

*Der Kreislauf tut nur seine Pflicht,
solang er kreist, sonst tut er's nicht.*
Wilhelm Busch (1832 - 1908)

Alles fließt. (panta rhei)
Heraklit (544 - 483)

Der Kohlenstoffkreislauf

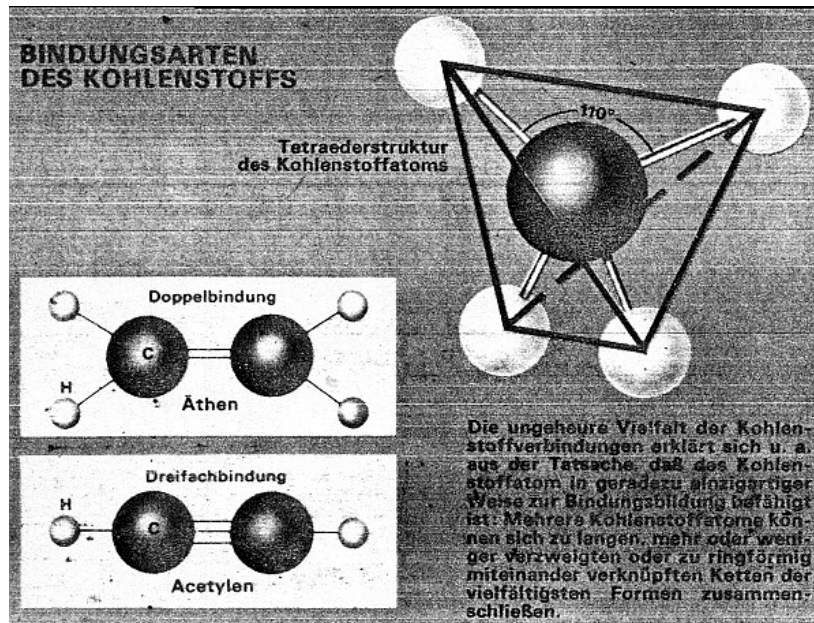
Proseminar
Prof. Dr. Michael Matthies

Gliederung

Biogeochemische Bedeutung des Kohlenstoffs	2
Kreislauf	3
Die Speicher	4
Die Flüsse	4
Meereskreislauf	5
Landkreislauf	5
Methanbildung	5
Vulkanismus	5
Menschliche Einflüsse	5
Die Modelle	6
Szenarien	16
Vergleich mit anderen Modellen	20
Literaturverzeichnis	23

Biogeochemische Bedeutung des Kohlenstoffs

Das Leben auf dieser Erde wird durch die Elemente Kohlenstoff (C), Wasserstoff (H₂), Sauerstoff (O₂), Stickstoff (N₂), Schwefel (S) und Phosphor (P) (auch als Abkürzung CHONSP in der Literatur bekannt) und ihre mannigfaltigen Verbindungen untereinander bestimmt. Kohlenstoff ist unter diesen durch seine molekulare Tetraederstruktur sehr kontakt- und damit sehr bindungsfähig.



(Abb. 1a)

Diese Arbeit beschäftigt sich nur mit einer kleinen Auswahl der ungeheuren Vielzahl der Kohlenstoffverbindungen, die in den wichtigsten (größten) Kohlenstoffkreisläufen der Erde vorkommen.

Kohlendioxid	CO ₂
Methan	CH ₄
Kohlenmonoxid	CO ²⁻
Zucker	C ₆ H ₁₂ O ₆
Kohlensäure	H ₂ CO ₃
Carbonat	HCO ₃ ⁻
Bicarbonat	CO ₃ ²⁻
Calciumkarbonat = Kalk	CaCO ₃
Magnesiumkarbonat	MgCO ₃
Natriumkarbonat	Na ₂ CO ₃

Andererseits macht Kohlenstoff nur ein Promille der Erdmasse aus.

Kreislauf

Kreisläufe bestimmen unsere Umwelt und unser Leben. Sie beschreiben die Umorganisierung von Atomen in Verbindungen.

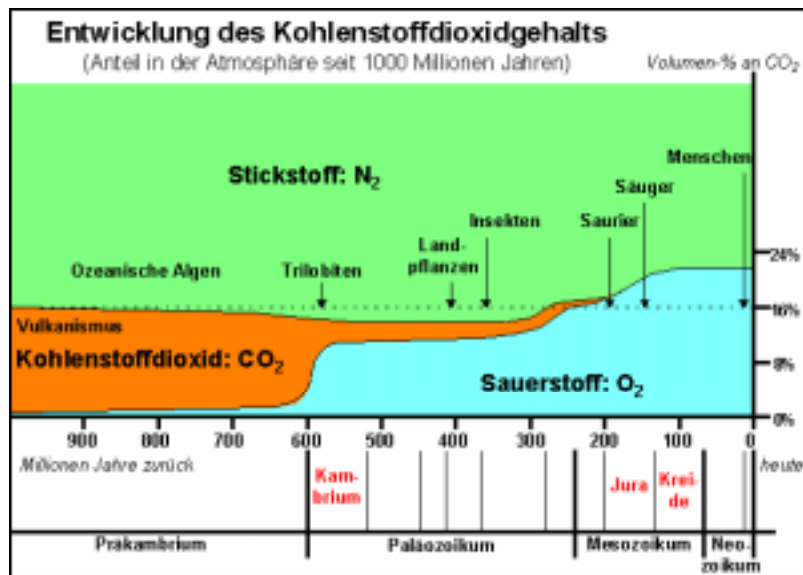
Ein Beispiel wie ein Kreislauf die Umwelt beeinflussen kann, ist die Photosynthese.

Sie wandelt CO_2 in energiereichem Zucker ($\text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_6$) um. Durch die Veratmung (Respiration) dieses Stoffes wirkt der Kohlenstoff auch indirekt an der Produktion von atmosphärischem Sauerstoff (O_2) und ist damit an der Temperatur der Erdoberfläche beteiligt.

Die chemische Reaktionen sind die folgenden:



Gehen wir in der Weltgeschichte ins Präkambium (ca. 900 Millionen Jahre) zurück, so war die Zusammensetzung der Atmosphäre nicht immer gleich der heutigen. Vor dem aeroben Leben (Leben unter Ausschluss O_2) bestand die Atmosphäre noch aus ca. 16% CO_2 .



(Abb.2.a)

Sauerstoff war noch nicht vorhanden. Erst durch die „Erfindung“ der Photosynthese von Meeresorganismen war eine Anreicherung der Luft mit O_2 möglich. Sie stellten damit die Weichen für das Leben, wie wir es heute kennen.

Systematisch ist ein Kreislauf in Flüssen und Speichern aufgeteilt.

Die Speicher

Kerogen ist die Bezeichnung für organische Substanzen, auch Überreste von pflanzlichen und tierischen Weichteilen, aus denen Kohle und Erdöl entstehen können - im Gegensatz zu Carbonat, welches aus Skelettbruchstücken, meist mariner Organismen, besteht. Aus Carbonat kann Kalk und Dolomit entstehen. DIC steht für Dissolved Inorganic Carbon.

Man kann zwei verschiedene Speicherarten voneinander unterscheiden.

Speicher erster Art sind reich an Kohlenstoff und ihre Austauschrate ist sehr gering.

Hierunter fallen als erstes die Sedimente der Lithosphäre: Calciumcarbonat (CaCO_3), also Kalkgestein ist das mit Abstand größte Reservoir auf der Erde (s. Abb. 1). Schätzungen gehen von $35,0 \cdot 10^6$ C-Gehalt in 10^9 t aus. Ein C-Atom verbleibt durchschnittlich $342 \cdot 10^6$ Jahre dort.

Calciummagnesiumcarbonat hat bei der selben Verweilzeit ein Umfang von $25,0 \cdot 10^6$ C-Gehalt in 10^9 t. Die organischen Abfallstoffe (Detritus) betragen $15,0 \cdot 10^6$ C-Gehalt in 10^9 t wobei die gewinnbare, fossile Brennstoffe (Erdöl, Erdgas, Steinkohle, Braunkohle und Torf) auf 4000 C-Gehalt in 10^9 t ebenfalls bei einer Verweilzeit von $342 \cdot 10^6$ Jahre angesetzt sind.

Ein weiteres wichtiges Reservoir stellt die Tiefsee dar. Die Tiefsee zusammen mit der Oberschicht bildet zusammen die Schichten der Ozeane (stark vereinfacht). Die Ozeane zusammen mit den Flüssen und Seen bilden die Hydrosphäre. Im Gegensatz zu der Oberschicht der Ozeane verbleibt Kohlenstoff ca. 1500 Jahre in dieser Schicht.

Betrachtet man nun die Oberschicht, so findet man die zweite Art der Speicher. Diese zeichnen sich durch einen relativ kleinen Kohlenstoffgehalt aber durch eine schnelle Umsetzrate ab.

Die Oberschicht des Ozeans ist in ständigem Austausch mit der Atmosphäre verbunden und so finden wir hier den Kohlenstoff in den Ionen-Formen HCO_3^- und CO_3^{2-} vor.

Die Atmosphäre ist zwar von ihrer Kapazität ein eher kleines Reservoir, doch ist es wegen seiner Lage und schnellen Umsetzung ein sehr wichtiger Speicher. Kohlendioxid beträgt hier einen Anteil von 0.03%, was ca. 720 C-Gehalt in 10^9 t ausmacht. Methan ca. 6.24 und Kohlenmonoxid 0.23 C-Gehalt in 10^9 t. Mit den Verweilzeiten 4, 3,6 und 0,1 Jahren.

In der Biosphäre bzw. Pedosphäre könnte man als mögliche Speicher der zweiten Art die lebenden Pflanzen mit 560 C-Gehalt in 10^9 t und die anderen zusammen mit den toten Organismen (1200 C-Gehalt in 10^9 t) zählen. Die Verweilzeiten bestehen hier bei 11 bzw. 40 Jahren.

Die Flüsse

Nun existieren natürlich auch „Verbindungen“ zwischen den großen Speichern dieser Erde, die sogenannten Flüsse. Nur 1% des auf der Erde vorkommender Kohlenstoffs ist im Kreislauf „unterwegs“, d.h. im Fluss. Von diesem befinden sich momentan ungefähr 38% in der Vegetation und ungefähr 26% in der Oberschicht des Ozeans.

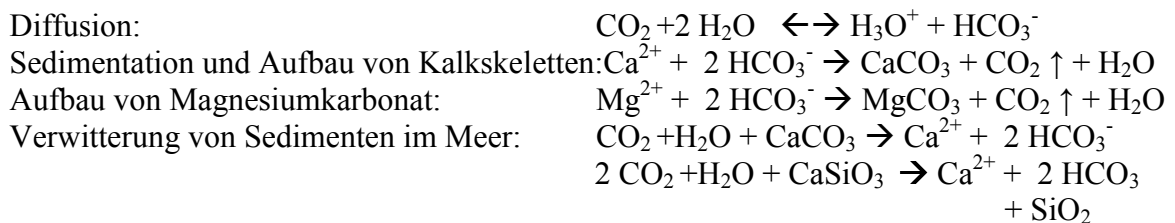
Zur besseren Übersicht werden die Flüsse in einen Meeres- und einen Landkreislauf eingeteilt. Diese Art von Aufteilung ist zum Verständnis einfach, jedoch muss immer dabei bedacht werden, dass das eine in das andere greift.

Meereskreislauf

Der Meereskreislauf ist weitgehend in sich geschlossen, d.h. der Austausch mit anderen Sphären ist gering.

Innerhalb des Wassers besteht eine Kohlenstoffumlaufbahn durch Diffusion, Zirkulation des Wassers (räumliche Verteilung) und Kalkablagerung. Ferner findet auch hier eine Art von Photosynthese und Veratmung durch die Organismen der Ozeane statt. Kalk wird durch Ausscheidung bei der Assimilation der Wasserpflanzen (z.B. Kalkgerüst von Schwämmen und Korallen) zusätzlich produziert. Der Oberschicht der Ozeane wird eine weitere wichtige Rolle zugeschrieben: Sie ist die Pufferzone für die atmosphärische CO₂-Kontraktion. Deswegen gibt es keine Diffusion des Kohlenstoffs in der Atmosphäre. Der Ozean ist jedoch der beste Zugang zur einzigen richtigen Kohlenstoffsенke: die Sedimentation.

Die chemischen Reaktionen sind die folgenden:



Landkreislauf

Die Austausche der Biosphäre sind die Photosynthese (s.o.), die Veratmung (s.o.) und die Bodenatmung. Ihre Senke ist die Fossilierung durch Bindung organischen Kohlenstoffs unter anaeroben Bedingungen. (Leben mit Sauerstoff)

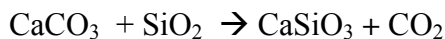
Methanbildung

Die biologische Methanbildung ist ein Prozess, der in der Natur überall dort stattfindet, wo organisches Material (Biomasse) in feuchter Umgebung und unter Luftabschluss durch die Stoffwechselaktivität natürlicher Methanbakterien verrottet. Beispiele hierfür ist die Entstehung von Sumpfgas, die Methanbildung im Verdauungstrakt von Wiederkäuern, in nassen Kompostierungsanlagen und in überfluteten Reisfeldern.

Vulkanismus

Der wahrscheinlich älteste und von den Menschen schwer zu beeinflussende Fluss ist der Vulkanismus (Subduktion). Dieser ist sporadisch, aber dann meistens heftig.

Die chemische Reaktion ist die folgende:



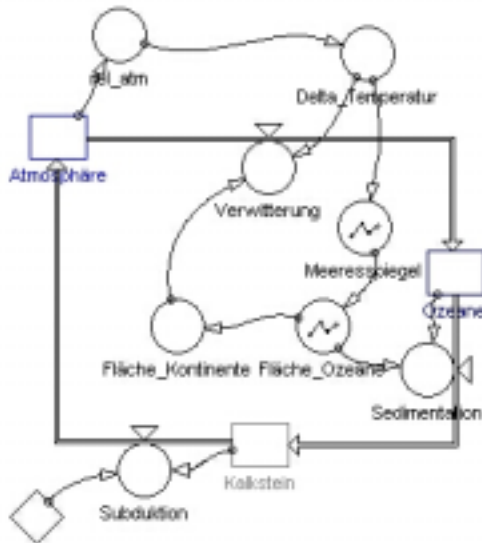
Menschliche Einflüsse

Wir Menschen beeinflussen den Kohlenstoffkreislauf durch Brandrodung, das Verbrennen von fossilen Rohstoffen, Reisanbau, etc. Doch in wie weit und mit welchen Konsequenzen unser Handeln auf das globale Klima einwirkt, sind Fragen, die in einer anderen Arbeit geklärt werden sollen.

Die Modelle

Unsere Modelle basieren auf Arbeiten der Geologischen Abteilung der Cornell University, in denen die Software STELLA verwendet wurde. Wir griffen auf POWERSIM zurück, wobei sich herausstellte, daß die Möglichkeiten der Programme ähnlich sind.

Wir beginnen mit einem einfach strukturierten Modell zur Analyse der Bedeutung der Plattentektonik über längere Zeiträume (hier 2 Mio. Jahre). Es besteht aus einem Kreislauf zwischen den Kompartimenten *Atmosphäre*, *Ozeane* und *Kalkstein*.



Die im Modell verwendeten Gleichungen:

Independent_Variables:

$$\text{init Atmosphäre} = 600$$

$$\text{init Ozeane} = 3.8e4$$

$$\text{init Kalkstein} = 48e6$$

$$\text{const Tektonik} = 1$$

Dependent_Variables:

$$\text{aux rel_atm} = \text{Atmosphäre}/600$$

$$\text{aux Delta_Temperatur} = 4.6 * (\text{rel_atm}^{.364}) - 4.6$$

$$\text{aux Meeresspiegel} = \text{GRAPH}(\text{Delta_Temperatur}, -15, 2.5, \\ [-198, -196, -190, -170, -77, -26, 0, 25, 47.5, 70, 86.5, 95.5, 100 \text{ "Min: -200; Max: 100"}])$$

$$\text{aux Fläche_Ozeane} = \text{GRAPH}(\text{Meeresspiegel}, -200, 100, [0.65, 0.67, 0.71, 0.75 \text{ "Min: 0; Max: 1"}])$$

$$\text{aux Fläche_Kontinente} = 1 - \text{Fläche_Ozeane}$$

$$\text{aux Verwitterung} = (7e4 * \text{EXP}(\text{Delta_Temperatur}/13.7)) * (\text{Fläche_Kontinente}/0.29)$$

$$\text{aux Sedimentation} = 7e4 * (\text{Ozeane}/3.8e4) * (\text{Fläche_Ozeane}/0.71)$$

$$\text{aux Subduktion} = 7e4 * (\text{Kalkstein}/48e6) * \text{Tektonik}$$

Flows:

$$\text{flow Atmosphäre} = - \text{Verwitterung} + \text{Subduktion}$$

$$\text{flow Ozeane} = \text{Verwitterung} - \text{Sedimentation}$$

$$\text{flow Kalkstein} = - \text{Subduktion} + \text{Sedimentation}$$

Die Einheit der Flüsse ist 10^9 t Kohlenstoff. Eine solche Gigatonne Kohlenstoff würde einen Kubus mit einer Kantenlänge von 940 m füllen.

Im *Delta_Temperatur* steckt die Gleichung nach VOLK. Die von dieser Gleichung implizierte Klimasensitivität, die die Temperaturerhöhung bei einer Verdopplung der CO_2 -Konzentration angibt, liegt bei 1,3 K. Auf diese Kenngröße wird später noch eingegangen. In der Kreide vor 100 Mio. Jahren lag in der Atmosphäre das 4 - 8-fache der heutigen Kohlendioxidkonzentration vor, womit der Beitrag des Kohlenstoffs zum Treibhauseffekt um 3 - 5 °C stärker gewesen sein dürfte.

In der Variable *Meeresspiegel* ist angegeben, wie dieser auf eine Änderung der Temperatur reagiert (Schmelzen der Polkappen, auch Ausdehnung des Wassers). Der Graph besteht aus 13 linear verbundenen Datenpunkten und läßt eine Schwankungsbreite von -200 m (bei *Delta_Temperatur* = -15 K) bis +100 m zu (bei +15 K). Die *Subduktion* ist von der Geschwindigkeit der Kontinentalplatten abhängig, der *Tektonik*. Verdoppelt sich diese, kann man von einem Anstieg des Meeresspiegels um 80 m ausgehen. Der Zusammenhang *Meeresspiegel-Fläche_Ozeane* wird durch die hypsometrische Kurve beschrieben. Dabei wird davon ausgegangen, daß sich das Relief nicht grundlegend geändert hat (und - einen gleichbleibenden Meeresspiegel vorausgesetzt - die Ozeanfläche auch damals 71 % ausmachte).

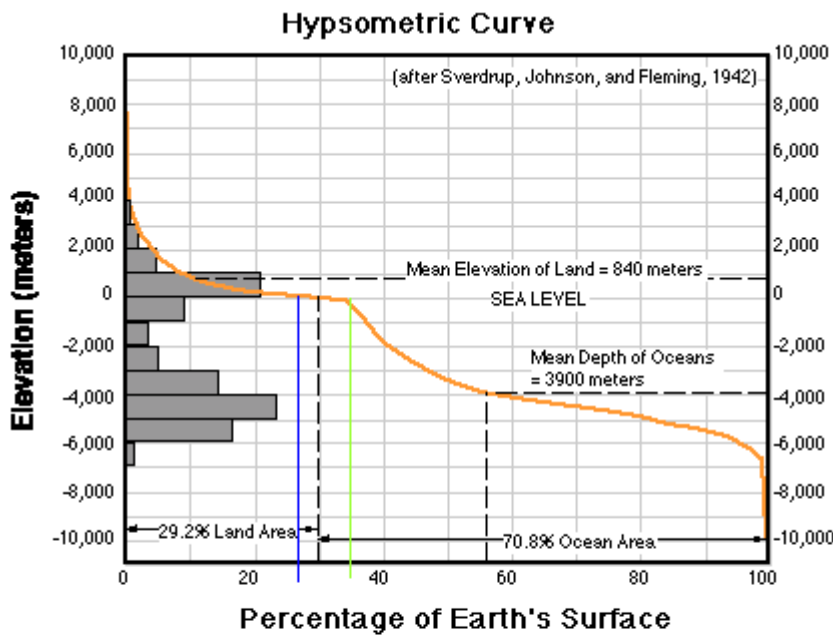


Figure XX. Distribution of elevation of Earth. Shaded bars on left represent the percentage of surface area within each 1000 m interval, showing two major peaks that correspond to the oceanic and continental crust, which, owing to density and thickness differences, "float" at different elevations. The curved line represents the cumulative distribution of elevations and is a bit tricky to read. For a given point on the graph, the x-axis value gives the percentage of the surface that has an elevation greater than the elevation corresponding to that point. From this curve, it is easy to see that a bit over 29% of the surface is above sea level. Raising sea level by 350 meters, as occurred around 100 million years ago, produces a change of up to 12% in the area covered by oceans, although the precise shape of the curve undoubtedly has changed over geologic time as mountains have formed and been eroded and seafloor spreading has sped up and slowed down.

Die folgende Grafik zeigt, daß es auch ohne den Einfluß des Menschen markante Schwankungen der Temperatur, der atmosphärischen Methan- und Kohlendioxidgehalt (mit Fehlerfläche) gegeben hat, wenn auch in einem beträchtlich längeren Zeitraum (die letzten 160000 Jahre, Daten gewonnen aus Eisbohrkernmessungen). Unter der Annahme, daß die Temperaturerhöhung nur aus einer Erhöhung des Kohlendioxidgehalts resultiert, kann man eine beträchtliche Klimasensitivität von 10 K ablesen.

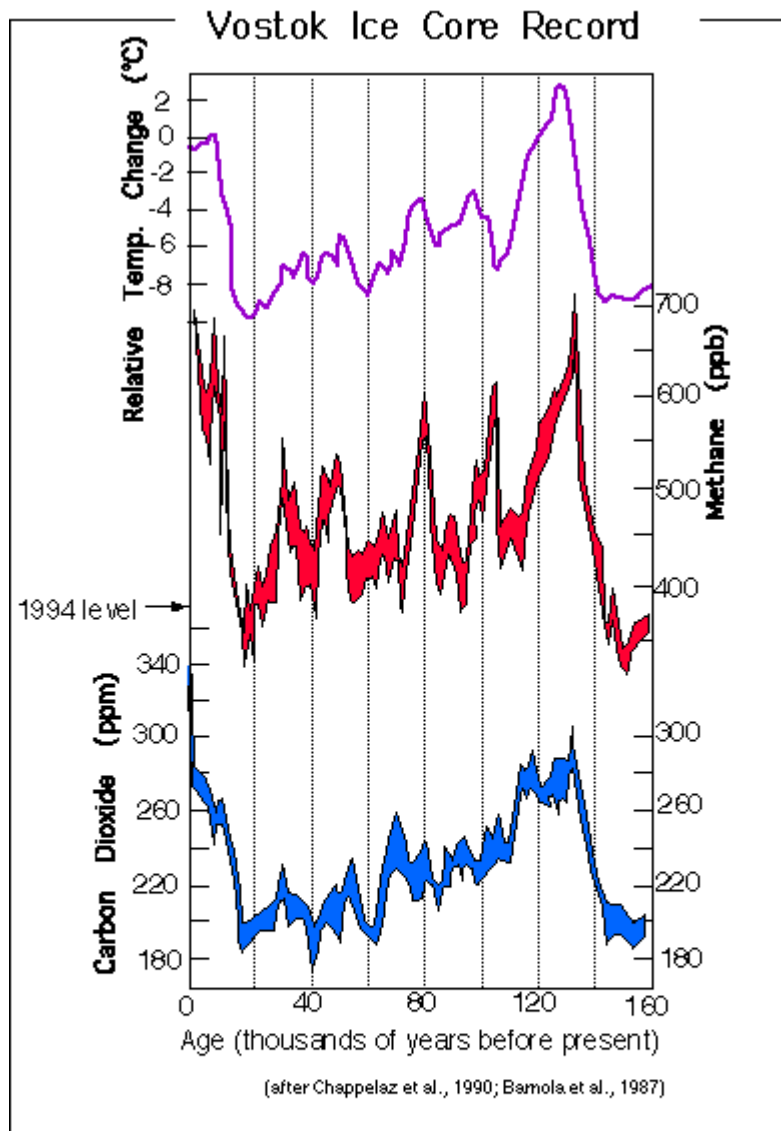
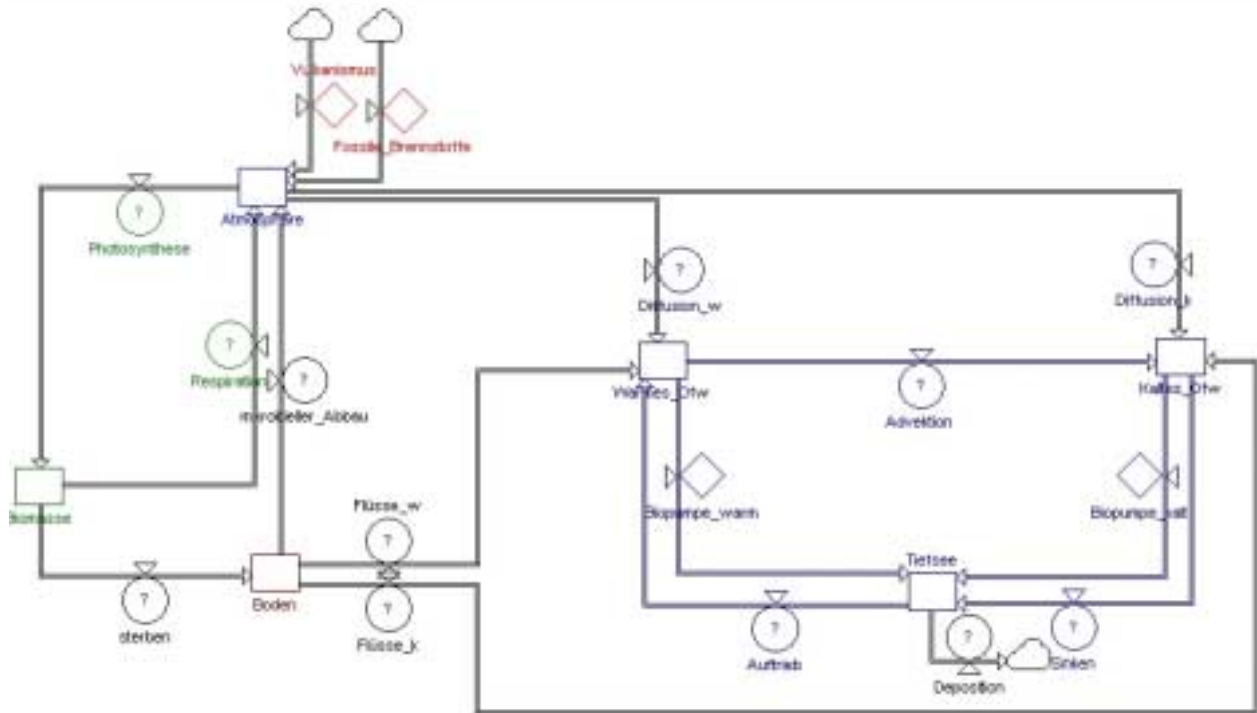


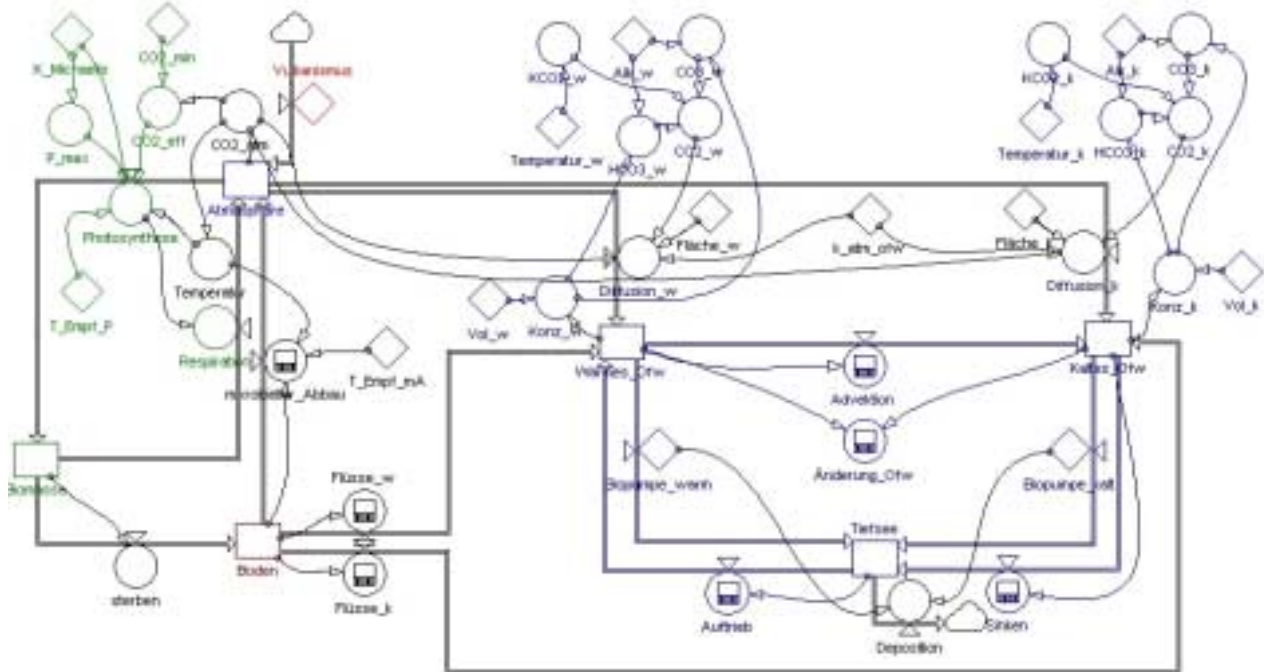
Figure 7.03 The climate record from the Vostok (Antarctica) ice core shows the natural variations in the atmospheric CO₂ levels associated with the swing between full glacial conditions and interglacial periods such as today. Note the 1994 atmospheric CO₂ level plotted on the left-hand side of the graph; we currently have an unusually high concentration of carbon dioxide. The climatological effects are thus potentially significant.

Um nun den anthropogenen Einfluß auf den Kohlenstoffkreislauf abschätzen zu können, verwendeten wir ein gänzlich anderes Modell. Die grundlegende Struktur



Der Kalkstein liegt außerhalb der Systemgrenze und macht sich durch die Flüsse *Vulkanismus* und *Deposition* bemerkbar. Damit das den Szenarien zugrundeliegende, ursprüngliche System stationär ist, werden diese Flüsse als gleich angesetzt. Auf die Größe Meeresspiegel wurde verzichtet: Bei einer maximalen Temperaturerhöhung von 2,5 K (in Szenario 1) wäre er um 25 m gestiegen, die Landmasse hätte 1 % der Erdoberfläche verloren. Der Ozean setzt sich aus den Kompartimenten warmes und kaltes Oberflächenwasser (bis in eine Tiefe von 100 m) und der Tiefsee zusammen. Neu ist auch die Biosphäre.

Hier das um die Parameter vervollständigte Modell nebst Gleichungen (noch ohne den Menschen):



Independent_Variables:

init Warmes_Ofw = 615.563121

init Tiefsee = 38000

const Biopumpe_warm = 6

const Temperatur_w = 298

const Alk_w = 2.24

const Vol_w = 0.0242

const k_atm_ofw = 0.278

init Atmosphäre = 600

const Vulkanismus = 0.6

init Kaltes_Ofw = 335.566821

const Alk_k = 2.18

const Fläche_k = 1/3

init Biomasse = 610

const Vol_k = 0.0121

const Temperatur_k = 281

init Boden = 1580

const Fläche_w = 2/3

const Biopumpe_kalt = 4

const T_Empf_P = 0.04

const CO2_min = 30

const K_Michaelis = 62.5

const T_Empf_mA = 0.10

Dependent_Variables:

aux $Konz_w = (Warmes_Ofw/12000)/Vol_w$
aux $CO3_w = Alk_w - Konz_w$
aux $KCO2_w = 0.035 + 0.0019 * (Temperatur_w - 278)$
aux $HCO3_w = (2 * Konz_w) - Alk_w$
aux $CO2_w = 280 * KCO2_w * (HCO3_w^2 / CO3_w)$
aux $CO2_atm = Atmosphäre * (280/600)$
aux $Diffusion_w = Fläche_w * k_atm_ofw * (CO2_atm - CO2_w)$
aux $Auftrieb = 99.6 * (Tiefsee / INIT(Tiefsee))$
aux $Flüsse_w = 0.4 * Boden / INIT(Boden)$
aux $Deposition = 0.6 * ((Biopumpe_kalt + Biopumpe_warm) / 10)$
aux $Änderung_Ofw = (Kaltes_Ofw + Warmes_Ofw) - (INIT(Warmes_Ofw) + INIT(Kaltes_Ofw))$
aux $Konz_k = (Kaltes_Ofw/12000)/Vol_k$
aux $HCO3_k = (2 * Konz_k) - Alk_k$
aux $KCO2_k = 0.035 + 0.0019 * (Temperatur_k - 278)$
aux $CO3_k = Alk_k - Konz_k$
aux $CO2_k = 280 * KCO2_k * (HCO3_k^2 / CO3_k)$
aux $Diffusion_k = Fläche_k * k_atm_ofw * (CO2_atm - CO2_k)$
aux $Advektion = 20 * (Warmes_Ofw / INIT(Warmes_Ofw))$
aux $Flüsse_k = 0.2 * Boden / INIT(Boden)$
aux $Sinken = 90.2 * (Kaltes_Ofw / INIT(Kaltes_Ofw))$
aux $Temperatur = (CO2_atm - 280) * .01$
aux $mikrobieller_Abbau = (49.4 / INIT(Boden)) * Boden * (1 + (T_Empf_mA * Temperatur))$
aux $CO2_eff = CO2_atm - CO2_min$
aux $P_max = ((K_Michaelis + 250) * 100) / 250$
aux $sterben = 50 * (Biomasse / 610)$
aux $Photosynthese = (P_max * (CO2_eff / (CO2_eff + K_Michaelis))) * (1 + (T_Empf_P * Temperatur))$
aux $Respiration = Photosynthese * (50/100)$

Flows:

flow $Warmes_Ofw = - Advektion + Flüsse_w + Auftrieb - Biopumpe_warm + Diffusion_w$
flow $Tiefsee = Sinken + Biopumpe_kalt - Deposition - Auftrieb + Biopumpe_warm$
flow $Atmosphäre = - Diffusion_w - Diffusion_k - Photosynthese + Respiration + mikrobieller_Abbau + Vulkanismus$
flow $Kaltes_Ofw = - Sinken + Advektion - Biopumpe_kalt + Flüsse_k + Diffusion_k$
flow $Biomasse = Photosynthese - Respiration - sterben$
flow $Boden = - Flüsse_k - Flüsse_w + sterben - mikrobieller_Abbau$

Die Wirkungsbeziehungen sollen nun im einzelnen erläutert werden.

Die Nettoprimärproduktion ist die durch *Photosynthese* erzeugte *Biomasse* abzüglich des durch *Respiration* verbrauchten Zuckers, wobei letztere des Nachts überwiegt. Da es in unserem Modell um das langfristige Verhalten des Kohlenstoffkreislaufs geht, haben wir die Tagesamplitude, die gut 35 ppmV betragen kann (TILLMANN, Peter 1996) außer acht gelassen. Wegen der ungleichen Landmassenverteilung über die Längengrade (siehe Pazifik) wäre sie auch im globalen Maßstab denkbar gewesen. Ebenso wurde die jahreszeitliche Schwankung vernachlässigt, welche man mit einem Sinus in der Photosynthese hätte nachahmen können. Die saisonale Variation der atmosphärischen CO₂-Konzentration nimmt mit der geographischen Breite zu und umfaßt eine Amplitude von 3 bis 15 ppmV. Die Respiration wurde mit der Hälfte der Photosynthese angesetzt (GIFFORD, 1993) - eine Vereinfachung, die bei der Zusammenschau der globalen Flora gerechtfertigt erscheint (junge Pflanzen stecken mehr ins Wachstum; ältere veratmen mehr, als sie in die NPP stecken).

Bei der Photosyntheserate wird eine Michaelis-Menten-Kinetik offenbar. CO₂ wird erst ab einer Konzentration von 30 ppmV (im Modell *CO2_min*) für die Pflanzen verfügbar, folglich wird für die effektiv wirksame Konzentration (*CO2_eff*) die *CO2_min* von der aktuellen (*CO2_atm*) subtrahiert. Bei einer Konzentration von 92,5 ppmV (entspricht *K_Michaelis*) vollzieht sich gerade die Hälfte der theoretisch möglichen Photosynthese (bei voller Sättigung; *P_max*) in Höhe von 125 Gt C. Zu Beginn des Modelldurchlaufs im Jahre 1890 liegt die Konzentration bei 280 ppmV, so daß die Photosynthese mit 80 % des Maximums (100 Gt C) läuft. KÖRNER kommt nach Begutachtung von 1500 Arbeiten zum Ergebnis, daß sich diese mehrheitlich für das Bestehen eines CO₂-Düngeeffektes aussprechen.

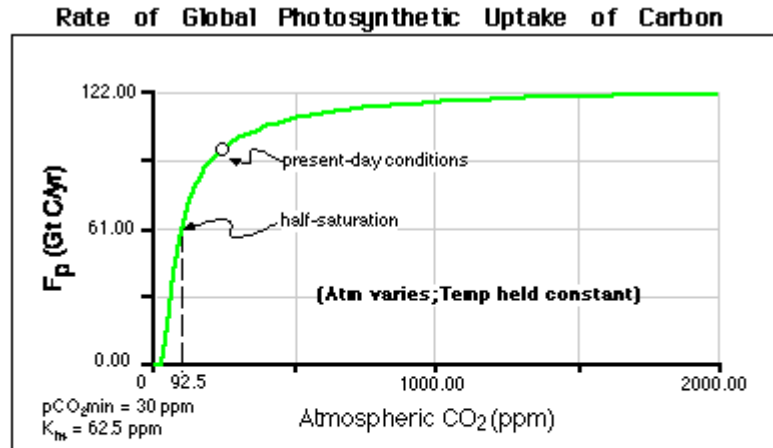


Figure 7.04. Graph of photosynthetic use of carbon at varying levels of atmospheric CO₂ concentration, based on the equation used in our carbon model. Note that the response of photosynthesis to changing atmospheric levels depends on the atmospheric concentration. This type of behavior is typical of processes governed by enzymes and is described by the Michaelis-Menten equation. Our present-day position on this curve is not too heartening — as the atmospheric CO₂ rises, the rate of photosynthesis will increase less and less, and "greening" of the biosphere is less capable of slowing the build-up of atmospheric CO₂.

Es wird angenommen, daß Photosynthese und *mikrobieller Abbau* als metabolische Prozesse proportional zur *Temperatur* sind. Die Temperaturempfindlichkeit für den mikrobiellen Abbau (T_Empf_mA) ist dabei mit 0,1/°C höher als die für die Photosynthese (T_Empf_P) mit 0,04/°C. Für drastische Temperaturerhöhungen, die zu einer Zerstörung der Enzyme führen, kann dieser

lineare Zusammenhang natürlich nicht gelten, da die Reduzierung der Nettoprimärproduktion infolge von Desertifikation an den Wendekreisen die Steigerung durch die Verschiebung von Klimazonen (z. B. Umwandlung von Tundragebieten in produktivere boreale Wälder) überwiegt. So hätte man auch die aggregierten Kompartimente Biomasse und Boden entsprechend der Klimazonen aufbrechen können. Problematisch erscheint uns dabei, die Flüsse zwischen den Klimazonen, die die Flächenänderung repräsentieren, zu beziffern.

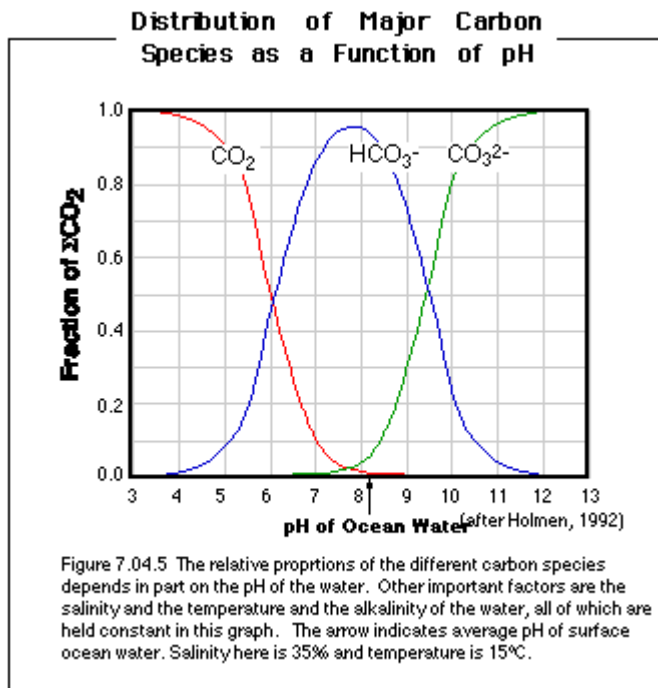
Tab. 4: Nettoprimärproduktion NPP und Biomasse in Ökosystemen⁴⁷ (Fläche und NPP verändert nach Larcher 1995 und dort zitierter Literatur; Biomasse verändert nach Ajtay et al. (1979) und dort zitierter Literatur).

Vegetationstyp	Fläche [10 ⁶ km ²]	NPP Bereich [g C/m ² /a]	NPP Median [g C/m ² /a]	NPP [Gt C/a]	Biomasse [Gt C]
Tundra	8	4,5 – 180	63	0,5	2
Boreale Wälder	12	90 – 675	360	4,3	108
Temperierte Wälder	12	180 – 1125	563	6,7	173
Temperierte Steppe, Weideflächen	9	90 – 675	270	2,4	6
Strauch- und Hartlaub- vegetation	8,5	135 – 675	315	2,7	23
Halbwüste	18	4,5 – 135	41	0,7	6
Wüste	24	0 – 4,5	1,4	0,03	0,2
Savanne	15	90 – 900	405	6,1	27
Tropischer Trockenwald	7,5	720 – 1125	720	5,4	117
Tropischer Regenwald	17	450 – 1575	990	16,8	344
Feuchtgebiete	2	45 – 270	135	2,7	14
Agrarland	14	45 - 1800	293	4,1	6
Global	147			52,5	826

Tab. 8: Kohlenstoffmengen in Boden- und Streuspeichern nach Ökosystemen (nach Schlesinger 1977, zit. nach Schlesinger 1997; Verweildauern nach Raich & Schlesinger 1992)

Ökosystem	Fläche [10 ⁶ km ²]	Boden [kg C/m ²]	Boden [Gt C]	Streu [Gt C]	Verweildauer [a] ⁸⁵
Tundra	8	21,6	173	4,0	490
Boreale Wälder	12	14,9	179	24,0	91
Temperierte Wälder	12	11,8	142	14,5	29
Strauch- und Hart- laubvegetation	8,5	6,9	59	2,4	14
Temperierte Steppen	9	19,2	173	1,8	61
Tropische Savanne	15	3,7	56	1,5	10
Halbwüsten	18	5,6	101	0,2	37
Wüsten	24	0,1	3	0,02	-
Tropische Wälder	24,5	10,4	255	3,6	38
Agrarland	14	12,7	178	0,7	21
Feuchtgebiete	2	68,6	137	2,5	520
Global	147		1456	55,2	

Nun wenden wir uns der Diffusion zwischen Atmosphäre und Hydrosphäre zu. Kohlenstoff kann im Wasser in unterschiedlichen Verbindungen auftauchen, wobei Karbonat und Bikarbonat die häufigsten sind. Die Verteilung ist abhängig vom pH-Wert.



Dabei sind folgende Reaktionen möglich:



Die Formeln für den Prozeß an der Grenzschicht Wasser-Luft sollen nun hergeleitet werden.

Gleichgewichtskonstanten k_1 , k_2

$$k_1 = \frac{[\text{H}][\text{HCO}_3^-]}{[\text{H}_2\text{CO}_3]} \Leftrightarrow [\text{H}_2\text{CO}_3] = \frac{[\text{H}][\text{HCO}_3^-]}{k_1} \quad (1)$$

$$k_2 = \frac{[\text{H}][\text{CO}_3^{2-}]}{[\text{HCO}_3^-]} \Leftrightarrow [\text{H}] = \frac{k_2[\text{HCO}_3^-]}{[\text{CO}_3^{2-}]} \quad (2) \text{ in (1) einsetzen}$$

$$\Rightarrow [\text{H}_2\text{CO}_3] = \frac{k_2}{k_1} \cdot \frac{[\text{HCO}_3^-]^2}{[\text{CO}_3^{2-}]} \quad (3)$$

Partialdruck $p\text{CO}_2$ in ppmV (im Modell CO_2_w und CO_2_k)

$$p\text{CO}_2 = k_3 [\text{H}_2\text{CO}_3] \quad (4)$$

k_3 die Löslichkeit (abhängig von Temperatur_w , Temperatur_k und Salinität)

$$K\text{CO}_2 = k_3 \cdot \frac{k_2}{k_1} \quad (5) \text{ (im Modell } K\text{CO}_2_w \text{ und } K\text{CO}_2_k)$$

$$p\text{CO}_2 = k \text{ CO}_2 \frac{[\text{HCO}_3^-]^2}{[\text{CO}_3^{2-}]} \quad \text{aus (3) und (5) in (4)}$$

$$\text{Konzentration DIC: } \Sigma \text{ CO}_2 = [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}]$$

(ohne CO_2 und H_2CO_3 , da deren Mengen unbedeutend;

im Modell $\text{Konz}_w = \text{Warmes_Ofw} / \text{Vol}_w$ und $\text{Konz}_k = \text{Kaltes_Ofw} / \text{Vol}_k$)

$$\text{Definition für Alkalinität (} Alk_w, Alk_k \text{): } Alk = [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}]$$

(der Faktor 2 wegen der 2 Ladungen/Molekül)

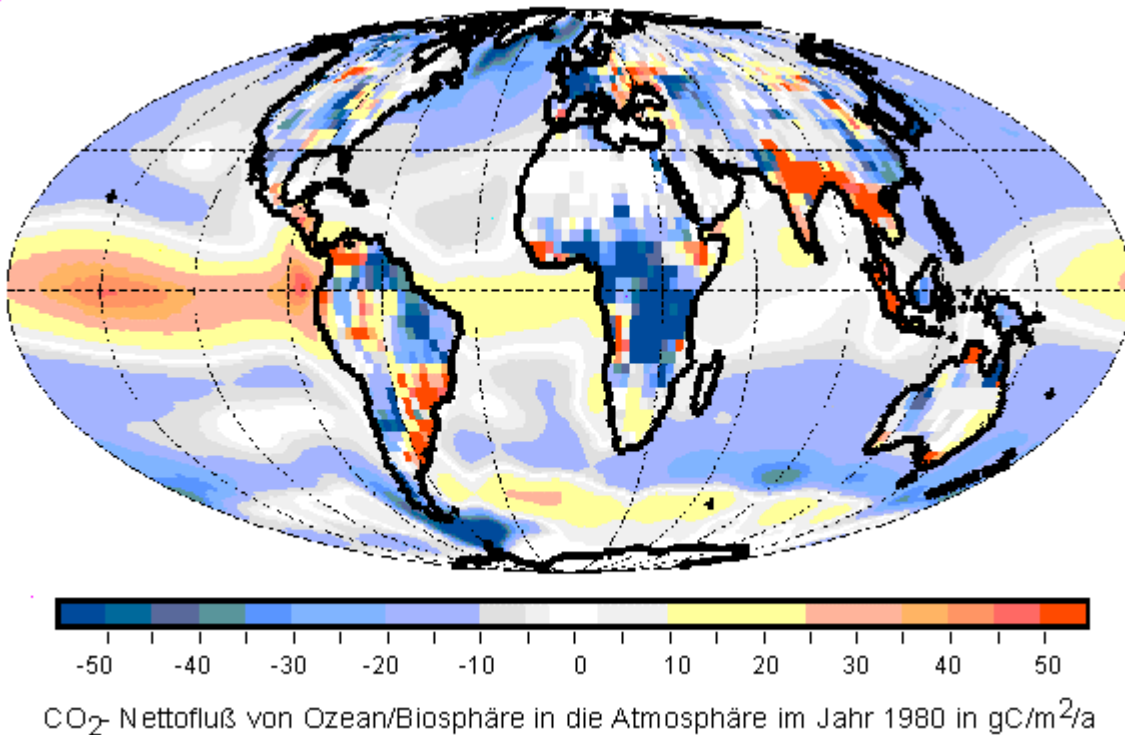
$$[\text{CO}_3^{2-}] = Alk - \Sigma \text{ CO}_2 \quad (\text{CO}_2_w, \text{CO}_2_k)$$

$$[\text{HCO}_3^-] = 2 \Sigma \text{ CO}_2 - Alk \quad (\text{HCO}_3_w, \text{HCO}_3_k)$$

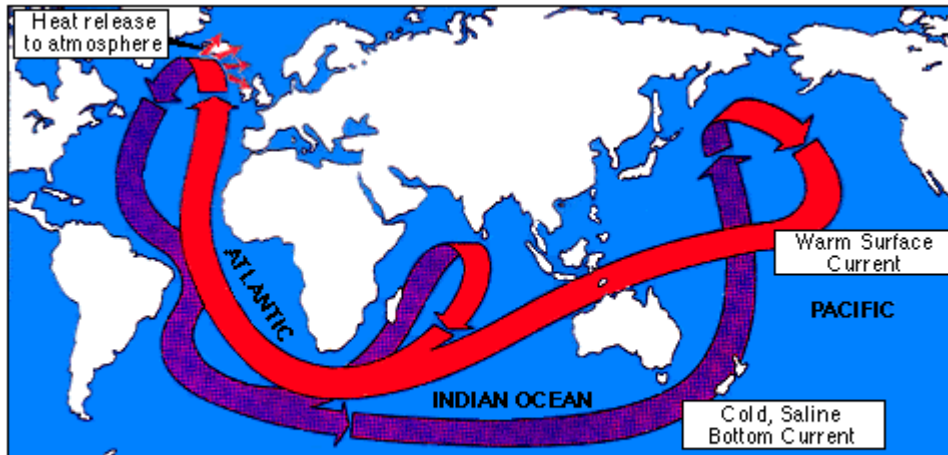
$$[\text{HCO}_3] = [\Sigma \text{CO}_2 - \sqrt{(\Sigma \text{CO}_2)^2 - \text{Alk} (2 \Sigma \text{CO}_2 - \text{Alk})(1 - 4 k_2 / k_1)}] / (1 - 4 k_2 / k_1)$$

$$[\text{CO}_3] = (\text{Alk} - [\text{HCO}_3]) / 2$$

Ein Drittel der Meeresoberfläche wird dem kalten Oberflächenwasser (*Kaltes_Ofw*) zugeordnet, die anderen zwei Drittel dem warmen Oberflächenwasser (*Warmes_Ofw*). Der höhere Nettofluß in den Polregionen liegt auch an der 4–5 %-ig höheren Löslichkeit von CO₂ pro Kelvin Temperaturabnahme (SHAFFER). Generell führt der Thermal Skin Effect durch Verdunstungskälte zu einer Temperaturabnahme von 0,3 K in der Grenzschicht.



Die thermohaline Zirkulation wurde wie folgt im Modell berücksichtigt: Das kalte, stark salzhaltige (durch Eisbildung) Oberflächenwasser sinkt in den Polregionen in die *Tiefsee* ab und steigt am Äquator wieder auf. Der Auftrieb vollzieht sich nach STUIVER im Atlantik mit 4 m/a, im Pazifik mit 5 m/a und im Indischen Ozean mit 10 m/a. Die *Advektion* vom warmen zum kalten Oberflächenwasser schließt den Kreislauf und stellt einen Donator-kontrollierten Netto-Fluß dar. Initial 20 Gt C jährlich sind eine grobe Schätzung. Folgende Graphik zeigt die Ströme schematisch.



The present large-scale ocean current system determines climate to a great extent. The huge "conveyor belt" reacts extremely sensitively to global temperature changes accompanying each increase and decrease in the content of carbon dioxide in the atmosphere. - Broecker

Der Kohlenstoffverlust beim kalten Oberflächenwasser (*Sinken*; Fachbegriff Downwelling) mit anfangs 90,2 Gt ist kleiner als der durch *Auftrieb* gewonnene Kohlenstoff im warmen Oberflächenwasser mit anfangs 99,6 Gt, da die DIC-Konzentration im Oberflächenwasser geringer ist als in der Tiefsee. Dies hat seinen Grund in der Biopumpe, die ständig Detritus in die Tiefsee verfrachtet. Durch das vermehrte Vorkommen von Plankton und Krill in kalten Gewässern macht das Abschweben von Detritus dort 40 % (statt 1/3) der gesamten Biopumpe aus (*warme_Biopumpe* und *kalte_Biopumpe*). Für die spärliche marine Biomasse wurde kein eigenes Kompartiment geschaffen, sie ist im Oberflächenwasser enthalten. Warme und kalte Flüsse vom Festland (*Flüsse_w* und *Flüsse_k*) führen den eher marginalen Betrag von insgesamt 0,6 Gt C mit sich.

Szenarien

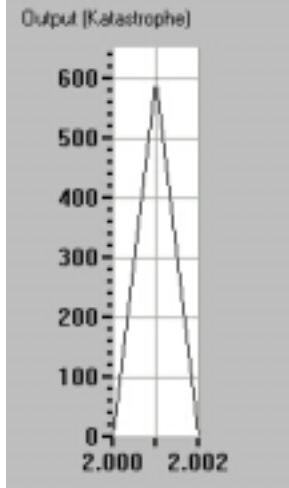
Es wurden drei Szenarien durchgeführt:

1. Impuls von 600 Gt in die Atmosphäre zur Bestimmung der Klimasensitivität des Modells
2. historischer Verlauf der Verbrennung fossiler Brennstoffe und der Änderung der Landnutzung seit 1890, ab 1990 konstante Emissionen (optimistisch)
3. historischer Verlauf, dann bis zum Jahr 2020 lineare Senkung der Emissionen um 40 % vom Niveau des Jahres 1990 (utopisch)

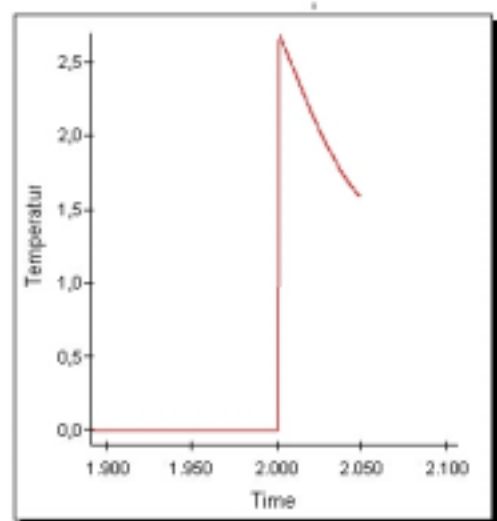
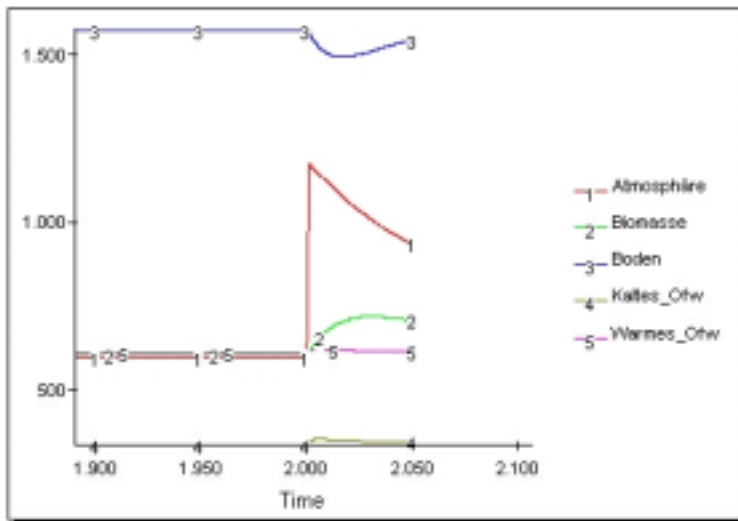
Szenario 1

Die Atmosphäre erhält diesen Zufluß:

aux Katastrophe = GRAPH(TIME,2000,1,[0,600,0"Min:0;Max:650"])



Es ergibt sich eine Temperaturerhöhung von 2,5 K. Diese Kenngröße wird beim Vergleich mit anderen Modellen noch einmal herangezogen. Legt man nur den linearen Zusammenhang zwischen CO₂-Gehalt und Temperatur zugrunde, hätte es eine Erhöhung um 2,8 K geben müssen. Die Modellstruktur beinhaltet also mehr negative (wie den Düngeneffekt) als positive (mikrobieller Abbau) Rückkopplungen. Ansonsten hat das Szenario keinen realen Hintergrund.

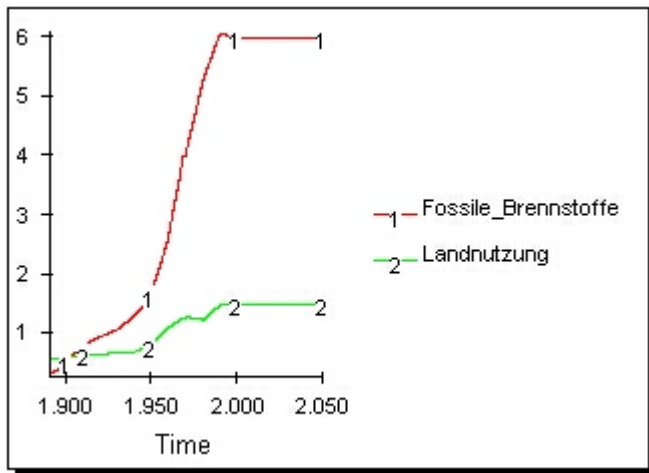


Szenario 2

In die Atmosphäre münden diese beiden Flüsse, die bis 1990 die tatsächlichen Emissionen durch den Menschen darstellen sollen und dann konstant gehalten wurden.

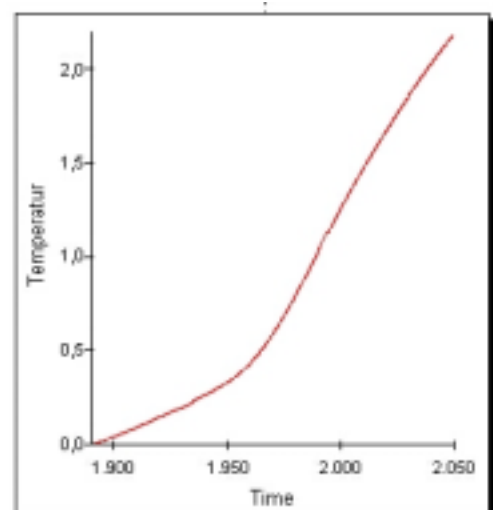
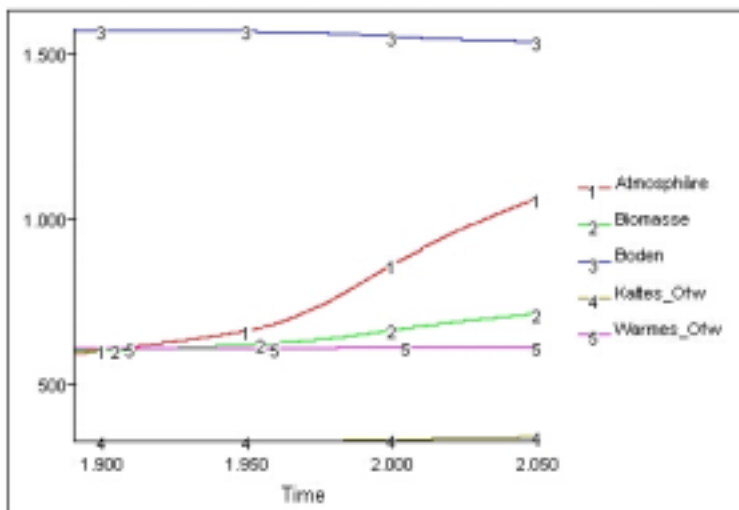
aux Landnutzung = GRAPH(TIME,1890,10,
[0.6,0.6,0.65,0.65,0.7,0.7,0.8,1.1,1.3,1.25,1.5"Min:0;Max:2"])

aux Fossile_Brennstoffe = GRAPH(TIME,1890,10,
[0.35,0.525,0.805,0.959,1.078,1.3,1.638,2.583,4.084,5.292,6.098,6"Min:0;Max:7"])



Landnutzung beinhaltet Brandrodung wie auch Pflügen, welches den mikrobiellen Abbau beschleunigt, da Humus dabei aus einem sauerstoffarmen Horizont geholt wird. 6 Gt C/a bei den Brennstoffen entsprechen einer Tonne/Person, in Deutschland sind es derzeit 4 t/Person. Es bleibt also zu hoffen, daß die Entwicklungsländer nicht dieselbe fatale Entwicklung bei der Nutzung von „Energiesklaven“ (ein von Hans-Peter DUERR geprägter Begriff) durchmachen müssen. Die fossilen Brennstoffe beinhalten auch Kalksandstein, der bei der Zementherstellung verbrannt wird.

Die Temperatur steigt ab 1990 um 1,5 K. Die Atmosphäre nimmt den Großteil des Kohlenstoffs auf.

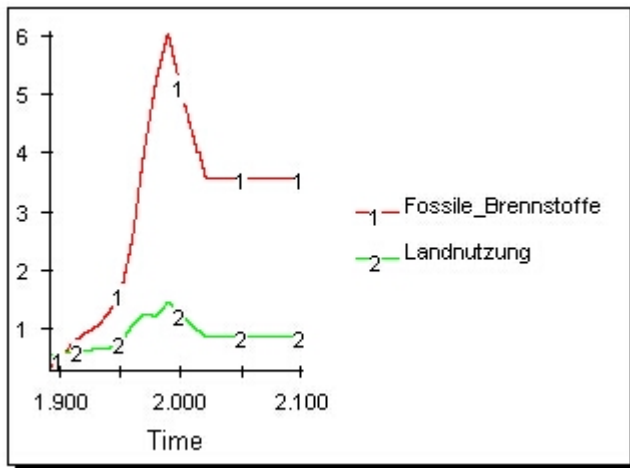


Szenario 3

Wie Szenario 2, ab 1990 aber deutliche Senkung wie folgt:

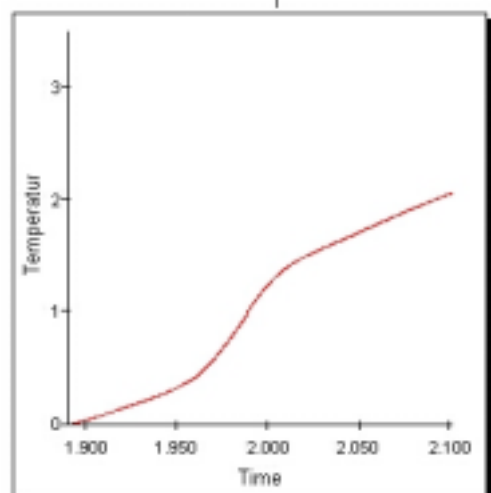
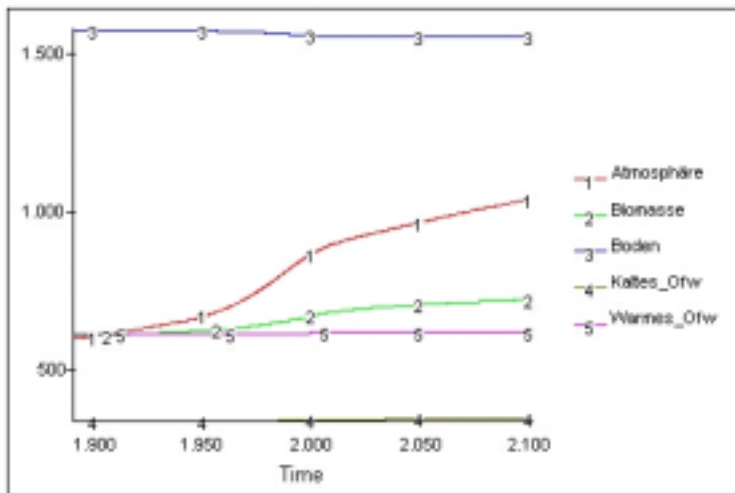
```
aux Landnutzung = GRAPH(TIME,1890,10,  
[0.6,0.6,0.65,0.65,0.7,0.7,0.8,1.1,1.3,1.25,1.5,1.3,1.1,0.9"Min:0;Max:2"])
```

```
aux Fossile_Brennstoffe = GRAPH(TIME,1890,10,  
[0.35,0.525,0.805,0.959,1.078,1.3,1.638,2.583,4.084,5.292,6.098,5.2,4.4,3.6"Min:0;Max:7"])
```

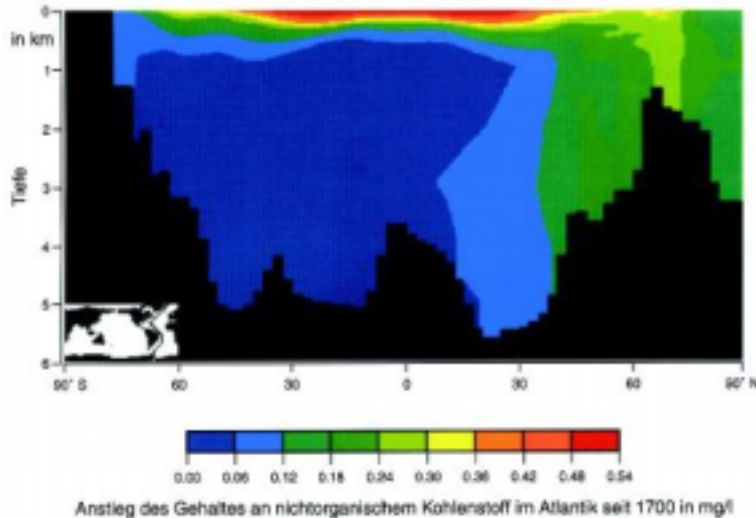


Der Sachverständigenrat für Umweltfragen (SRU) hält eine Reduzierung um 40 % der Emissionen vom Niveau des Jahres 1990 bis zum Jahr 2020 in Deutschland für machbar. Diese Reduzierung wurde nun auf die Welt übertragen, was über Kyoto weit hinaus geht. Kyoto bedeutet eine Reduzierung um 21 % bis zum Jahr 2012. Deutschland hat bereits 18 % geleistet. Ferner besteht die Selbstverpflichtung Deutschlands die Emissionen vom Niveau des Jahres 1990 bis zum Jahr 2005 um 25 % senken.

Die Temperaturerhöhung fällt mit 1 K geringer als in Szenario 2 aus.



Auch der Ozean hat auf langfristige Sicht eine wichtige Rolle als Senke. Das anthropogene CO₂-Signal vom Beginn der Industrialisierung ist im Atlantik bis in eine Tiefe von 400 m vorgedrungen. Auffällig ist in der Grafik der Unterschied zwischen der nördlichen und südlichen Hemisphäre.



Die Einbettung des Kohlenstoffkreislaufs in ein Modell für den Treibhauseffekt könnte durch die Gruppe Friedrich Lenz und Tobias Ceglarek vorgenommen werden, wobei die Rolle der globalen Durchschnittstemperatur detaillierter herausgearbeitet werden müßte. (So zum Beispiel die Beeinflussung der Advektion aufgrund der These, daß eine Temperaturänderung den Golfstrom zum Erliegen bringen könnte. Nimmt man die Advektion aus Szenario 2 heraus, befinden sich im Jahr 2050 1312 statt 1069 Gt C in der Atmosphäre, was zu einer weiteren Temperaturzunahme von 1 K führt.)

Vergleich mit anderen Modellen

KRACHOLIA & RECK verschafften sich einen Überblick über 108 Modelle zum Treibhauseffekt, ordneten sie drei Kategorien zu und ermittelten die jeweilige mittlere Klimasensitivität:

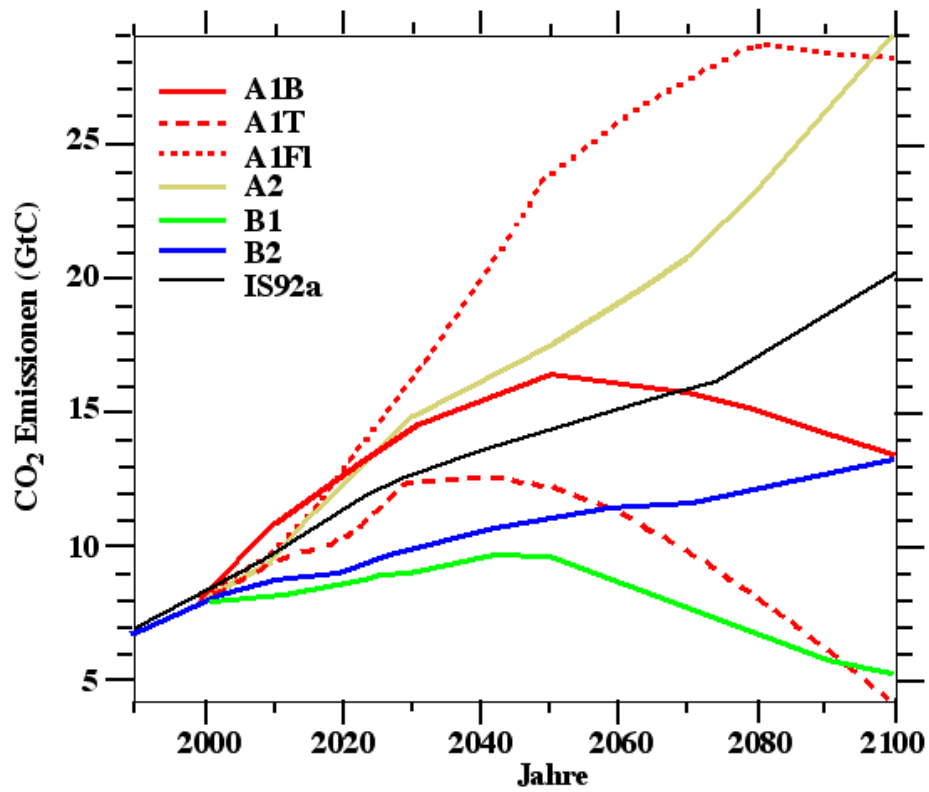
- Globale Zirkulationsmodelle (GCM) mit 2,98 K
- Energiebilanzmodelle (EBM) mit 2,54 K
- Strahlungs-Konvektionsmodelle (RCM) mit 1,98 K

HOUGHTON gibt ein Intervall von 1,5 – 4,5 K an, durchschnittlich seien es 2,5 K.

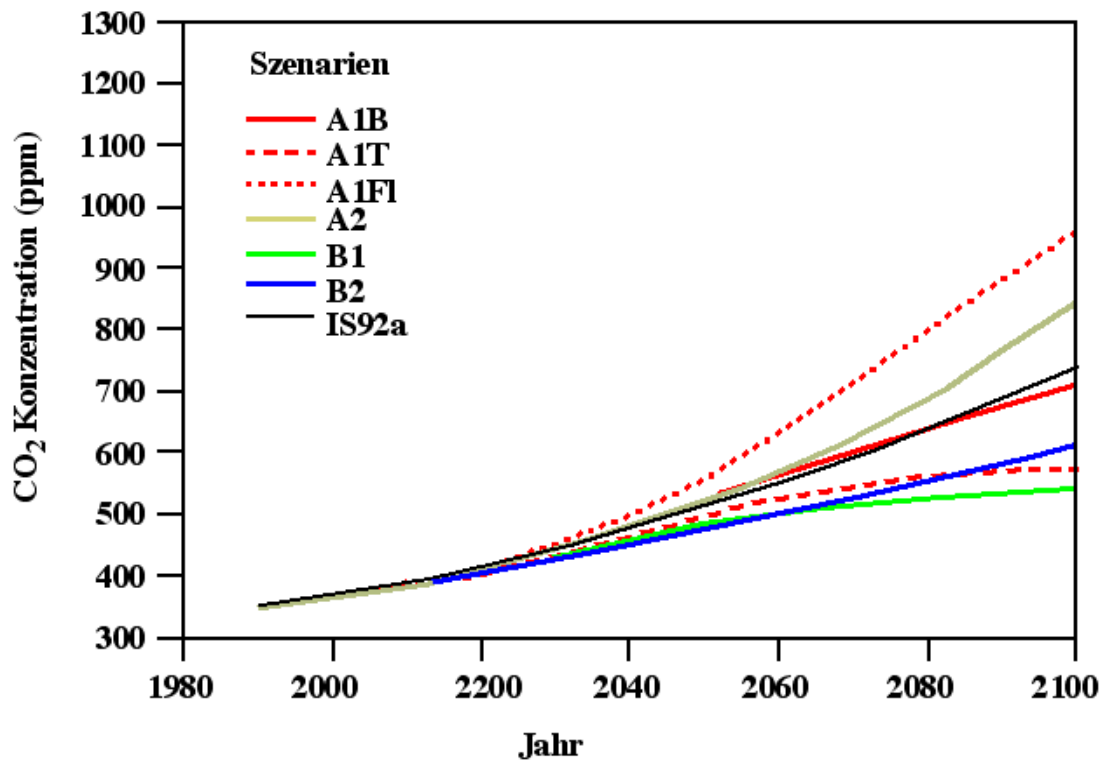
Unser Modell liefert also vor diesem Hintergrund ein angemessenes Verhalten.

Letztlich setzt nur die Begrenztheit der Rohstoffe den Emissionen ein Ende. Die heutigen Vorräte werden für Kohle mit 3500 Gt, für Erdöl mit 300 Gt und für Erdgas mit 200 Gt angegeben. Zudem vermutet man Vorkommen an Gashydrat im Umfang von 10000 Gt Methan (entspricht 7500 Gt C).

Das Szenario 2 beinhaltet noch weniger Emissionen als das Best-Case-Szenario B1 des IPCC. In diesem Szenario sinken die Emissionen erst im Jahr 2050, nachdem sie bis auf ein Niveau von 9,5 Gt C angestiegen sind.



Atmosphärische Konzentration von Kohlendioxid 1990-2100

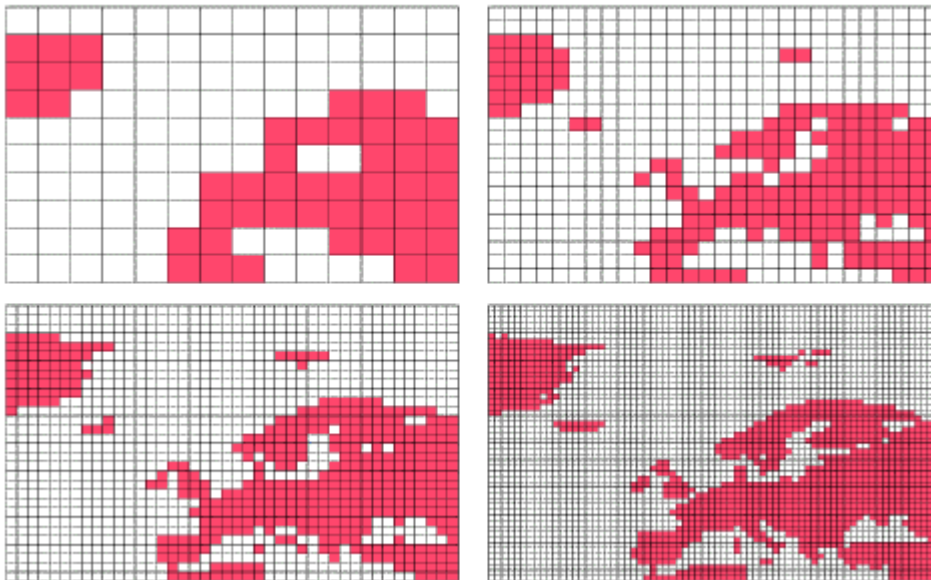


Andererseits wurden auch Strategien entwickelt, um den atmosphärischen CO₂-Gehalt zu verringern:

- Segregation bedeutet die Verfrachtung von CO₂ in unterirdische Kavernen z. B. durch Bohrseln
- Algenwachstum in den Meeren fördern durch die Düngung mit Stickstoff, Phosphor und Eisen (letzteres stellt in kälteren Regionen einen Minimumfaktor dar)
- Die Gentechnik verspricht Pflanzen zu züchten, die unter warmen Bedingungen besonders produktiv sind. (Die Temperaturempfindlichkeit wird mit 8 % /°C angegeben – gegenüber 4 % im Modell. Ein Probelauf, für den die gesamte Biomasse in Szenario 2 durch diese Pflanzen ausgetauscht wurde, ergibt 1,2 statt 1,5 K.

Bei den räumlich aufgelösten GCM wird folgendermaßen vorgegangen: Zuerst wird das GCM mit einer niedrigen Auflösung gefahren, um sich einen Überblick zu verschaffen (einiges fällt dabei wortwörtlich durch die Maschen). Nun kann man für ausgewählte Perioden, die einem wichtiger erscheinen, eine höhere Auflösung benutzen (genannt Zeitscheiben-Experiment). Statistische Verfahren werden benutzt, um lokale Wetterelemente abzuleiten. Bei der dynamischen Regionalisierung wird ein feinmaschigeres Ausschnittsmodell in ein gröber aufgelöstes globales Modell „genestet“ (Down- und Upscaling). Durch die Kombination von statistischen Verfahren mit dynamischer Regionalisierung erhält man die statistisch-dynamische Regionalisierung, die davon ausgeht, daß das Klima einer Region durch die Häufigkeitsverteilung klassifizierter großskaliger Wetterlagen charakterisiert wird.

Europa mit Gitternetzlinien überzogen mit einem Abstand der Breitenlinien von 500, 250, 167 und 100 km:



Die horizontale Gliederung kann z. B. so aussehen: die Atmosphäre in 19, der Ozean in 11 Schichten.

Bei einem Simulationszeitraum von 100 Jahren und einem Zeitschritt von 40 min werden Großrechner mehrere Monate lang beansprucht. Neue Hoffnung wird in den japanischen „Earth Simulator“ gesetzt, der 2010 als erster Petaflop-Rechner (10^{15} Operationen/s) in Betrieb gehen soll.

Literaturverzeichnis

- BEGON, M., HARPER, J. L. u. TOWNSEND, C. R.: Ökologie, Individuen, Populationen und Lebensgemeinschaften /Ecology Second Editon.
- BERNER, Robert A. u. LASAGA, Antonio C. (1989): Simulation des geochemischen Kohlenstoffkreislaufs. Spektrum der Wissenschaft.
- DEATON, M. L. u. WINEBRAKE, J. I. (2000): Dynamic Modeling of Environmental Systems. Springer.
- ERNST, W. G. (Ed.) (2000): Earth Systems Processes and Issues. Cambridge Univ. Press.
- HEINRICH, Dieter u. HERGT, Manfred (1998): Atlas Ökologie. dtv.
- HIETE, Michael u. SEPPELT, Ralf (1999): Ein Boxmodell des anthropogen veränderten, globalen Kohlenstoffkreislaufs. Institut für Geographie und Geoökologie, TU Braunschweig.
- KRATOCHWIL u. SCHWABE: Ökologie der Lebensgemeinschaften.
- KUTTLER, W. (Ed.) (1995): Handbuch zur Ökologie. Analytica Berlin.
- Lexikon der Biologie in acht Bänden. Herder Verlag.
- MÜLLER, H. J.: Ökologie 2. Auflage.
- SCHAEFER: Wörterbücher der Biologie, 3. Auflage.
- SCHÖNWIESE, Christian-Dietrich u. DIEKMANN, Bernd (1989): Der Treibhauseffekt. Hamburg.

Die Powersim-Dateien können auf Anfrage zugesendet werden. (jpriegni@uos.de)