämme in Wassertiefen zwischen 400 m und 4500 m. Es sind dies die mitteltiefen Regionen des zentralen und südlichen Atlantiks, des westlichen und südlichen Indiks sowie des südöstlichen Pazifiks, also vor allem die Bereiche der mittelozeanischen Rücken. Die Mächtigkeit dieser Ablagerung ist, wie oben schon aufgeführt, relativ gering (100-500m). Die Ablagerungsrate wird pro 1000 Jahre auf weniger als 3cm geschätzt. Das Material stammt vorwiegend aus dem langsamen Absinken der kleinsten Schalenteilchen des Planktons, hauptsächlich von Foraminiferen. Orte der stärkeren Sedimentation von planktonischem Kalk sind die Schelfmeere, weil dort aller absinkender Kalk am Boden ankommt und sedimentiert. Dort lagert sich eine Mischung von terrestrischem Schutt und biogenem Kalk ab. Die Orte stärkster Kalksedimentation sind die warmen Flachwasserregionen, wo sich Korallenriffe befinden. Die Wassertemperatur darf hier im kältesten Monat des Jahres 20 °C nicht unterschreiten.

Versucht man, die jährliche Bindung und Sedimentation von biogen gebildetem Kohlenstoff in Form von Karbonatgesteinen abzuschätzen, so kommt man auf erstaunliche Mengen. Durch die Photosynthese von Wasserlebewesen werden jährlich ca. 15-500 Gramm Kohlenstoff pro Quadratmeter Meeresfläche der Luft oder dem Wasser entzogen.<sup>1,5</sup>

**Bitte lesen Sie weiter in der Print-Ausgabe!**