

<b>Zeitschrift:</b>	Jahrbuch der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft. Wissenschaftlicher und administrativer Teil = Annuaire de la Société Helvétique des Sciences Naturelles. Partie scientifique et administrative
<b>Herausgeber:</b>	Schweizerische Naturforschende Gesellschaft
<b>Band:</b>	162 (1982)
<b>Artikel:</b>	Der Beitrag der Physik zur Umweltforschung
<b>Autor:</b>	Oeschger, Hans
<b>DOI:</b>	<a href="https://doi.org/10.5169/seals-90850">https://doi.org/10.5169/seals-90850</a>

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

### **Conditions d'utilisation**

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

### **Terms of use**

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

**Download PDF:** 06.02.2026

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>**

# Der Beitrag der Physik zur Umweltforschung

Hans Oeschger

## Einleitung

Die Erarbeitung des Verständnisses der Vorgänge, die unsere Umwelt bestimmen, gehört zu den Grundanliegen der Naturwissenschaft. Wesentliche Beiträge zu dieser Forschung liefern Methoden, die der physikalischen und chemischen Grundlagenforschung entstammen. Beispiele dafür sind die Beobachtung durch H. C. Urey (1948), dass die Sauerstoffisotopenverhältnisse ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ) im Kalziumkarbonat der Sedimente Palaeotemperaturen widerspiegeln, die Entdeckung des durch die kosmische Strahlung in der Erdatmosphäre produzierten radioaktiven Kohlenstoffs  $^{14}\text{C}$  (Libby et al., 1947) und die Erkenntnis, dass dieses Radioisotop die Datierung von Pflanzen- und Tierresten ermöglicht, und der Versuch von F. G. Houtermans (1953), das Alter der Erde aufgrund von Bleiisotopenverhältnissen abzuschätzen.

Fortschritte auf dem Gebiet der physikalischen und chemischen Analytik, die Möglichkeit der Beobachtung terrestrischer und solarer Parameter und ihres zeitlichen Verhaltens von Satelliten aus, die sich immer mehr verfeinernde Rekonstruktion der Geschichte von das Naturgeschehen beschreibenden, in Sedimenten, Baumringen, Polareis, etc. archivierten Parametern, wie auch die Entwicklung auf dem Gebiet der Computer, die die Modellierung immer komplexerer, naturgetreuerer Systeme möglich macht, haben der Umwelt- und Klimaforschung neue Impulse verliehen.

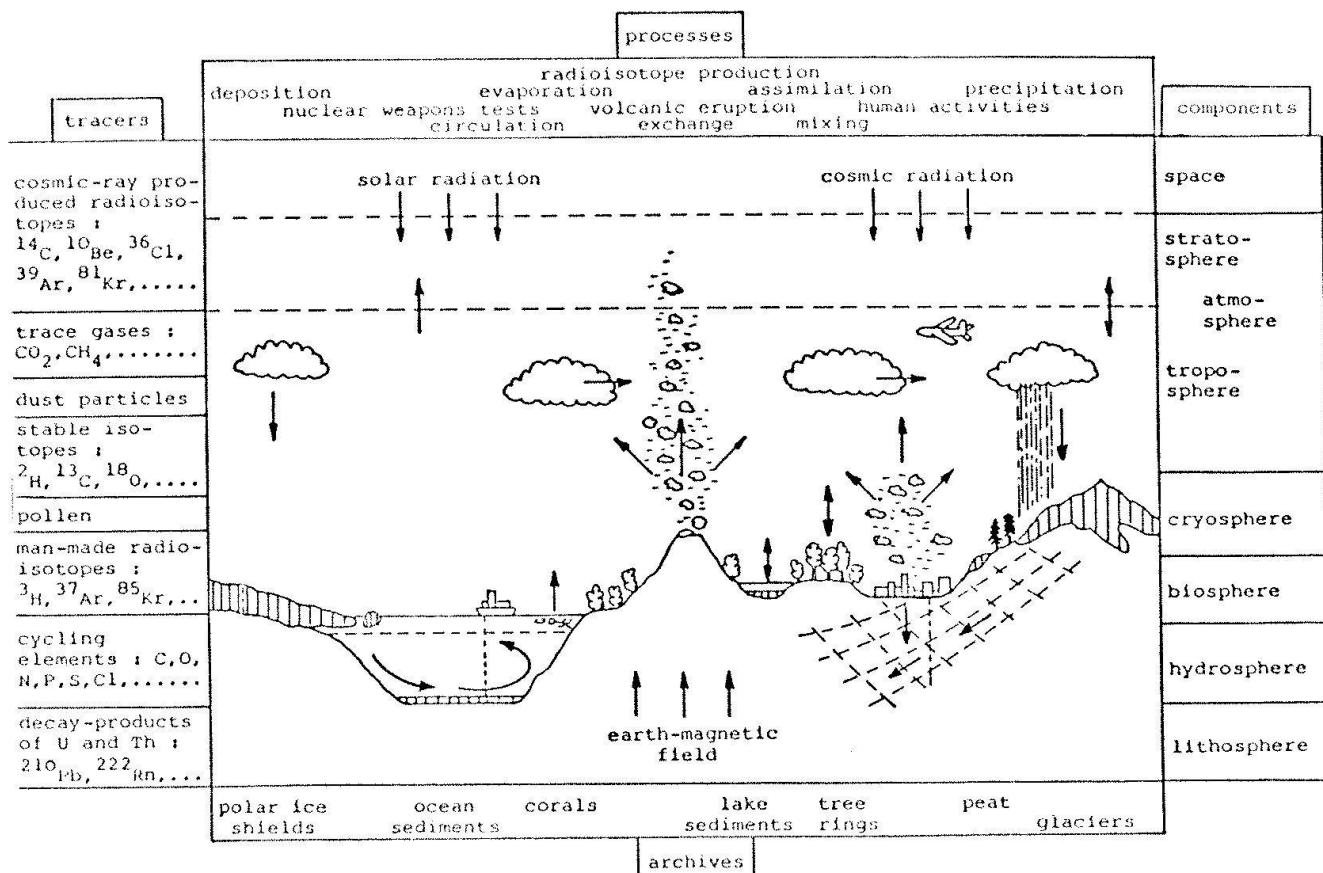
Als Beispiel sei eine neue analytische Entwicklung auf dem Gebiet des Isotopennachweises erwähnt. Durch die kosmische Strahlung produzierte Radioisotope, wie  $^{14}\text{C}$  und  $^{10}\text{Be}$ , wurden bisher über den Nachweis der radioaktiven Zerfälle bestimmt. Bei diesen langlebigen Radioisotopen zerfällt jedoch während der Messzeit nur ein kleiner Bruchteil der radioaktiven Kerne der Probe, so dass die vorhandene Information schlecht genutzt wird. Der direkte, massenspektrometrische Nachweis war wegen der

grossen Zahl der Atome der Nachbarisotope (oft  $10^{12}$  mal häufiger) nicht möglich. Ende der 70er Jahre wurde in Berkeley (R. A. Muller et al., 1977) und Rochester (C. L. Bennet et al., 1977) gezeigt, dass Teilchenbeschleuniger, ursprünglich für die kernphysikalische Grundlagenforschung entwickelt, als Massenspektrometer eingesetzt, den Nachweis von  $10^4\text{--}10^5$  Atomen eines Isotops gestatten, selbst wenn die Nachbarisotope derart stark, wie oben erwähnt, dominieren. Diese neue Nachweistechnik ermöglicht heute  $^{14}\text{C}$ -Bestimmungen an 1 mg natürlichen Kohlenstoffs oder  $^{10}\text{Be}$ -Bestimmungen an in 1 kg Eis enthaltenem Beryllium, während früher für den Nachweis über den radioaktiven Zerfall Proben von mehreren Gramm Kohlenstoff respektive vielen Tonnen Eis erforderlich waren. Erfreulicherweise war es möglich, diese Technik in einer Zusammenarbeit zwischen dem Laboratorium für Kernphysik der ETHZ und dem Physikalischen Institut der Universität Bern auch in der Schweiz aufzubauen und weiter zu entwickeln.

Besondere Aktualität kommt der Erforschung der Umweltsysteme im Hinblick auf deren anthropogene Veränderungen zu. So hat der Mensch im Industriezeitalter den  $\text{CO}_2$ -Gehalt der Atmosphäre durch das Abholzen von Wäldern und die Fossilenergienutzung signifikant erhöht. Der atmosphärische  $\text{CO}_2$ -Gehalt wird weiter ansteigen mit Auswirkungen auf das Klima der Erde. Zur Beurteilung derartiger Eingriffe in das Naturgeschehen mit teilweise negativen Auswirkungen für die Gesellschaft sind wissenschaftliche Grundlagen zu erarbeiten, die heute noch weitgehend fehlen.

## Das Umweltsystem

In den Anfängen beschränkte sich die Anwendung physikalischer und chemischer Methoden



Figur 1: Das Umweltsystem.

zur Erforschung von Umweltvorgängen auf sich mehr oder weniger zufällig anbietende Fragestellungen. Im Folgenden wird nun der Versuch unternommen, die Vielfalt dieser Forschung systematisch zu ordnen und ihre Stossrichtungen und Zielsetzungen zu formulieren.

Wir legen unserer Forschung die Vorstellung eines Umweltsystems zugrunde, wie es in Figur 1 schematisch dargestellt ist. Seine Hauptkomponenten sind die Atmosphäre im Austausch mit der Hydrosphäre, bestehend aus dem Ozean und den kontinentalen Gewässern, und mit der Biosphäre, gebildet durch die auf den Kontinenten im Ozean lebenden Organismen. Luft- und Wasserproben enthalten in Form von Partikeln, löslichen chemischen Stoffen und Anteilen radioaktiver und stabiler Isotope eine Fülle von Information über den Zustand des Umweltsystems, respektive seiner Subsysteme, wie das Energiesystem und die Kreisläufe des Wassers, des Kohlenstoffs, der Elemente N, P, S, etc. (Tabelle 1). Die in Luft und Wasser enthaltene Information wird laufend in den Archiven des Umweltsystems, den polaren Eiskappen und den Gletschern, den See- und Ozeansedi-

menten, sowie den Torfmooren und den Baumringen gespeichert.

### Umweltmodelle

Die Zielsetzung der Forschung besteht darin, die Umweltvorgänge aufgrund der physikalischen, chemischen und biologischen Grundgesetze modellmäßig zu beschreiben. Da die Vorgänge oft sehr komplex sind, spielen vereinfachende Simulationsansätze eine grosse Rolle. Die Modelle werden bezüglich ihrer Fähigkeit geprüft, die Reaktion der Systeme auf Störungen innerhalb vernünftiger Genauigkeitsgrenzen richtig wiederzugeben. Heutige Störungen und ihre Auswirkungen lassen sich mit räumlich und zeitlich hoch aufgelösten Beobachtungen auf der Erdoberfläche und von Satelliten aus verfolgen. Ein Beispiel einer externen Störung des Klimasystems ist der Ausbruch des mexikanischen Vulkans El Chichón, der zu einer Erhöhung des Staubgehaltes und damit zu einer Trübung der Atmosphäre führte, die sich auf das Klima der nördlichen Hemisphäre aus-

Tabelle 1: Das Umweltsystem

Komponenten	
Atmosphäre (Stratosphäre und Troposphäre)	
Hydrosphäre (Ozean, kontinentale Gewässer)	
Biosphäre (Pflanzen und Tiere auf Kontinenten und im Ozean)	
Kryosphäre (Eiskappen, Gletscher, Meereis)	
Lithosphäre (Gesteine, Sedimente)	
Informationsträger	
Durch die kosmische Strahlung produzierte Radioisotope:	$^{14}\text{C}$ ( $\text{CO}_2$ ), $^{3}\text{H}$ ( $\text{H}_2\text{O}$ ) $^{10}\text{Be}$ (Aerosol), $^{39}\text{Ar}$ (Luft und Wasser)
Verhältnisse stabiler Isotope:	$^{2}\text{H}/^{1}\text{H}$ ( $\text{H}_2\text{O}$ ), $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ( $\text{H}_2\text{O}$ ), $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ( $\text{CO}_2$ )
Gase:	$\text{CO}_2$ , $\text{CH}_4$ , $\text{NO}_x$ , Freone
Staub stammend von Pollenanteile:	Kontinenten, Ozean, Vulkanen z.B. Verhältnis Bäume/Sträucher
Subsysteme	
- Klimasystem	
- Kreisläufe v. $\text{H}_2\text{O}$ , $\text{CO}_2$ , N, P, S	
Archive	
- Eis (Polarkappen, Gletscher)	
- Ozean- und Seesedimente	
- Baumringe, Torfmoore	

wirken dürfte. Es ist nun von grossem Interesse zu prüfen, wie weit die heutigen Klimamodelle die Folgen der Trübung richtig voraussagen. Die genauen Beobachtungen der Trübung und ihrer effektiven klimatischen Auswirkungen werden andererseits Verfeinerungen der Modelle ermöglichen.

In Figur 2 ist die Modellentwicklung schematisch dargestellt. Auf der linken Seite sind die natürlichen Systeme mit ihren Störungen und Systemantworten angedeutet, auf der rechten die entsprechenden Modelle mit den parametrisierten Störungen und Modellantworten.

Nicht nur heutige, sondern auch vergangene Störungen dienen der Modellentwicklung. Mit Hilfe der natürlichen Archive rekonstruierte Parameter ergeben sowohl Information über kausale Faktoren für Umweltveränderungen in der Vergangenheit als auch über die resultierenden Veränderungen selber. Wohl ist diese Information nicht derart direkt und präzis wie die aufgrund heutiger Messungen gewonnene, doch lassen sich in den Archiven viel grössere Zeiträume mit drastischen Schwankungen überblicken, über die wir uns ohne diese Hinweise aus der Vergangenheit kaum sinnvolle Vorstellungen machen könnten.

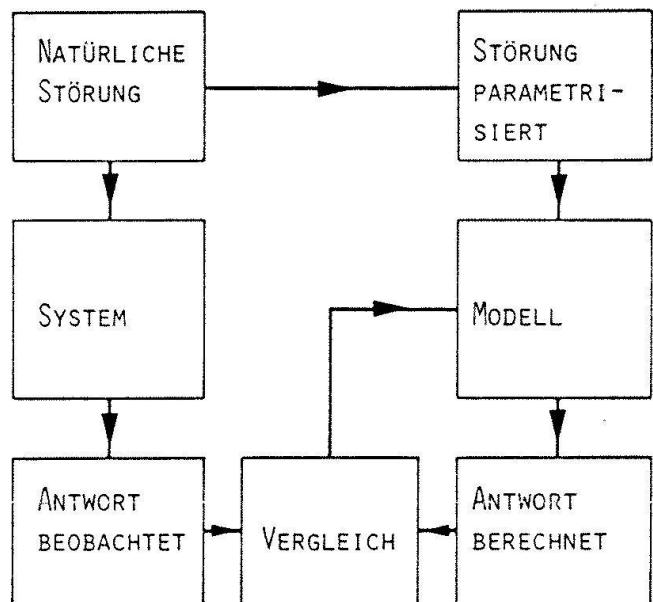
Die Modelle werden sodann benutzt, um Prognosen bezüglich zukünftiger Umweltveränderungen zu erstellen. Mögliche Szenarien zukünftiger anthropogener Umweltveränderungen dienen als Input für die Modelle. Der Output gibt eine Vorstellung der zu erwartenden Umweltveränderungen.

Die hier skizzierte Modellentwicklung wird später am Beispiel des  $\text{CO}_2$ - und des Klimasystems erläutert. Als natürliches Archiv wird uns speziell das Eis der Polarkappen dienen.

### Das Archiv Eis

In den letzten Jahren trat die Bedeutung des natürlichen Archivs Eis für die hier skizzierte Forschung immer mehr in den Vordergrund. In ihm ist die getreueste Information über Prozesse auf der Erdoberfläche und im Planetensystem enthalten. Im Folgenden wird kurz erläutert, wie Information über das Umweltsystem in dieses Archiv gelangt und dort gespeichert wird.

Kontinuierlich kondensiert Wasserdampf an in der Luft suspendierten Partikeln, es bilden sich Schneeflocken, die absinken und dabei weitere Partikel anlagern. Frischer Schnee enthält somit Proben von Stoffen, die über den Kontinen-



NÄTÜRLICHE STÖRUNGEN: - GEGENWÄRTIGE  
- VERGANGENE  
- ZUKÜNTIGE

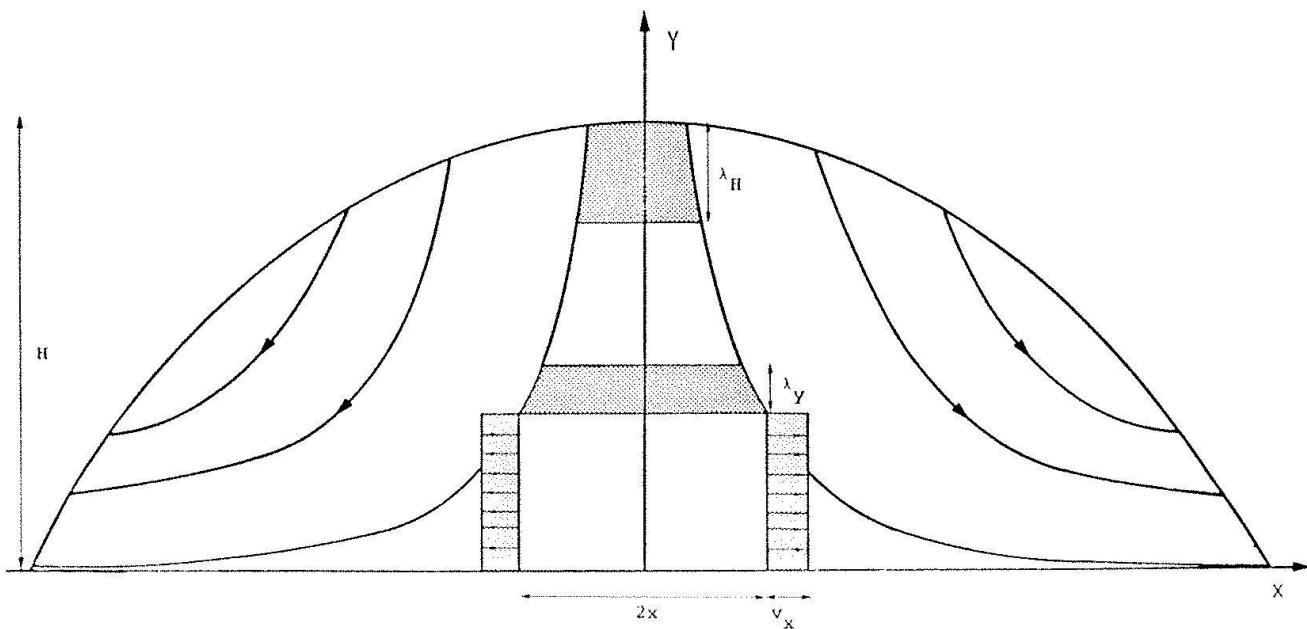
Figur 2: Entwicklung von Umweltmodellen.

ten und dem Ozean in die Luft gelangten. Interessant ist aber auch die in den Wasserstoff- und Sauerstoffverhältnissen  $^2\text{H}/^1\text{H}$  und  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  der Wassermoleküle gespeicherte Information. Die schweren Isotope im Wassermolekül sind in den Niederschlägen gegenüber Meerwasser abgereichert. Grob gilt die Gesetzmässigkeit, dass diese Fraktionierung mit grösserer Temperaturdifferenz zwischen Verdunstung und Kondensation zunimmt. Die Stärke der Isotopenfraktionierung ist somit in erster Näherung ein Mass für die Temperatur, die bei der Wolkenbildung geherrscht hat. So äussern sich klimatische Schwankungen als Veränderungen der Isotopenzusammensetzung der Wassermoleküle in den Niederschlägen.

Frisch gefallener Schnee wird von neuen Niederschlägen überdeckt. Die Schneeflocken degenerieren zu kugelartigen Firnkörnern. Unter zunehmendem Druck neuer Niederschläge sintern die Firnkörner zusammen. Beim Übergang von Firn zu Eis (für Grönland typisch in einer Tiefe von 50 bis 70 m) erfolgt der Einschluss der im Firn enthaltenen Luft; es bilden sich die Luftbläschen, die durch Lichtsteuerung an der sie umgebenden Eisoberfläche dem natürlichen Eis die weisse Farbe verleihen. Auf den polaren Eiskappen wie auch auf den Gletschern werden durch diesen Prozess laufend Luftproben ent-

nommen. In erster Näherung darf angenommen werden, dass die Luft im Firn mit der Atmosphäre relativ rasch austauscht. Die Information über die Gaszusammensetzung der Atmosphäre wird somit in tieferen Schichten eingelagert als andere Informationen wie Isotopenverhältnisse im Wassermolekül, lösliche und unlösliche Stoffe, die in der jeweiligen Firnoberfläche gespeichert sind.

Wie Figur 3 am Beispiel eines Eisschildes zeigt, bewegt sich frischgebildetes Eis zunächst hauptsächlich vertikal nach unten. Unter dem Druck des darüberliegenden Eises verdünnen sich sodann die Schichten und neben der vertikalen stellt sich auch eine horizontale, zu den Randzonen hin gerichtete, Bewegung ein. Das Tiefenprofil der Horizontalgeschwindigkeit an einer beliebigen Stelle auf einem Eisschild zeigt für etwa die obersten zwei Drittel einen annähernd konstanten Wert. Zum Felsbett hin nimmt dann die Geschwindigkeit ab bis auf den Wert null, falls das Eis an das Felsbett angefroren ist. Für die Ausdünnung ergibt sich ein, zumindest für die obersten zwei Drittel mit guter Näherung gültiger, einfacher Zusammenhang: Die Höhe einer Jahresschicht über dem Felsbett, wie auch ihre Dicke, nimmt exponentiell mit der Zeit ab. Die Zeitkonstante berechnet sich als Quotient aus gesamter Höhe des



Figur 3: Fliessmodell eines Eisschildes.

H: Scheitelhöhe Eisschild

$\lambda_H$ : Schichtdicke für  $y = H$

$\lambda_y$ : Schichtdicke in Funktion von y

X: Distanz vom Zentrum

$v_x$ : Horizontale Geschwindigkeitskomponente in Funktion von X

Eisschildes dividiert durch die Dicke einer frischgebildeten Jahresschicht.

Bei der Bohrung in Dye 3, Südgrönland, beträgt die Mächtigkeit des Eisschildes ca. 2000 m und die Dicke einer jungen Jahresschicht entspricht ca. 0,6 m Eis. Als mittleres Alter des Eises ergibt sich somit ein Wert von 3300 Jahren. Der Übergang Eiszeit–Nacheiszeit vor ca. 10 000 Jahren wurde nach der exponentiellen Gesetzmässigkeit in einer Höhe von 100 m über dem Felsbett erwartet. Experimentell wurde der Übergang anlässlich der Bohrung (1981) in einer Höhe von ca. 220 m gefunden.

Die Information über grössere Zeiträume ist im antarktischen Eisschild gespeichert. Bei einer Dicke des Eisschildes am Südpol von ca. 3000 m und einer jungen Jahresschicht von nur 0,08 m, beträgt das mittlere Alter 37 500 Jahre. Der Eiszeit-Nacheiszeit-Übergang sollte sich somit ca. 2300 m, die letzte Zwischeneiszeit vor ca. 110 000 Jahren ca. 160 m über dem Felsbett nachweisen lassen.

## Das CO<sub>2</sub>-Problem

Möglichkeiten und Ergebnisse der hier skizzierten Umwelt systemforschung sollen im Folgenden am Beispiel des CO<sub>2</sub>-Problems dargestellt werden.

Das Klima der Erde hängt stark von der Zusammensetzung der Atmosphäre ab. Gase und Feststoffe spielen eine wichtige Rolle in physikalischen Prozessen, die das Energiebudget der Erde und damit das Klima bestimmen.

Ein Beispiel ist das Kohlendioxydgas (CO<sub>2</sub>), das, obwohl es heute nur 0,034 Volumenprozent der Atmosphäre (oder 340 ppm) ausmacht, einen Teil der von der Erdoberfläche emittierten Wärmestrahlung absorbiert und teilweise wieder auf die Erde zurückwirkt und somit die Erdtemperatur um einige °C über die Temperatur erhöht, welche bei einer CO<sub>2</sub>-freien Atmosphäre herrschen würde.

Durch die Nutzung von Fossilenergie wie Erdöl, Erdgas und Kohle, wie auch durch Rodungen und als Folge neuer landwirtschaftlicher Methoden, werden grosse Mengen CO<sub>2</sub> produziert und in die Atmosphäre emittiert. Abschätzungen ergeben, dass sich der atmosphärische CO<sub>2</sub>-Gehalt bei einer steigenden Nutzung der fossilen Brennstoffe in der Mitte des nächsten Jahrhunderts verdoppeln würde.

Klimamodellrechnungen weisen darauf hin, dass eine derartige Verdoppelung zu einem Anstieg der mittleren Erdtemperatur um 1,5–4,5 °C, mit einem Verstärkungsfaktor von 2–3 in den Polargebieten, führen wird. Andere Gase wie Methan, Chlor-Fluor-Kohlenwasserstoffe und Oxyde des Stickstoffs zeigen ebenfalls Konzentrationsanstiege. Da sie wie CO<sub>2</sub> die Wärmestrahlung absorbieren, könnten sie den für das CO<sub>2</sub> abgeschätzten Effekt um etwa 50% erhöhen.

Um sich Vorstellungen der Konsequenzen der anthropogenen CO<sub>2</sub>-Emission machen zu können, müssen die folgenden Fragen zu beantworten versucht werden (Figur 4):

- Welchen Verlauf wird die CO<sub>2</sub>-Produktion während der nächsten Jahrzehnte bis Jahrhunderte nehmen?
- Wie wird das emittierte CO<sub>2</sub> auf die Reservoir Atmosphäre, Biosphäre und Ozean verteilt, resp. welcher Bruchteil bleibt in der Atmosphäre zurück?
- Wie wird sich der erhöhte CO<sub>2</sub>-Gehalt auf das Klima auswirken?
- Welches werden die Auswirkungen der sich ändernden Klima- und Umweltbedingungen auf Wirtschaft und Gesellschaft sein?

Zur Beantwortung der zweiten und dritten Frage liefern physikalische und chemische Methoden wichtige Informationen.

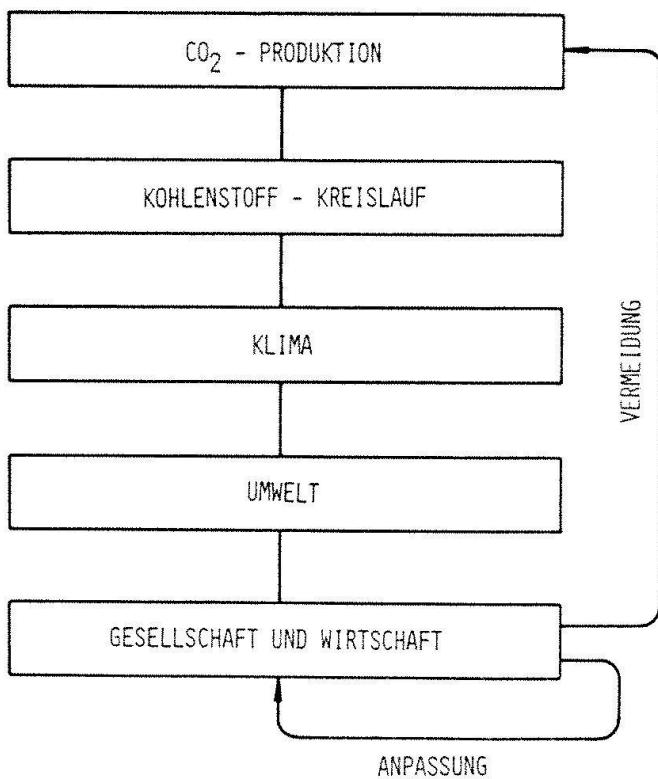
## Das CO<sub>2</sub>-System – natürliche und anthropogene Szenarien

### Der CO<sub>2</sub>-Anstieg

Obwohl die mögliche Erwärmung der Erde durch CO<sub>2</sub> seit dem Ende des letzten Jahrhunderts bekannt ist, wird der CO<sub>2</sub>-Gehalt der Luft erst seit 1958 regelmässig und mit grosser Genauigkeit an mehreren Orten gemessen. In Figur 5 sind die Resultate der Messungen auf dem Mauna Loa, Hawaii, dargestellt.

Die Konzentrationen, angegeben in Volumen-ppm (parts per million), zeigen einen stetigen Aufwärtstrend. Die saisonalen Schwankungen widerspiegeln die Aktivität der Vegetation: Aufbau und CO<sub>2</sub>-Aufnahme im Frühling und Sommer, Abbau und CO<sub>2</sub>-Abgabe im Herbst und Winter.

Es stellt sich nun die Frage, wie sich für die Beobachtungsperiode die CO<sub>2</sub>-Menge, die dem



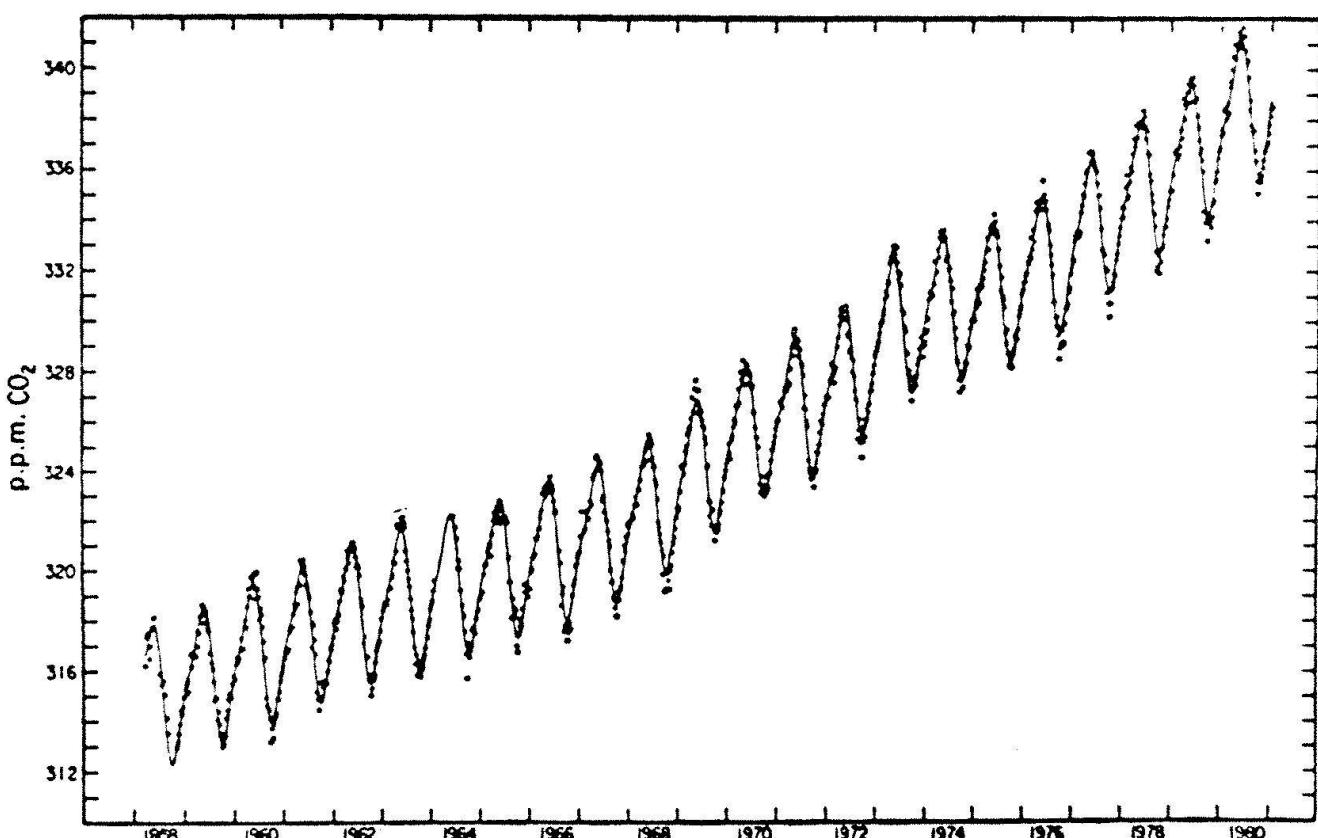
Figur 4: CO<sub>2</sub>-Problem – die verschiedenen Aspekte und ihre Verknüpfungen.

Anstieg entspricht, mit derjenigen vergleicht, die durch Fossilenergienutzung produziert und in die Atmosphäre emittiert wurde.

Von 1958 bis 1978 stiegen die Jahresmittelwerte der CO<sub>2</sub>-Konzentration von 316 ppm auf 336 ppm an. Die CO<sub>2</sub>-Menge, die während dieser Periode durch die Verbrennung fossiler Energieträger produziert wurde, wird auf einen Atmosphären-Volumenanteil von 36 ppm geschätzt. Damit ergibt sich für den *Atmosphärenanteil F* (airborne fraction) des produzierten CO<sub>2</sub>

$$F = \frac{\text{Konzentrationsanstieg}}{\text{Produktion}} = \frac{20 \text{ ppm}}{36 \text{ ppm}} = 0,56$$

Etwas mehr als die Hälfte des produzierten CO<sub>2</sub> scheint somit in der Atmosphäre zurückzubleiben, während sich der Rest in andere, mit der Atmosphäre austauschende Reservoirs, wie Ozean und Biosphäre verteilt. Dieser Wert des Atmosphärenanteils ist natürlich mit Unsicherheiten behaftet: die wirkliche fossile CO<sub>2</sub>-Produktion kann von der geschätzten etwas abweichen und die CO<sub>2</sub>-Basislinie könnte auch ohne menschliches Einwirken im untersuchten Zeit-



Figur 5: Konzentration des Kohlendioxids in der Luft an der Meßstation Mauna Loa auf Hawaii.

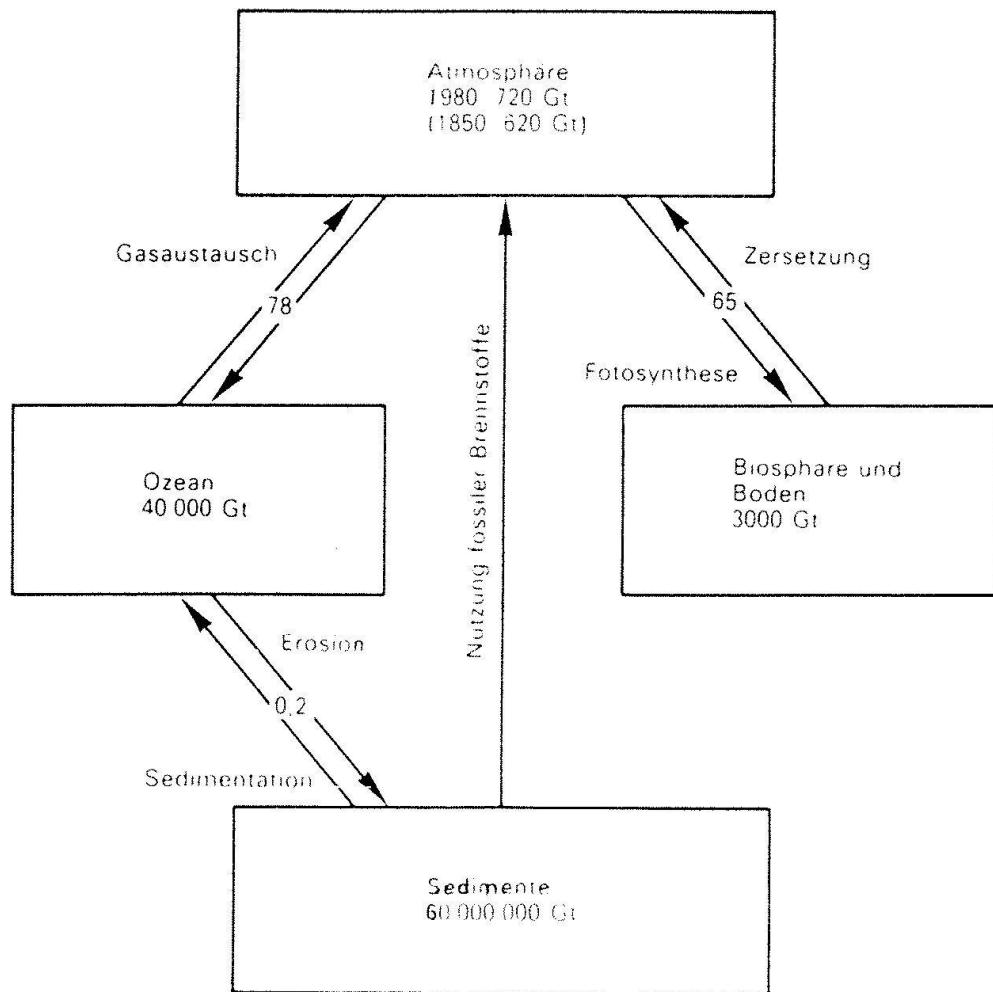
raum einer natürlichen Schwankung unterliegen.

Es ist auch zu beachten, dass die CO<sub>2</sub>-Emission als Folge der menschlichen Eingriffe in die Biosphäre sehr ungenau bekannt ist und daher bei dieser Bestimmung des Atmosphärenanteils nicht berücksichtigt wird. Auf diesen Aspekt wird später eingegangen. Bemerkenswert ist die Gesetzmässigkeit des CO<sub>2</sub>-Anstiegs. Eine erste Aussage kann auf Grund der folgenden einfachen Vorstellung gemacht werden: Wir nehmen an, das CO<sub>2</sub> der Atmosphäre tausche mit demjenigen in andern, nicht näher definierten Reservoirn aus und die Austauschflüsse seien proportional zu den jeweiligen CO<sub>2</sub>-Konzentrationen in den einzelnen Reservoirn. In die Atmosphäre werde eine exponentiell mit der Zeit zunehmende CO<sub>2</sub>-Menge emittiert. Es lässt sich zeigen, dass sich unter diesen Annahmen nach einiger Zeit konstante Anteile des emittierten CO<sub>2</sub> in den einzelnen Reservoirn einstellen.

Dies bedeutet, dass im Falle einer Fortsetzung des exponentiellen Anstiegs der CO<sub>2</sub>-Produktion mit einem einigermassen konstanten Atmosphärenanteil gerechnet werden darf. Um jedoch die CO<sub>2</sub>-Verteilung auf die verschiedenen Reservoirn für eine nicht exponentiell verlaufende Emission und den Einfluss eines allfälligen nichtlinearen Austauschverhaltens zu beurteilen, ist eine detailliertere Vorstellung der Dynamik des CO<sub>2</sub> im System Atmosphäre – Biosphäre – Ozean erforderlich.

### Der CO<sub>2</sub>-Kreislauf

Das CO<sub>2</sub> der Atmosphäre tauscht, wie Figur 6 zeigt, mit dem anorganischen und organischen Kohlenstoff im Ozean und mit dem organischen Kohlenstoff der Biosphäre aus. Ein Teil des anthropogenen CO<sub>2</sub> fliesst somit in diese Reservoirn ab. Langsam, und daher für die CO<sub>2</sub>-Aufnahme kaum ins Gewicht fallend, ist



Figur 6: Hauptsächliche Reservoirn und Flüsse des Systems. Reservoirgrössen in Gigatonnen C ( $10^9$  t) und Flüsse in Gigatonnen C pro Jahr.

der Austausch mit den Sedimenten; hingegen bedeutet die Fossilenergienutzung die schnelle künstliche Rückführung organischen, in den Sedimenten gespeicherten Kohlenstoffs in die Atmosphäre. Um die  $\text{CO}_2$ -Aufnahme durch den Ozean und die Biosphäre (infolge des erhöhten  $\text{CO}_2$ -Angebots) abschätzen zu können, müssen Annahmen über die Grösse dieser Reservoir und über die Austauschflüsse gemacht werden. Weiter muss abgeschätzt werden können, bis zu welcher Tiefe der Ozean für einen angenommenen zeitlichen Verlauf der  $\text{CO}_2$ -Emission fossiles  $\text{CO}_2$  aufnimmt. Die Grösse der Reservoir Atmosphäre und Ozean ist gut bekannt, schwieriger ist die Abschätzung der Grösse der austauschenden Biosphäre und der Austauschflüsse. Auskunft über die Austauschflüsse und die Eindringtiefe in den Ozean erhält man durch Messungen des radioaktiven Kohlenstoffisotops  $^{14}\text{C}$  an Proben aus Atmosphäre, Ozeanoberfläche und Tiefsee. Die  $\text{CO}_2$ -Kreislaufmodelle geben ausser der ungestörten, stationären vorindustriellen  $^{14}\text{C}$ -Verteilung auch die infolge der anthropogenen Eingriffe (Fossilenergienutzung und Kernwaffentests) gestörten Isotopenverhältnisse in guter Näherung wider. Durch die  $\text{CO}_2$ -Emission ändern sich neben der  $\text{CO}_2$ -Menge auch die Isotopenverhältnisse  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  und  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ , da sich das fossile  $\text{CO}_2$  vom atmosphärischen in seiner Isotopenzusammen-

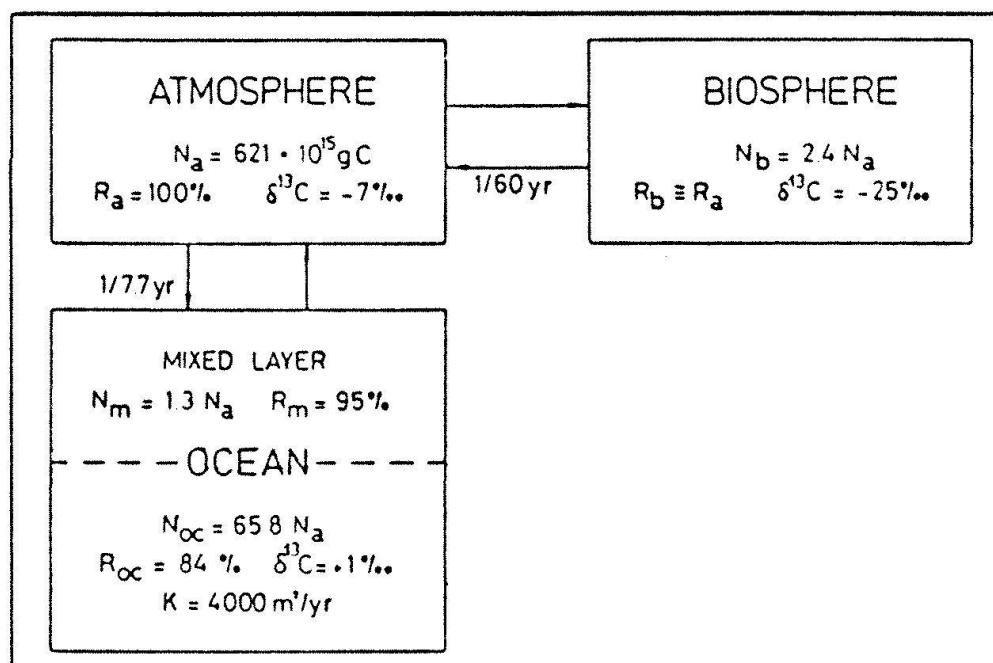
setzung unterscheidet. Bei den Kernwaffentests wurde hauptsächlich in den Sechzigerjahren in grossen Mengen  $^{14}\text{C}$  produziert, was in der Atmosphäre vorübergehend zu einer Verdopplung der  $^{14}\text{C}$ -Konzentration führte.

Diese veränderten Isotopenverhältnisse werden in der Luft ( $\text{CO}_2$ ) und in den Baumringen sowie im Wasser ( $\text{HCO}_3^-$ ) und in den Korallen registriert. Ihre Messung ermöglicht die Prüfung und Verbesserung der  $\text{CO}_2$ -Modelle.

Einige Experimente und Überlegungen werden im Folgenden etwas näher diskutiert. Im übrigen sei auf frühere Arbeiten (Oeschger et al., 1980; Oeschger, 1982) über die Erforschung der Dynamik des  $\text{CO}_2$ -Kreislaufes verwiesen.

Die statische Aufnahmekapazität des  $\text{CO}_2$ -Systems für anthropogenes  $\text{CO}_2$

In die Atmosphäre emittiertes  $\text{CO}_2$  wird nach genügend langer Zeit eine Gleichgewichtsverteilung in den verschiedenen austauschenden Reservoiren annehmen. Aus physikalisch-chemischen und biologischen Gründen wird der  $\text{CO}_2$ -Überschuss nicht proportional zu den Kohlenstoffmengen in den verschiedenen Reservoiren verteilt sein. Für die folgenden Betrachtungen stützen wir uns auf die Modellvorstellung Figur 7 ab. Atmosphäre, Biosphäre



Figur 7: Kohlenstoffreservoirs und Austauschflüsse.  $N_i$  = Kohlenstoffmenge in den einzelnen Reservoirs,  $\delta^{13}\text{C}$  = Promille-Abweichung des  $^{13}\text{C}$  von einem Standardwert.  $R_i$  = Vorindustrielle  $^{14}\text{C}$ -Aktivität in den einzelnen Reservoirs.

und Ozeanoberflächenschicht (Mixed Layer) sind als gut durchmischte Reservoirs simuliert, die Ausbreitung in den tiefen Ozean mit Hilfe eines Diffusionsansatzes. Vorerst interessieren uns die relativen Größen der Reservoirs und die Bedingungen, die die Aufnahme von Überschuss-CO<sub>2</sub> bestimmen.

Ein CO<sub>2</sub>-Überschuss in der Atmosphäre führt zu einer entsprechenden Erhöhung des CO<sub>2</sub>-Partialdrucks in der Ozeanoberfläche, verknüpft mit einer Verschiebung der chemischen Gleichgewichte zwischen gelöstem CO<sub>2</sub>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> und CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>. Daraus resultiert eine Erhöhung des totalen CO<sub>2</sub>-Gehalts (CO<sub>2</sub> + HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> + CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>). Die relative Erhöhung des totalen gelösten CO<sub>2</sub> ist geringer als diejenige des CO<sub>2</sub>-Partialdrucks allein. Dies kann durch die Einführung eines Pufferfaktors berücksichtigt werden: Wenn das gelöste CO<sub>2</sub> um p Prozent ansteigt, beträgt der Anstieg des totalen CO<sub>2</sub> nur p/ε Prozent. Für durchschnittliches Ozeanoberflächenwasser beträgt ε ungefähr 10. ε steigt mit zunehmendem CO<sub>2</sub>-Druck an und dementsprechend nimmt die CO<sub>2</sub>-Aufnahmekapazität des Ozeans ab.

Beim Übergang Atmosphäre–Biosphäre gelten die folgenden Überlegungen. Die Wachstumsrate der Pflanzen hängt neben anderen Faktoren vom CO<sub>2</sub>-Angebot ab. Es ist wahrscheinlich, dass ein CO<sub>2</sub>-Anstieg zumindest für einen Teil der Pflanzen zu einem Anstieg der Wachstumsrate führt. Auf diese Weise können die Pflanzen einen Teil des überschüssigen CO<sub>2</sub> aufnehmen.

### Die dynamische CO<sub>2</sub>-Aufnahmekapazität des CO<sub>2</sub>-Systems

Für die Abschätzung der dynamischen Aufnahmekapazität des CO<sub>2</sub>-Systems spielen Messungen des radioaktiven Kohlenstoffs <sup>14</sup>C (Halbwertszeit 5730 Jahre) eine wichtige Rolle. <sup>14</sup>C wird in der Atmosphäre laufend durch die Wechselwirkung der Partikel der kosmischen Strahlung hauptsächlich mit den Atomkernen des Stickstoffs produziert.

Das frisch produzierte <sup>14</sup>C oxidiert zu <sup>14</sup>CO<sub>2</sub> und vermischt sich mit dem CO<sub>2</sub> der Atmosphäre. Ca. jedes 10<sup>12</sup>te Kohlenstoffatom im CO<sub>2</sub> der Atmosphäre ist radioaktives <sup>14</sup>C. <sup>14</sup>C findet sich aber auch in dem im Wasser gelösten CO<sub>2</sub>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> und CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>, in den Pflanzen und Tieren oder etwa im CO<sub>2</sub> der im Polareis eingeschlossenen Luftblasen. Wird der Nachschub an <sup>14</sup>C-

haltigem CO<sub>2</sub> unterbrochen, etwa wenn ein Wasserpaket die an die Atmosphäre grenzende Wasseroberfläche verlässt, wenn eine Pflanze oder ein Tier stirbt, oder wenn sich Firn zu Eis umwandelt, so klingt die <sup>14</sup>C-Aktivität des Kohlenstoffs gemäß dem Gesetz des radioaktiven Zerfalls ab. Die in totem organischem Material, in Wasser- oder Eisproben noch vorhandene spezifische <sup>14</sup>C-Aktivität gestattet es, die Zeit zu bestimmen, die seit dem Abbruch des Austauschs mit der Atmosphäre verstrichen ist.

Auf diesem Prinzip beruht die Eichung des CO<sub>2</sub>-Austauschmodells (Figur 7). Vor den Nuklearwaffentests betrug die <sup>14</sup>C-Aktivität im CO<sub>2</sub> des Ozeanoberflächenwassers 95 % und gemittelt für das Tiefenwasser 84 % der atmosphärischen <sup>14</sup>C-Aktivität. Das Tiefenwasser besitzt somit <sup>14</sup>C-Alter im Bereich von 500–1000 Jahren. Aufgrund der <sup>14</sup>C-Information wurden für das hier diskutierte Modell die Koeffizienten für den Austausch Atmosphäre–Ozean und für die Konstante K der scheinbaren Diffusion bestimmt.

Wendet man das Modell an, um die CO<sub>2</sub>-Aufnahme durch den Ozean für den exponentiell ansteigenden fossilen CO<sub>2</sub>-Emissionsverlauf abzuschätzen, so ergibt sich, dass effektiv nur etwa 10 % des Ozeanvolumens am Prozess beteiligt sind. Für die CO<sub>2</sub>-Verdünnung steht somit ein Reservoir zur Verfügung, das etwa 60 % der Aufnahmekapazität der Atmosphäre besitzt. Wegen des direkten Austauschs zwischen Atmosphäre und Tiefenwasser um die Antarktis und einer möglichen Unterschätzung der Konstanten für die scheinbare Diffusion mag der wahre Wert für die Ozeanaufnahmekapazität für das fossile CO<sub>2</sub> bei etwa 80 % derjenigen der Atmosphäre liegen (Siegenthaler, 1982).

Mit diesem Wert berechnet sich ein Atmosphärenanteil von 55 % des emittierten CO<sub>2</sub>, was gut mit den Beobachtungen übereinstimmt und als Hinweis dafür betrachtet werden kann, dass sich zumindest für etwa die letzten 20 Jahre die CO<sub>2</sub>-Abgabe durch die Biosphäre, u. a. durch das Abholzen von Wäldern, und die erhöhte CO<sub>2</sub>-Aufnahme (CO<sub>2</sub>-Düngung) ungefähr kompensieren.

### CO<sub>2</sub>-Modelltest auf Grund der <sup>14</sup>C-Fluktuationen in der Vergangenheit

<sup>14</sup>C-Messungen an Baumringproben der letzten 8000 Jahre zeigen, dass das <sup>14</sup>C/<sup>12</sup>C-Verhältnis

im atmosphärischen CO<sub>2</sub> nicht konstant war. Zwei Typen von Variationen werden beobachtet: Eine Abnahme um ca. 10% von etwa 8000 Jahren bis 2000 Jahren vor heute und ihr überlagert sägezahnartige Schwankungen mit einer Amplitude von ca. 2% und einer Dauer von etwa 200 Jahren. Die kurzzeitigen <sup>14</sup>C-Schwankungen werden Schwankungen der <sup>14</sup>C-Produktion als Folge der Modulation der galaktischen Komponente der kosmischen Strahlung durch die vom solaren Plasma mitgeführten Magnetfelder zugeschrieben, wie sie seit etwa 30 Jahren direkt mit Hilfe von Neutronenmonitoren beobachtet werden.

Die Frage nach der Ursache der kurzzeitigen <sup>14</sup>C-Schwankungen wurde kürzlich (Beer et al., 1983) eindeutig geklärt. Neben <sup>14</sup>C produziert die kosmische Strahlung weitere langlebige Radioisotope, die in den natürlichen Archiven gespeichert sind. Ein wichtiges Beispiel ist das <sup>10</sup>Be (Halbwertszeit  $1,6 \cdot 10^6$  Jahre). In erster Näherung darf erwartet werden, dass <sup>10</sup>Be die gleichen Produktionsschwankungen zeigt wie <sup>14</sup>C. Anders ist jedoch sein geochemisches Verhalten. Nach der Produktion lagert es sich an Aerosolpartikeln an und erreicht mit dem Niederschlag die Erdoberfläche. Die Produktion von <sup>10</sup>Be findet sich mit ihren Fluktuationen also aufgezeichnet im natürlichen Archiv Eis. Systematische <sup>10</sup>Be-Messungen an Eisproben, ermöglicht durch die neu entwickelte Beschleunigermassenspektromie, gestatten es, nicht nur für die letzten sieben 11-Jahreszyklen der Sonnenaktivität die erwarteten <sup>10</sup>Be-Depositions- und damit Produktionsschwankungen zu beobachten, sondern auch die aufgrund der <sup>14</sup>C-Schwankungen erwarteten Maxima der Radioisotopenproduktion während der Perioden der «ruhigen Sonne», wie z. B. während dem sogenannten Maunder-Minimum der Sonnenaktivität von 1640–1710 n. Chr.

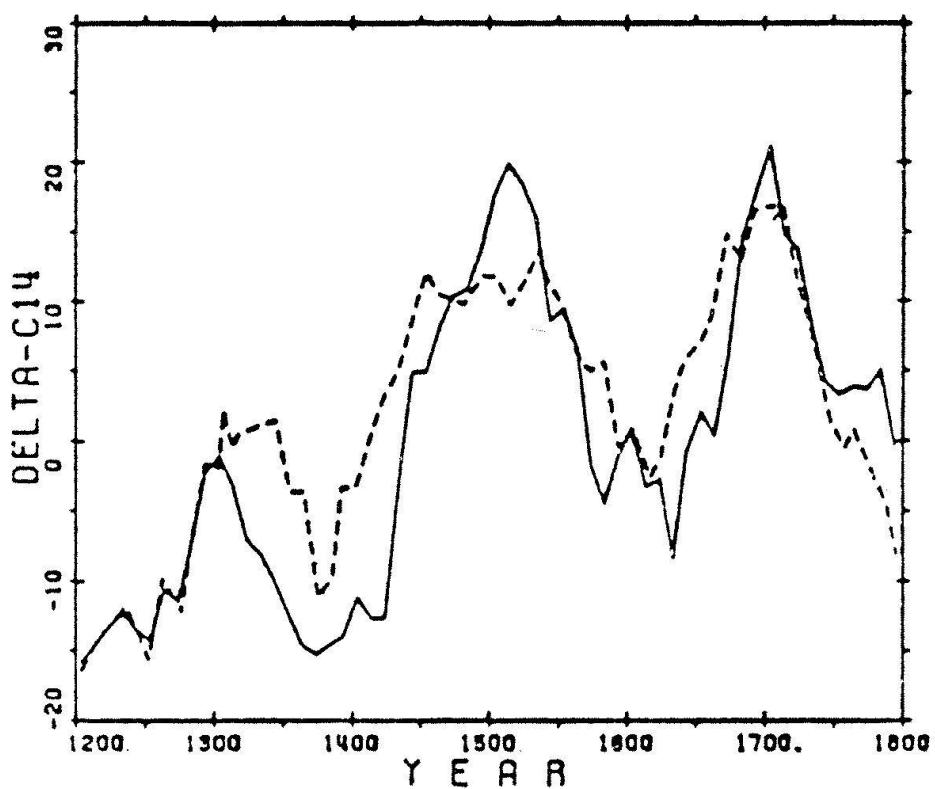
Betrachten wir nun diese Gegebenheiten aus der Optik der Entwicklung und Prüfung von Umweltmodellen. Im Archiv Eis finden wir relativ unverfälscht und mit guter Auflösung die Schwankungen der Produktion von Radioisotopen in der Atmosphäre durch die kosmische Strahlung aufgezeichnet. In erster Näherung nehmen wir an, dass die relativen <sup>10</sup>Be-Schwankungen mit den relativen <sup>14</sup>C-Schwankungen übereinstimmen. Wir kennen somit den zeitlichen Verlauf der Störung einer Grösse (<sup>14</sup>C-Produktion) im Atmosphärenreservoir des CO<sub>2</sub>-Systems. Die Störung wird vom CO<sub>2</sub>-System ver-

arbeitet. Als Antwort stellen sich Veränderungen der <sup>14</sup>C/<sup>12</sup>C-Verhältnisse in den verschiedenen Reservoiren ein. Die Schwankungen des <sup>14</sup>C/<sup>12</sup>C-Verhältnisses in der Atmosphäre sind in den Baumringen, diejenigen im CO<sub>2</sub> der Ozeanoberflächenschicht in den Korallen aufgezeichnet. Wir besitzen somit die Möglichkeit zu prüfen, ob unser CO<sub>2</sub>-Modell in der Lage ist, die Reaktion des CO<sub>2</sub>-Systems auf Störungen mit charakteristischen Zeiten von etwa 100 Jahren mit befriedigender Genauigkeit wiederzugeben. Dieser Modelltest ist in Figur 8 dargestellt. Die <sup>10</sup>Be-Konzentration im Eisbohrkern von Dye 3, Südgrönland, zeigt starke Variationen. Ausgeprägte Konzentrationsmaxima treten in den Bereichen 1450–1550 A.D. und 1640–1710 A.D. auf. Die relativen <sup>10</sup>Be-Schwankungen werden nun als Modell-Input für relative <sup>14</sup>C-Produktionsschwankungen benutzt. Die so berechneten relativen Schwankungen des atmosphärischen <sup>14</sup>C/<sup>12</sup>C-Verhältnisses sind als ausgezogene Kurve gezeigt. Gestrichelt sind die in Baumringen gemessenen <sup>14</sup>C-Schwankungen aufgetragen. Innerhalb der Messgenauigkeit stimmen die so berechneten <sup>14</sup>C-Schwankungen mit den beobachteten überein: Das Modell liefert die notwendige Dämpfung um ca. einen Faktor 25, wie auch die Phasenverschiebung um etwa 20 Jahre.

Diese Feststellung führt zur erstaunlichen Erkenntnis, dass sich unter günstigen Umständen Umweltvorgänge durch relativ einfache Modelle simulieren lassen, auch wenn sie auf komplizierten physikalischen, chemischen und biologischen Vorgängen beruhen.

Welches war der vorindustrielle Wert der atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Konzentration?

Aufgrund des bekannten Verlaufs der CO<sub>2</sub>-Injektion in die Atmosphäre durch Fossilenergienutzung lässt sich mit Hilfe des CO<sub>2</sub>-Modells durch Rückextrapolation auf die Mitte des letzten Jahrhunderts ein «vorindustrieller Wert» von 290 bis 300 ppm ermitteln. Gibt es experimentelle Möglichkeiten zu überprüfen, ob damals die atmosphärische CO<sub>2</sub>-Konzentration tatsächlich einen Wert in diesem Bereich besaß? Frühere direkte, vor 1956 durchgeführte Messungen sind aus verschiedenen Gründen mit grossen Fragezeichen behaftet, und man möchte mit der heutigen Messtechnik Luftproben aus vergangenen Zeiten analysieren. Solche



Figur 8:  $\Delta^{14}\text{C}$  in der Atmosphäre. Gestrichelte Linie: Baumring-Messungen (Stuiver, 1980); ausgezogene Linie: gleich wie gestrichelte Linie bis 1310, nach 1310 Modellrechnung basierend auf  $^{10}\text{Be}$ -Daten.

Proben stehen in den feinen Hohlräumen des natürlichen Eises zur Verfügung. Mehrmals haben Wissenschaftler versucht, die Geschichte des atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Gehalts aufgrund von Messungen an Eisproben zu rekonstruieren. Entscheidende Fortschritte waren aber erst in den letzten Jahren möglich, da durch Tiefbohrungen in Grönland und der Antarktis Eisproben, welche die letzten 50 000–100 000 Jahre umfassen, erschlossen und neue analytische Methoden entwickelt wurden.

Laboratorien in Bern und Grenoble sind heute in der Lage, den  $\text{CO}_2$ -Gehalt der in Eisproben eingeschlossenen Luft auf etwa  $\pm 10$  ppm genau zu bestimmen. Von einer grossen Zahl von Proben aus Grönland und der Antarktis wurden, kurz zusammengefasst, die folgenden Resultate erhalten:

- Der vorindustrielle  $\text{CO}_2$ -Gehalt (Mitte des letzten Jahrhunderts) lag wahrscheinlich im Bereich von 260–280 ppm.
- Während der letzten 1000 Jahre traten keine  $\text{CO}_2$ -Schwankungen auf, die sich mit dem heute beobachteten Anstieg vergleichen lassen.

Damit wird die Annahme, dass der  $\text{CO}_2$ -Anstieg anthropogenen Ursprungs ist, bestärkt.

Der Hinweis auf einen möglicherweise deutlich niedrigeren vorindustriellen Wert (260–280 ppm) als der durch Rückextrapolation des fossilen Inputs abgeschätzte (295 ppm) stellt weniger das Verständnis des Verhaltens des  $\text{CO}_2$ -Systems in Frage, als dass er die Vermutung nahelegt, neben dem fossilen Input in den letzten hundert Jahren seien auch durch die Rodung riesiger Wälder, z. B. auf dem nordamerikanischen Kontinent, gewaltige  $\text{CO}_2$ -Mengen an die Atmosphäre abgegeben worden. Die Modellvorstellungen würden durch die Annahme einer biogenen  $\text{CO}_2$ -Emission von der Größenordnung der fossilen und mit einem zeitlichen Schwerpunkt um die Jahrhundertwende befriedigt. Leider gestatten es die  $\text{CO}_2$ -Messungen an Eisproben nicht, die  $\text{CO}_2$ -Konzentration zu einem festen Zeitpunkt zu ermitteln, auch wenn eine beinahe auf das Jahr genaue Datierung des Eises möglich ist. Der Gaseinschluss erfolgt während eines relativ langen Zeitintervalls (50–100 Jahre), und benachbarte Luftblasen können zu deutlich verschiedenen Zeiten eingeschlossen worden sein. Dadurch wird die Rekonstruktion des  $\text{CO}_2$ -Verlaufs von 1850 bis zum Einsetzen der präzisen modernen Messungen (ca. 1956) erschwert. Geeignete Proben soll-

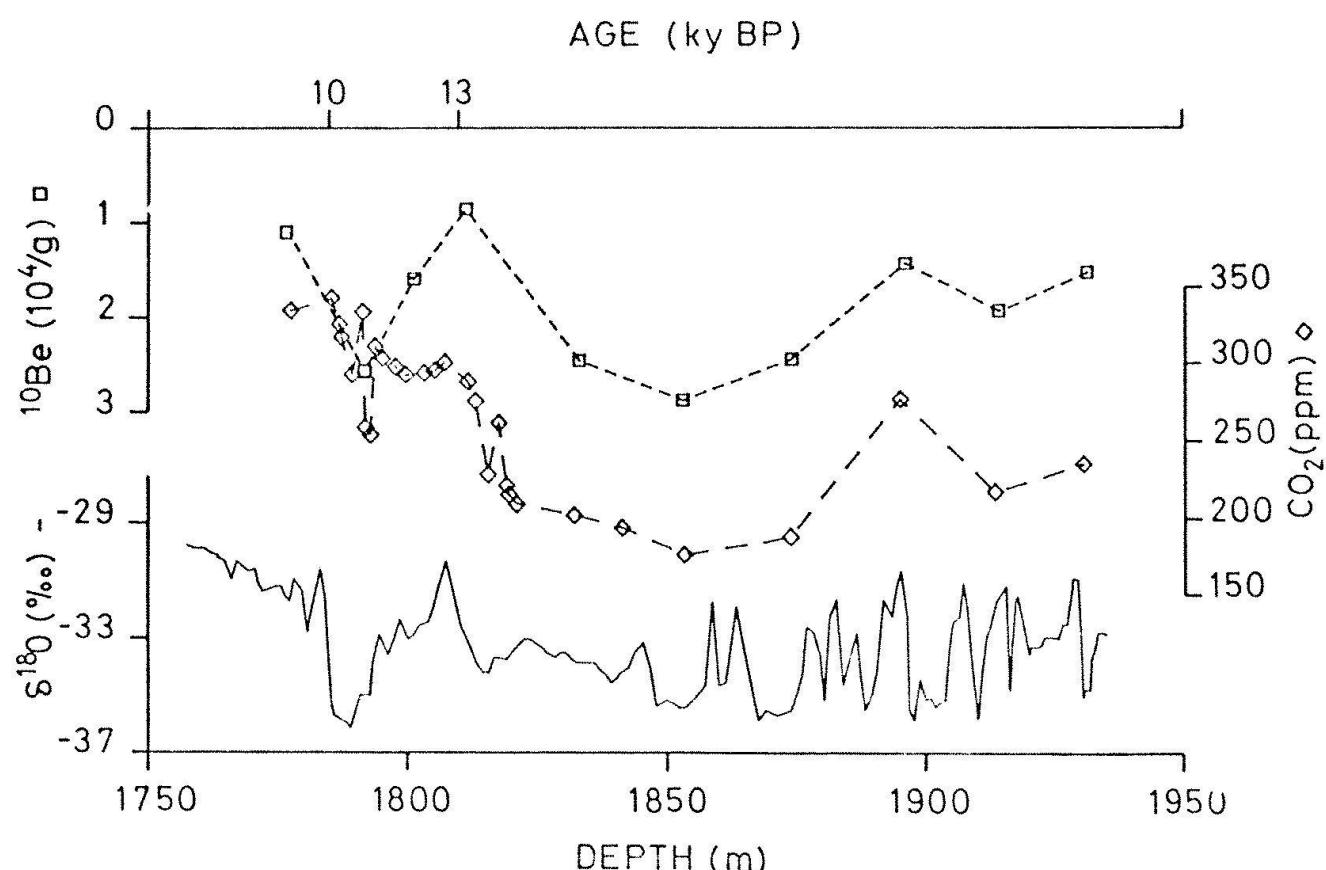
ten jedoch zumindest eine grobe Abschätzung ermöglichen. Die Kenntnis des Bereichs des vorindustriellen  $\text{CO}_2$ -Pegels und des Verlaufs des  $\text{CO}_2$ -Anstiegs ist von grundlegender Bedeutung auch für die Frage, ob sich ein durch den  $\text{CO}_2$ -Anstieg induzierter globaler Temperaturanstieg schon heute nachweisen lässt.

Abschliessend gilt die Aussage, dass der  $\text{CO}_2$ -Pegel seit Mitte des letzten Jahrhunderts wahrscheinlich etwa um einen Faktor 1,2 bis 1,3 von ca. 265 ppm auf 340 ppm angestiegen ist. Dass der Anstieg anthropogen ist, darf als praktisch gesichert bezeichnet werden.

#### Gab es auch natürliche $\text{CO}_2$ -Schwankungen?

Die Möglichkeit, frühere atmosphärische  $\text{CO}_2$ -Konzentrationen auf Grund von Eisbohrkernmessungen zu rekonstruieren, bleibt natürlich nicht auf die letzten 1000 Jahre beschränkt. Es interessiert uns vor allem die Frage, ob drastische Klimaschwankungen wie z. B. Übergänge zwischen Eiszeiten und Zwischeneiszeiten mit Änderungen des atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Gehalts verknüpft waren und ob somit Anzeichen dafür

vorliegen, dass  $\text{CO}_2$ -Schwankungen in der Vergangenheit eine Rolle im Klimageschehen gespielt haben. In Bern und Grenoble wurden Eisproben aus der letzten Eiszeit mit Proben aus der Nacheiszeit bezüglich  $\text{CO}_2$ -Gehalt der eingeschlossenen Luft verglichen. Sowohl die grönlandischen wie die antarktischen Proben zeigen, dass am Ende der Eiszeit die  $\text{CO}_2$ -Konzentration von Werten im Bereich 180–200 ppm auf nacheiszeitliche Werte im Bereich 260–300 ppm angestiegen ist. Figur 9 zeigt die Werte für die  $\text{CO}_2$ -Konzentration zusammen mit den  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten. Tiefe  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte repräsentieren Kaltphasen, höhere Werte Warmphasen. Der rapide Anstieg von  $\delta^{18}\text{O}$  von  $-36\text{\textperthousand}$  auf  $-30\text{\textperthousand}$  in einer Tiefe von 1785 m entspricht dem Pleistozän-Holozän-Übergang vor ca. 10 000 Jahren, genauer ausgedrückt, dem Übergang von der Jüngeren Dryas-Kaltphase in das deutlich wärmere Präboreal. Der Anstieg der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte bei 1815 m Tiefe weist auf eine erste Erwärmung am Ende der letzten Eiszeit hin und entspricht wahrscheinlich dem Übergang von der ältesten Dryas-Kaltphase in das relativ warme Bölling, der aufgrund von  $^{14}\text{C}$ -Messungen an Torfmooren vor etwa 13 000 Jahren er-



Figur 9:  $\text{CO}_2$ -Konzentration und  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte gemessen am Bohrkern von Dye 3 (Südgrönland) 1981.

folgte (Oeschger et al., 1984). Dieser unerwartete Befund löst folgende Fragen aus:

- Wie ist eigentlich der atmosphärische CO<sub>2</sub>-Gehalt bestimmt? Wie kann es zu Änderungen um einen Faktor 1,5 in einigen Jahrzehnten bis wenigen Jahrhunderten kommen?
- Ist der atmosphärische CO<sub>2</sub>-Gehalt ein wesentlicher Faktor bei drastischen Klimaveränderungen wie Übergängen zwischen Eiszeiten und Zwischeneiszeiten?

Wichtig im Zusammenhang mit der ersten Frage ist die Feststellung, dass die Atmosphäre nur mit der jeweiligen Oberflächenschicht der Meere bezüglich Gasaustausch im Gleichgewicht ist. Die CO<sub>2</sub>-Konzentration der Atmosphäre entspricht deshalb dem Mittel des CO<sub>2</sub>-Partialdruckes im Ozeanoberflächenwasser, welcher seinerseits durch den totalen CO<sub>2</sub>-Gehalt des Wassers und dessen Alkalinität bestimmt ist. Der CO<sub>2</sub>-Partialdruck von tiefem Ozeanwasser entspricht etwa 1000 ppm. In Wasser, welches aus den Ozeantiefen die Oberfläche erreicht, bilden sich dank dem hohen Nährstoffgehalt Organismen, die in tiefere Schichten sinken. Durch diesen Prozess verändert sich die chemische Zusammensetzung des Oberflächenwassers. So stellen sich CO<sub>2</sub>-Partialdrücke ein, die angenähert der jeweiligen CO<sub>2</sub>-Konzentration in der Atmosphäre entsprechen. Würden alle Nährstoffe in der Oberflächenschicht, im wesentlichen Phosphate und Nitrate, durch Organismen konsumiert, entspräche der mittlere CO<sub>2</sub>-Partialdruck einem atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Gehalt von etwa 200 ppm. Je nach dem Sättigungsgrad der biosphärischen Aktivität in der Ozeanoberfläche liegt somit ein relativ grosser Spielraum für den mittleren CO<sub>2</sub>-Partialdruck und damit die atmosphärische CO<sub>2</sub>-Konzentration vor. Änderungen der Ozeanzirkulation, verknüpft mit unterschiedlicher Sättigung der biosphärischen Aktivität, wären somit eine mögliche Erklärung für rasche Änderungen der atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Konzentration.

Im Zusammenhang mit der zweiten Frage interessiert, dass nach Modellabschätzungen eine CO<sub>2</sub>-Konzentrationserhöhung um einen Faktor 1,5 einer globalen Temperaturerhöhung von etwa 1,5°C entspricht. Über den eisbedeckten Flächen wäre sogar noch eine stärkere Erwärmung zu erwarten. Wegen der relativ raschen Atmosphärendurchmischung ist die CO<sub>2</sub>-Erhöhung ein globales Phänomen und könnte daher einen wichtigen Kopplungsfaktor zwischen den

Hemisphären bei den Vorgängen darstellen, welche die letzte Eiszeit beendeten.

Diese Bemerkungen bezüglich der Bedeutung der beobachteten unerwarteten Änderung des atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Gehaltes besitzen noch einen stark spekulativen Charakter. Sie nehmen jedoch einen wichtigen Raum in der CO<sub>2</sub>- und Klima-Diskussion ein und sind ein Beispiel für die Bedeutung der Studien der natürlichen Archive und Umweltvorgänge.

## Das Klimasystem

### Klima und Klimamechanismen

Unter dem Begriff Klima verstehen wir den über mehrere Jahre gewonnenen Gesamteindruck der Wetterabläufe. Eine objektive Charakterisierung ist schwierig. Wichtige Parameter sind Durchschnittswerte der Temperatur, Luftfeuchtigkeit, Sonnenscheindauer und Niederschlagsrate über mehrere Jahre, aber auch das Ausmass und die Häufigkeit extremer Bedingungen, wie Perioden grosser Trockenheit oder Überschwemmungen. Eine grosse Zahl von Faktoren und Prozessen mit verschiedener Ausdehnung und Dauer bestimmen das Klima, und es ist unmöglich, das komplexe System in einer auch nur annähernd vollständigen Art zu simulieren. Die Klimatologen versuchen daher, die wichtigsten Mechanismen ausfindig zu machen und in Modellen unterschiedlicher Komplexität zu berücksichtigen.

Die wesentlichen das Klima der Erde beeinflussenden Faktoren lassen sich anhand eines Diagramms, das die Energieflüsse zwischen Weltraum, Atmosphäre und Erdoberfläche darstellt, veranschaulichen (Figur 10).

Der wichtigste die Erdtemperatur bestimmende Faktor ist die Sonnenstrahlung, die die Erdoberfläche aufheizt. Ohne Abstrahlung von Energie würde die Erdtemperatur ständig zunehmen, doch emittieren die Erdoberfläche und die Atmosphäre Wärmestrahlung mit einer zur vierten Potenz der absoluten Temperatur proportionalen Leistung. Daher erwärmt sich die Erde nur bis zu einer Temperatur, für die, gemittelt über die Zeit, die absorbierte Sonnenenergie durch die emittierte Wärmestrahlung kompensiert wird. Wie aus Figur 10 ersichtlich, werden 30% des einfallenden Sonnenlichts direkt in den Weltraum reflektiert, während 70% in der Atmosphäre und auf der Erdoberfläche

absorbiert werden. Im Strahlungsgleichgewicht muss die Erde somit Wärmestrahlung emittieren, die der Leistung dieser 70% des einfallenden Sonnenlichts entspricht. Aufgrund des Gleichgewichts kann mit dem Gesetz von Stefan-Boltzmann eine effektive Strahlungstemperatur der Erde berechnet werden. Sie beträgt 255°K oder  $-18^{\circ}\text{C}$ .

Die mittlere Temperatur an der Erdoberfläche liegt jedoch mit  $15^{\circ}\text{C}$  deutlich höher. Die Differenz von  $33^{\circ}\text{C}$  erklärt sich dadurch, dass die den Weltraum erreichende Wärmestrahlung nur zu einem Siebtel direkt von der Oberfläche stammt; der weitaus grösste Teil (sechs Siebtel) wird erst von höheren und damit auch kälteren Atmosphärenschichten abgestrahlt. Im Gegensatz zum Sonnenlicht, das die wolkenfreie Atmosphäre mit nur geringen Verlusten durchdringt, wird die von der Erdoberfläche emittierte Wärmestrahlung durch Wasserdampf,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}_3$  und andere Spurengase stark absorbiert. Dadurch werden die unteren Atmosphärenschichten erwärmt und geben nun ihrerseits

Wärmestrahlung, zum Teil zurück auf die Erdoberfläche, ab. Zusätzlich zur Sonnenstrahlung empfängt so die Erdoberfläche in erheblichem Masse Wärmestrahlung. Daher liegt ihre Temperatur deutlich über der Strahlungstemperatur. Dieses Phänomen der Durchsichtigkeit der Atmosphäre für die Sonnenstrahlung, jedoch teilweisen Undurchsichtigkeit für die Wärmestrahlung, bezeichnet man oft als Treibhauseffekt.

Diese Zusammenhänge werden durch Figur 10 veranschaulicht: Auf die Erdoberfläche fällt sowohl Sonnenlicht als auch Wärmestrahlung ein. Der Anteil des Sonnenlichts beträgt 50 Einheiten, derjenige der von der Atmosphäre auf die Erdoberfläche emittierten Wärmestrahlung 95 Einheiten der auf die Erde einfallenden Sonnenleistung von 100 Einheiten. Insgesamt werden somit auf der Erdoberfläche 45 Energieeinheiten mehr pro Zeiteinheit umgesetzt als die Sonne auf die Erde einstrahlt. 30 Einheiten gibt die Erdoberfläche als fühlbare und latente Wärme durch Konvektion ab, 115 Einheiten

Erdoberfläche Atmosphäre Weltraum

**Einfallende Sonnenstrahlung**

in der Atmosphäre reflektiert

26

auf der Oberfläche reflektiert

4

in der Atmosphäre absorbiert

20

auf der Oberfläche absorbiert

50

**Energieflüsse von der Erdoberfläche**

direkt in den Weltraum emittierte IR

10

in der Atmosphäre absorbierte IR

105

Konvektion

30

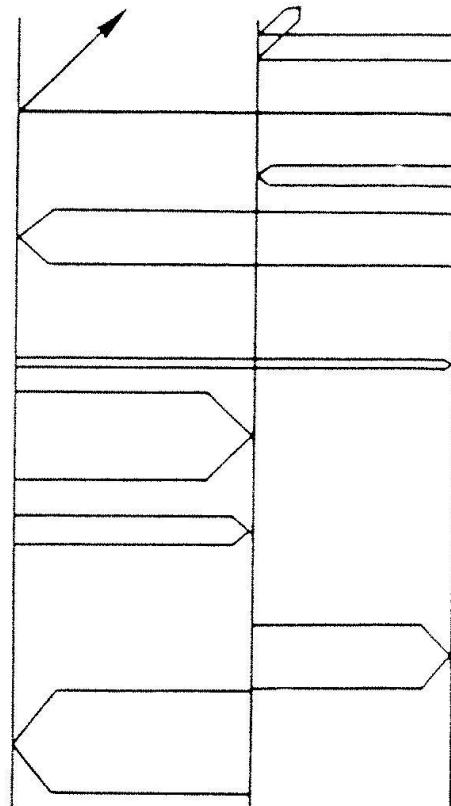
**von der Atmosphäre emittierte IR**

nach oben

60

nach unten

95



Figur 10: Die wichtigsten Energieflüsse zwischen Weltraum, Atmosphäre und Erdoberfläche. Im Gleichgewicht kompensieren sich die Zu- und die Abflüsse. Die einfallende Sonnenstrahlungsleistung in den obersten Atmosphärenschichten wird auf 100 Einheiten (units) normiert. IR bedeutet Infrarotstrahlung (Wärmestrahlung).

durch Wärmestrahlung. Nach dem Stefan-Bolzmann'schen Gesetz für die Strahlungsleistung einer beinahe schwarzen Oberfläche entspricht dies der Strahlungsleistung bei einer Temperatur von 15°C (288 K).

Wärmestrahlung im Wellenlängenbereich von 9 bis 15 μm wird von Wasserdampf nicht, von CO<sub>2</sub>, O<sub>3</sub> und anderen Spurengasen nur unvollständig absorbiert. Ein atmosphärischer CO<sub>2</sub>-Anstieg aber würde die Durchlässigkeit in diesem Spektralbereich reduzieren, damit den Treibhauseffekt verstärken und so zu höheren Oberflächentemperaturen führen. Andererseits zeigen Abschätzungen, dass der Treibhauseffekt ohne CO<sub>2</sub> um etwa 12%, entsprechend 4°C, geringer wäre. Wegen der tieferen Temperatur würde sich auch ein niedrigerer Wasserdampfanteil in der Atmosphäre einstellen. Es käme zu einer positiven Rückkoppelung, welche die Abkühlung um etwa einen Faktor 2 (8°C) verstärken würde.

## Klimamodelle

Die einfachsten Modelle beschreiben die Erde als eine isotherme Kugel, bedeckt von einer Atmosphäre. Etwas komplexere berücksichtigen die Breiten- und Höhenabhängigkeit der Temperatur, die Schnee- und Eisbedeckung und den Wärmetransport durch die Atmosphären- und die Ozeanzirkulation. Mit den höchst entwickelten Modellen, den General Circulation Models (GCM), werden für über die Erde verteilte Gitterpunkte wichtige Klimafaktoren, wie Monatsmittelwerte der Temperatur, Luftfeuchtigkeit, Niederschlagsraten oder Schneebedeckung, berechnet. Sie berücksichtigen die Verteilung der Kontinente und der Meere, sowie die wichtigsten physikalischen Gegebenheiten der Erdoberfläche.

Modelle des Wärmestrahlungsdurchgangs durch die Atmosphäre ergeben, dass für eine Verdoppelung der CO<sub>2</sub>-Konzentration im globalen Mittel der nach unten gerichtete Wärmestrahlungsfluss um  $4 \text{ W m}^{-2}$  (Augustsson und Ramanathan 1977) ansteigt. Auf die ganze Erde bezogen entspricht dies einem zusätzlichen Energiefluss auf der Erdoberfläche von  $2000 \times 10^{12} \text{ W}$ . Diese indirekte Aufheizung als Folge des Treibhauseffekts kann mit der direkten Erwärmung als Folge der Energienutzung, die heute etwa  $8 \times 10^{12} \text{ W}$  beträgt, verglichen werden. Im globalen Maßstab ist somit die di-

rekte Erwärmung viel geringer als die durch eine Verdoppelung der CO<sub>2</sub>-Konzentration bewirkte.

Um den Temperaturanstieg als Folge erhöhter atmosphärischer CO<sub>2</sub>-Konzentrationen abschätzen zu können, muss man, neben der durch das CO<sub>2</sub> veränderten Strahlungsbilanz, auch eine Reihe von Rückkoppelungsmechanismen (Feedbacks) berücksichtigen. Ein starker positiver Feedback ist der Anstieg der absoluten Luftfeuchtigkeit, der mit der Erwärmung der Erdoberfläche und der unteren Atmosphärenschichten verknüpft ist. Die kombinierte Temperaturerhöhung für höhere Konzentrationen von CO<sub>2</sub> und Wasserdampf ist das zweifache derjenigen von CO<sub>2</sub> allein. Ein anderer positiver Feedbackeffekt besteht in der Änderung des Reflexionsvermögens der Erdoberfläche (Albedo) durch die Abnahme der Schnee- und Eisbedeckung in den Polargebieten bei einer Erwärmung. Dieser positive Feedback erhöht die globale Erwärmung um einen Faktor 1,2–1,4.

Die Wirkung der Wolken ist schwer zu modellieren. Einerseits führt eine erhöhte Wolkenbedeckung zu einer erhöhten Albedo, aber andererseits auch zu einer Erhöhung der Absorption und Rückstrahlung der von der Erde emittierten Wärmestrahlung. Die beiden Effekte kompensieren sich teilweise. Auch ist heute noch nicht bekannt, ob eine höhere Erdtemperatur zu einer Veränderung der Wolkenbedeckung führen wird.

Berechnungen mit Klimamodellen verschiedener Komplexität weisen für eine CO<sub>2</sub>-Verdoppelung auf einen mittleren Anstieg der Erdtemperatur um 1,5 bis 4,5°C (WMO 1979) hin. Dabei wird angenommen, dass sich die Energieflüsse auf der Erdoberfläche gegenseitig aufheben und somit ein thermisches Gleichgewicht herrscht.

Einfache Klimamodelle liefern Abschätzungen der Größenordnung der durch den CO<sub>2</sub>-Anstieg zu erwartenden Veränderungen und gestatten es, spezifische Einflüsse und Prozesse zu untersuchen. Zur Abschätzung der für die verschiedenen Gebiete der Erdoberfläche zu erwartenden neuen klimatischen Bedingungen werden General Circulation Models entwickelt. Figur 11 zeigt den Anstieg der mittleren Temperaturen für eine Vervierfachung des atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Gehalts (Manabe und Stouffer, 1980) (die Temperaturerhöhungen für eine Verdoppelung sind etwa halb so gross wie für eine

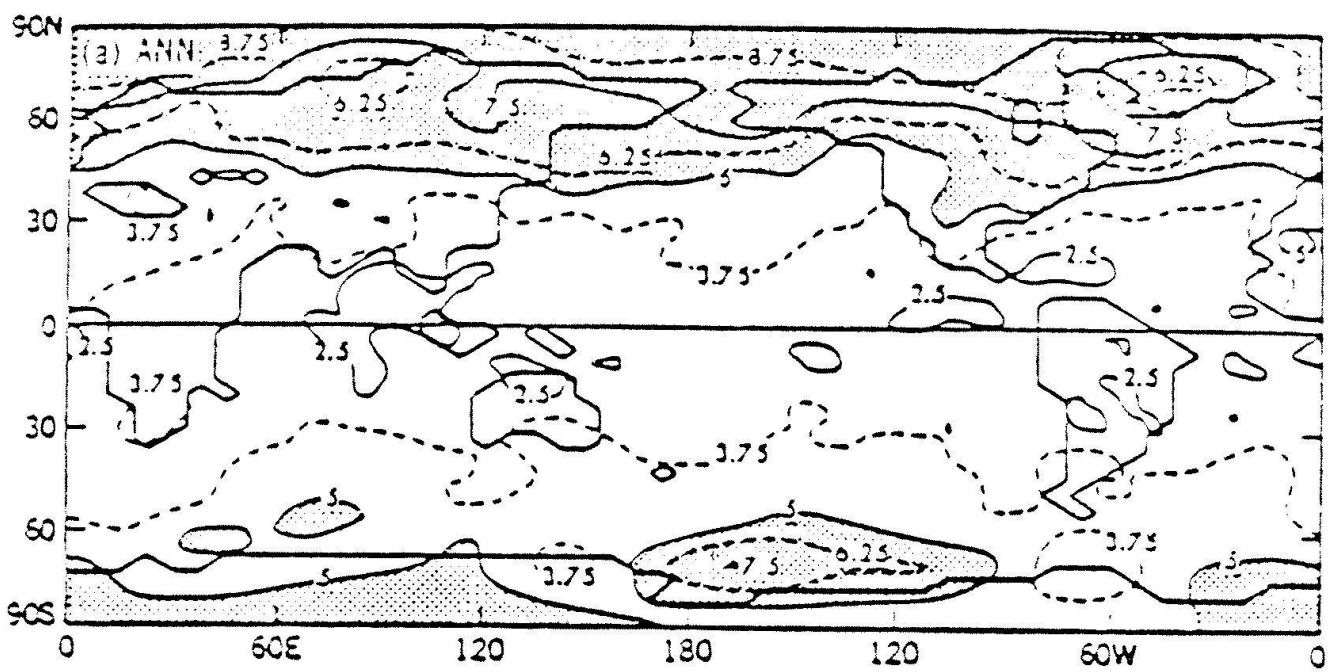
Vervierfachung). In den äquatorialen Gebieten beträgt die Erwärmung etwa  $3^{\circ}\text{C}$  und nimmt mit höherer Breite zu. Für 45 Grad nördliche Breite beträgt sie etwa  $5^{\circ}\text{C}$ . Die Verstärkung in den Polargebieten wird teilweise durch den erwähnten Schnee-Albedo-Feedback verursacht. In grossen Breiten ergibt das Modell zudem eine ausgeprägte saisonale Asymmetrie mit starken Temperaturveränderungen hauptsächlich im Winter.

Die Temperatur ist nur einer der interessierenden Klimaparameter; Veränderungen der Niederschlags- und Verdunstungsrate sind ähnlich wichtig. Die Resultate von Manabe und Stouffer weisen auf erhöhte Niederschläge in hohen Breiten hin, doch sind die Probleme bei der Simulation des Wasserkreislaufes noch gross.

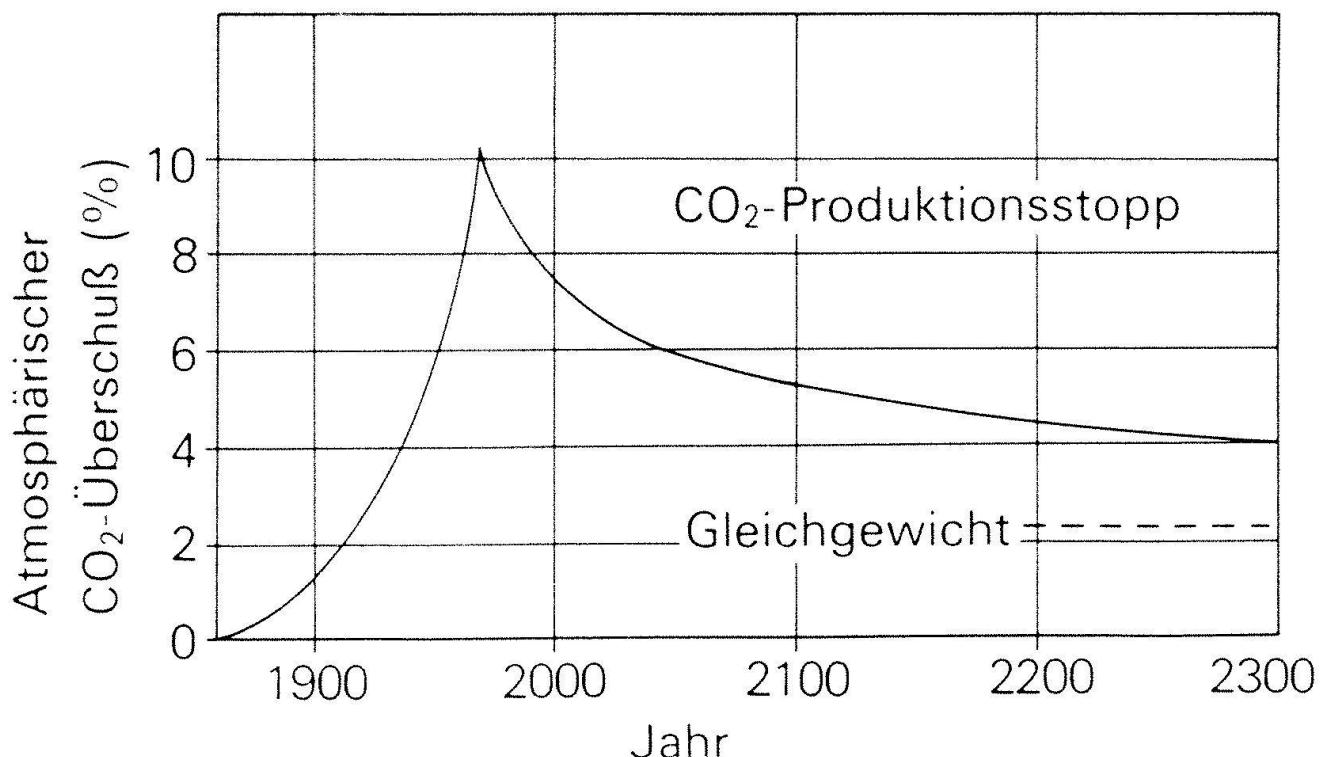
### Der Einfluss der Wärmekapazität des Ozeans

Der Ozean spielt ähnlich, wie er an der Aufnahme von fossilem  $\text{CO}_2$  beteiligt ist, auch eine Rolle beim Einspielen neuer Strahlungsverhältnisse auf der Erdoberfläche. Die Klimamodelle, die bisher diskutiert wurden, setzen voraus, dass sich auf der Oberfläche neue Wärmestrahlungsgleichgewichte eingestellt haben. In Wirk-

lichkeit kann sich der Ozean wegen seiner grossen Wärmekapazität nicht sofort an die neuen Strahlungseigenschaften der Atmosphäre anpassen. Er muss zuerst mehr Wärmestrahlung aufnehmen als abgeben, um sich auf eine Temperatur zu erwärmen, bei der er soviel Strahlung emittiert, wie es das neue Gleichgewicht erfordert. Für einen exponentiellen  $\text{CO}_2$ -Anstieg, der einem Wachstum von 4–5% pro Jahr entspricht, ergibt sich eine Verzögerung des Temperaturanstieges um 15–20 Jahre oder anders ausgedrückt, beträgt die jeweilige Temperaturerhöhung nur die Hälfte der den Gleichgewichtsverhältnissen entsprechenden. Auch ist zu erwarten, dass die maximale  $\text{CO}_2$ -bedingte Temperaturexkursion durch die thermische Trägheit des Ozeans auf etwa 70–80% reduziert wird. Der Wärmetransport durch Ozeanströmungen ist, wie es der Einfluss des Golfstroms auf Europa zeigt, eine wichtige Komponente der Klimaverteilung auf der Erdoberfläche. Um die möglichen Auswirkungen des  $\text{CO}_2$ -Anstiegs zu untersuchen, werden, ähnlich wie für die Atmosphäre, General Circulation Ocean Models entwickelt. Die Verhältnisse sind beim Ozean jedoch noch komplexer und Aussagen über regionale Veränderungen der Ozeanströmungen noch in weiter Ferne.



Figur 11: Geographische Verteilung der Zunahme der Oberflächentemperatur für eine Vervierfachung der atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Konzentration, berechnet mit einem General Circulation Model. Die ausgezogenen Linien markieren die Kontinente. Eine Verstärkung der Erwärmung in hohen Breiten und eine Nord-Süd-Asymmetrie sind erkennbar (Manabe und Stouffer 1980).



Figur 12: Modellvorhersage der atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Konzentration für einen hypothetischen Produktionsstopp im Jahr 1970.

### Prognosen der zukünftigen Entwicklung der atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Konzentration und der Erdtemperatur

Aufgrund der gewonnenen Kenntnisse über den Kohlenstoffkreislauf können wir Aussagen über den Einfluss von CO<sub>2</sub>-Emissionen auf die atmosphärische CO<sub>2</sub>-Konzentration machen.

#### CO<sub>2</sub>-Produktionsstopp

Zuerst interessiert uns die Frage, ob und in welchem Zeitraum das zusätzliche CO<sub>2</sub> nach einem Produktionsstopp verschwinden würde. Dies wird in Figur 12 veranschaulicht, in der der CO<sub>2</sub>-Abfall nach einem hypothetischen Produktionsstopp im Jahr 1970 gezeigt wird, simuliert mit einem typischen CO<sub>2</sub>-Kreislaufmodell (Oeschger et al., 1975). Der Abfall erfolgt anfänglich relativ rasch, in 30 Jahren auf 70% und in etwa 100 Jahren auf 50% des maximalen Konzentrationsanstiegs: Der neue Gleichgewichtswert, der etwa 25% über dem früheren liegt, wird erst nach vielen hundert Jahren angenähert erreicht. Ein weiteres Absinken durch die Wechselwirkung mit den Sedimenten würde sich erst nach Jahrtausenden bemerkbar ma-

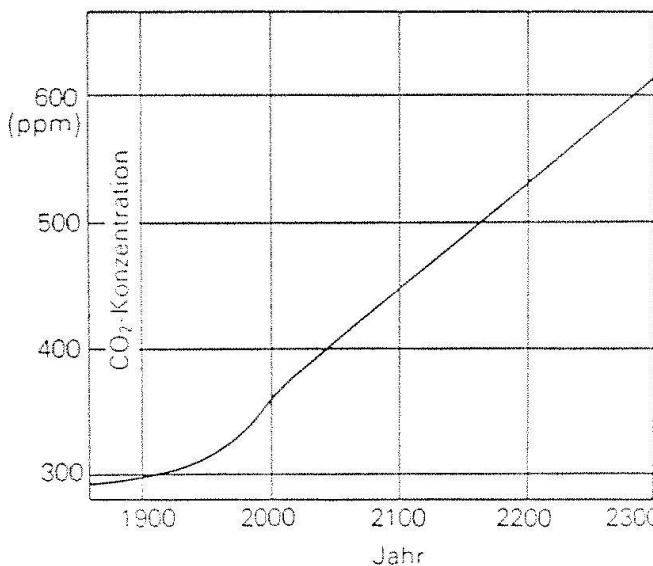
chen. Im Gegensatz zur Staubbelastung der Atmosphäre, bei der kurze Zeit nach einem Produktionsstopp die ursprüngliche Situation wieder erreicht würde, handelt es sich somit bei der CO<sub>2</sub>-Belastung um ein praktisch irreversibles Phänomen.

#### Konstante CO<sub>2</sub>-Produktion

Als nächstes nehmen wir eine konstante CO<sub>2</sub>-Produktion, wieder mit Beginn im Jahr 1970, an. Auf Grund einer oberflächlichen Betrachtung würde man annehmen, dass sich ein neues Gleichgewicht einstellt, bei dem sich Produktion und Abfluss gerade kompensieren. Figur 13 zeigt nun aber, dass auch in diesem Fall der CO<sub>2</sub>-Pegel weiter ansteigt und rund 50% der integrierten Emission in der Atmosphäre zurückbleibt.

Prognosen zukünftiger atmosphärischer CO<sub>2</sub>-Konzentrationen und kombinierter Erdtemperaturen

CO<sub>2</sub>-Prognosen erfordern Schätzungen der zukünftigen CO<sub>2</sub>-Produktion, bezüglich derer grosse Unsicherheit herrscht.



Figur 13: Modellvorhersage der atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Konzentration für eine ab dem Jahr 1970 als konstant angenommene CO<sub>2</sub>-Produktion.

Folge des CO<sub>2</sub>-Anstiegs um einige Zehntelgrade erhöht sein. Es ist schwierig, einen solchen Temperaturanstieg von den immer vorhandenen natürlichen Temperaturschwankungen zu unterscheiden. Figur 16 zeigt den Versuch von Hansen und seinen Mitarbeitern (Hansen et al., 1981), den Temperaturverlauf der letzten hundert Jahre auf den Einfluss von CO<sub>2</sub>, Vulkanausbrüchen und Schwankungen der Strahlungsleistung der Sonne zurückzuführen. Schwierigkeiten bereitet der Abkühlungstrend zwischen 1940 und 1965, in einer Zeit mit Zunahme der atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Konzentration. Es ist möglich, dass durch Rodungen freigesetzte CO<sub>2</sub>-Mengen bereits um die Jahrhundertwende zu einem Temperaturanstieg geführt haben.

Heute können noch keine klimatischen Konsequenzen des CO<sub>2</sub>-Anstiegs mit Sicherheit nachgewiesen werden, es erscheint jedoch einigen Wissenschaftlern als wahrscheinlich, dass der CO<sub>2</sub>-Anstieg zur Erwärmung um 0,4 °C der letzten 100 Jahre beigetragen hat. Andere geben sich wegen der Tragweite und Schwierigkeiten solcher Aussagen verständlicherweise sehr zurückhaltend.

### Klimaeffekte und Auswirkungen auf die Gesellschaft

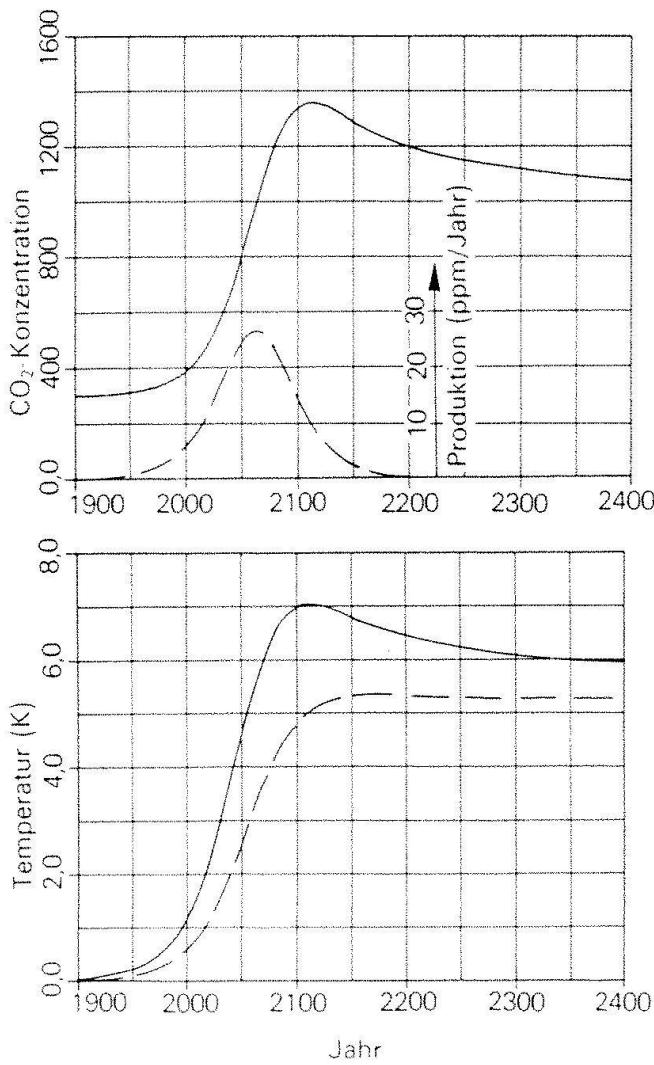
Störungen des Klimasystems führen zu Klimaveränderungen, die sich grob in drei Typen unterteilen lassen:

1. Relativ kleine Störungen führen zu linearen Effekten; die Klimaparameter wie Temperatur und Niederschlagsrate verändern sich kontinuierlich; die Klimagürtel verschieben sich in höhere Breiten.  
Die meisten Klimamodelle befassen sich mit Veränderungen dieses Typs, zu dem wohl auch die bisher durch den CO<sub>2</sub>-Anstieg bewirkten Effekte (wahrscheinlich eine Temperaturerhöhung um 0,4 °C) gehören.
2. Bei grösseren Störungen stellen sich diskontinuierliche Effekte ein, hauptsächlich Veränderungen des Musters der Atmosphärenzirkulation; die Klimaparameter verändern

Zuerst betrachten wir ein Szenario, das eine obere Grenze der CO<sub>2</sub>- und Klimaexkursion darstellt (Figur 14). Gemäss einer logistischen Funktion werden die heute bekannten Reserven der Fossilenergie genutzt. Die CO<sub>2</sub>-Produktion nimmt im Jahr 2060 einen maximalen Wert an und wird ca. das Elfache der heutigen betragen. Der CO<sub>2</sub>-Gehalt steigt etwa auf das Vierfache des vorindustriellen Werts und nimmt darauf, selbst nach dem Stopp der Fossilenergienutzung, nur langsam ab (Figur 14). In Figur 14 ist die entsprechende globale Temperaturerhöhung abgeschätzt nach einem Modell von Augustsson und Ramanathan (1977). Die Gleichgewichtstemperatur steigt bis zum Jahr 2100 um etwa 7 °C und bleibt dann lange etwa 6 °C höher als heute. Wird die Wärmeträgheit des Systems infolge der Wärmekapazität des Ozeans mitberücksichtigt, steigt die Temperatur «nur» um etwa 5 °C an und bleibt dann für lange Zeit konstant. Figur 15, a und b, zeigt ein Szenario, bei dem im Maximum ein CO<sub>2</sub>-Anstieg von 50% zugelassen wird (Siegenthaler und Oeschger, 1978). Die CO<sub>2</sub>-Produktion dürfte bis zur Jahrhundertwende noch schwach wachsen, müsste dann aber wieder abnehmen und den heutigen Wert um die Jahre 2030–2040 erreichen. Bei diesem Szenario würde die Temperaturzunahme unter 2 °C bleiben.

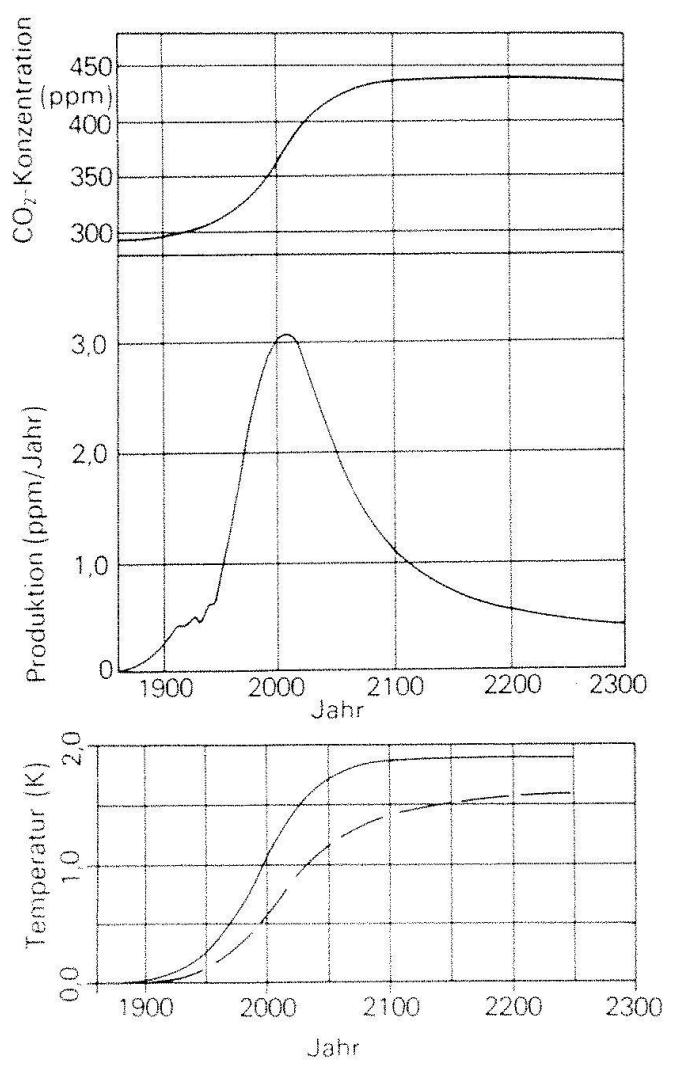
Ist die CO<sub>2</sub>-bedingte Erwärmung schon messbar?

Nach den Rechnungen mit Klimamodellen sollte die globale Temperatur bereits heute als



Figur 14: Maximalszenario: alle Reserven von fossilen Brennstoffen werden verbrannt.

- Angenommene  $\text{CO}_2$ -Produktion (gestrichelte Linie) und die berechnete atmosphärische  $\text{CO}_2$ -Konzentration (ausgezogene Linie).
- Entsprechende Zunahme der globalen Temperatur unter der Annahme von Strahlungsgleichgewicht (ausgezogene Linie), unter Berücksichtigung der Wärmekapazität des Ozeans (gestrichelte Linie).



Figur 15: 50 %-Szenario: Die maximale atmosphärische  $\text{CO}_2$ -Konzentration soll 150% des vorindustriellen Werts nicht übersteigen.

- Angenommener Konzentrationsverlauf (oben) und die berechnete  $\text{CO}_2$ -Produktion (unten).
- Entspr. Zunahme der globalen Temperatur unter der Annahme von Strahlungsgleichgewicht (ausgezogene Linie) und unter Berücksichtigung der Wärmekapazität des Ozeans (gestrichelte Linie).

sich rasch und zeigen dann wieder grössere Stabilität.

Die Modelle zeigen grundsätzlich die Existenz dieser Phänomene, sind jedoch noch weit davon entfernt, für Prognosen benützbare Information (z. B. Schwellenwerte für das Umklappen von Zirkulationsmustern) zu liefern. Die Existenz solcher Phänomene wird auch durch die Klimageschichte belegt.

- Starke Strömungen führen zu drastischen, langfristigen Effekten; Beispiele sind das Verschwinden des arktischen Meereises im Sommer, verknüpft mit starken Veränderungen von Albedo, Temperatur und Luftfeuchtigkeit, und das Abschmelzen von Kontinen-

taleis, welches starke Veränderungen von langfristigen Klimaparametern und das Ansteigen des Meeresspiegels zur Folge hat.

Wie früher erwähnt, zeigen Klimamodellexperimente für eine  $\text{CO}_2$ -Verdoppelung mittlere globale Temperaturanstiege im Bereich von  $1,5^\circ\text{C}$  bis  $4,5^\circ\text{C}$ . Der mittlere globale Temperaturanstieg nimmt angenähert logarithmisch mit der  $\text{CO}_2$ -Konzentration zu (eine Vervierfachung des  $\text{CO}_2$ -Gehalts führt zu einem doppelt so grossen Temperaturanstieg wie eine  $\text{CO}_2$ -Verdoppelung).

Einen Eindruck von der Größenordnung der Klimaveränderungen, die den obenerwähnten zu erwartenden Temperaturanstiegen entspre-

chen, liefert der Vergleich mit historischen Analoga:

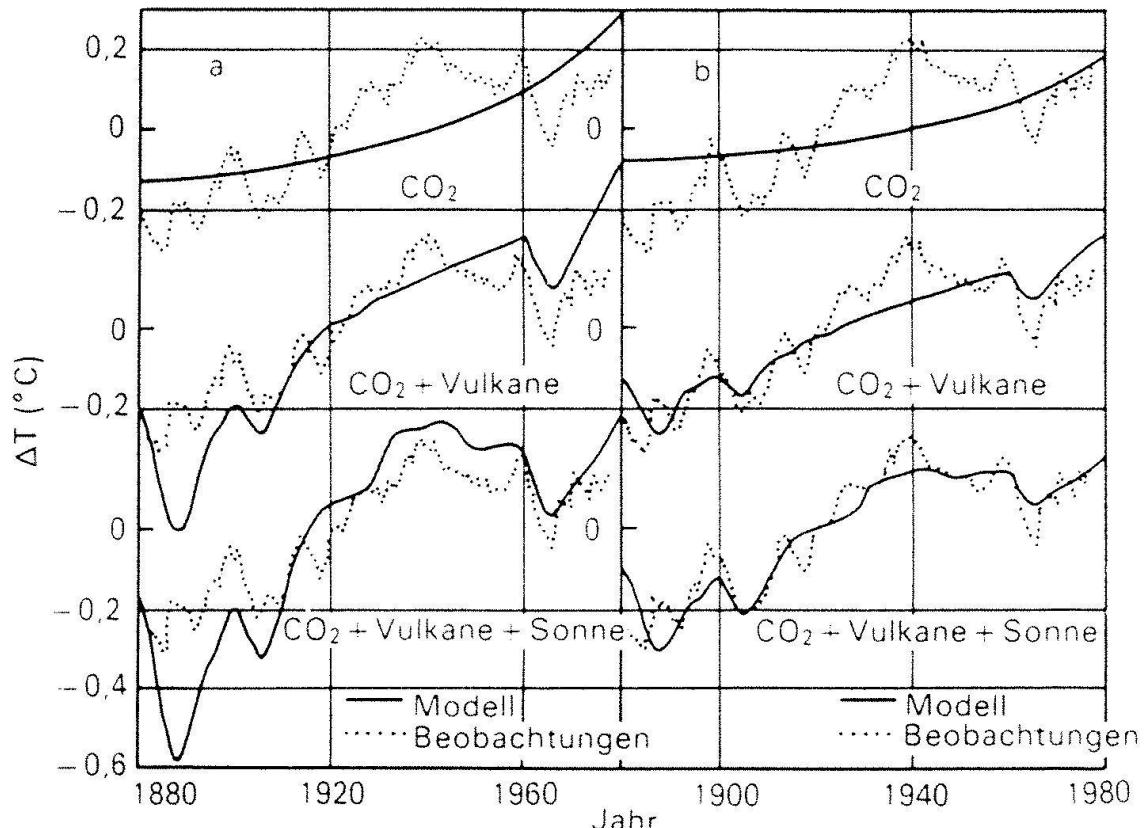
- Ein globaler Temperaturanstieg von ungefähr  $1^{\circ}\text{C}$  entspricht warmen Jahren der heutigen Zeit und der mittelalterlichen Warmzeit. Ein Temperaturanstieg von ungefähr  $1,5^{\circ}\text{C}$  wäre mit dem klimatischen Optimum der Jahre 8000 bis 4500 vor heute zu vergleichen. Klimaänderungen in diesem Bereich entsprechen den obenerwähnten Typen 1 und 2. Drastische Effekte (Typ 3) zeigen den Vergleich mit weiter zurückliegenden Klimaten:
- Ein globaler Temperaturanstieg von 2 bis  $2,5^{\circ}\text{C}$  wird für das letzte Interglazial vor ungefähr 125 000 Jahren abgeschätzt. Während dieser Warmzeit war der Meeresspiegel um 5 bis 6 m höher als heute; als Ursache wird angenommen, dass eines oder mehrere der Polar-Eisschilder (Westantarktis, eventuell auch Südgrönland) deutlich kleiner waren als heute. Als Folge der  $\text{CO}_2$ -bedingten Erwärmung muss auf längere Frist auch mit einem Abschmelzen der Eisschilder gerechnet werden.

– Einem globalen Temperaturanstieg von etwa  $4^{\circ}\text{C}$  entsprechen Warmzeiten, die mehrere Millionen Jahre zurückliegen.

Vorstellungen bezüglich der Lebensmöglichkeiten der Menschheit auf einer um 2 bis  $3^{\circ}\text{C}$  wärmeren Erde lassen sich aufgrund der Aussagen von Klimamodellen und Vergleichen mit der Vergangenheit gewinnen. Auch wenn die Gewinne an besiedel- und anbaubarer Fläche die Verluste kompensieren oder sogar übertreffen mögen, sagt dieser Vergleich, nicht nur wegen der Unsicherheit der Prognosen, wenig aus über den eigentlichen Problemkomplex. Dieser tritt erst zutage, wenn man sich mit der Phase der Anpassung an die neuen Gegebenheiten auseinandersetzt.

In der Vergangenheit hat der Mensch Klimaveränderungen als Naturkatastrophen hingenommen und versucht, sich anzupassen oder in Gegenden mit besseren klimatischen Bedingungen auszuwandern.

Bei der  $\text{CO}_2$ -bedingten Klimaveränderung sind jedoch völlig neuartige Aspekte im Spiel: Es handelt sich um einen von Menschen be-



Figur 16: Der globale Temperaturtrend 1880–1980 im Vergleich mit den Resultaten eines Klimamodells, das verschiedene Einflüsse berücksichtigt (nach Hansen et al., 1981) (a und b beziehen sich auf verschiedene Darstellungen des Ozeans).

wirkten Vorgang, der sich innerhalb der Prognosen mit ihrem Unsicherheitsbereich abspielen wird. Dies wird weniger durch die detaillierten Effekte als durch das Gesamtbild der Ereignisse sichtbar werden. Die Bevölkerung von hoch entwickelten Ländern und Regionen, wie zum Beispiel Nordamerika, mit Gebieten, die sich bei einer Erwärmung wahrscheinlich neu für die Landwirtschaft erschliessen lassen werden, mag die Anpassungsphase ohne allzu schwere Auswirkungen überstehen können. Für Länder und Regionen ohne jegliche Elastizität der Lebensbedingungen, wo die Bevölkerung an Unterernährung leidet und Klimaanomalien schon heute schwerwiegende Konsequenzen zeigen, wird jedoch eine zusätzliche Beanspruchung zum Überlebenskampf.

Es wird Gewinner und Verlierer geben. Die Hauptproduzenten von  $\text{CO}_2$  werden kaum identisch mit den Verlierern sein; bei der Bedeutung des Standes der technischen Reserven für die Anpassung scheint das Gegenteil wahrscheinlicher. Dies wird die weltpolitischen Spannungen (Nord-Süd-Problem) noch verschärfen.

## Zusammenfassung

Es ist eines der Hauptanliegen dieser Arbeit darauf hinzuweisen, dass die Natur ungemein aufschlussreiche Experimente durchführt und die Information darüber auf perfekte Art und Weise archiviert. Faszinierende Beispiele sind die Schwankungen der Modulation der kosmischen Strahlung durch die Magnetfelder des variierenden solaren Plasmaflusses, die durch  $^{10}\text{Be}$ -Konzentrationen im Eis der Polarkappen aufgezeichnet sind, oder die sich parallel zur  $^{10}\text{Be}$ - auch verändernde  $^{14}\text{C}$ -Produktion, welche sich in den resultierenden  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Schwankungen in Baumringen widerspiegelt. Nicht minder bedeutungsvoll ist, dass Polareis praktisch unverfälschte Luftproben vergangener Zeiten enthält, welche die Messung früherer  $\text{CO}_2$ -Konzentrationen ermöglichen. Erstaunlich ist das Ineinanderspielen physikalischer, chemischer und biologischer Vorgänge. So kontrollieren die biologischen Prozesse im Ozean weitgehend den  $\text{CO}_2$ -Gehalt der Atmosphäre und damit den Treibhauseffekt der Erde, der zu einer globalen Erdoberflächentemperatur von  $15^\circ\text{C}$  führt. Ohne biologische Prozesse im Ozean

würde der  $\text{CO}_2$ -Gehalt der Atmosphäre auf einen dreimal höheren Wert ansteigen, verknüpft mit einer Erhöhung der Erdtemperatur um einige  $^\circ\text{C}$ .

Physikalische und chemische Methoden, die ursprünglich zur Erarbeitung grundlegender Gesetzmäßigkeiten in Laboratoriumsversuchen an künstlich vereinfachten Systemen entwickelt wurden, erweisen nun auch der Erforschung der komplexen natürlichen Systeme grosse Dienste. Im weiteren hat sich gezeigt, dass es in gewissen Fällen gelingt, selbst sehr komplexe Naturvorgänge mit relativ einfachen mathematischen Modellen zu simulieren. Dabei wächst das Vertrauen in die Modelle mit ihrer Fähigkeit, Modellantworten für verschiedenartige Störungen zu simulieren.

Neben den sichtbaren Umweltbedingungen, z. B. durch Strassen- und Städtebau oder Rodungen und neue landwirtschaftliche Methoden, greift der Mensch heute, auch mit seinen Sinnen nicht wahrnehmbar, durch die Emission chemischer Stoffe wie  $\text{CO}_2$  und Spurengase in die komplexen physikalischen, chemischen und biologischen Naturprozesse ein. Es kommt zu in den Anfängen kaum erkennbaren, langfristig jedoch signifikanten Umweltveränderungen mit Auswirkungen auf die Lebensbedingungen in den verschiedenen Regionen der Erdoberfläche. Das Verständnis der Umweltvorgänge, die Möglichkeit, die Reaktion der Umweltsysteme auf menschliche Eingriffe vorauszusagen, ist im Hinblick auf die zunehmende Interferenz zwischen den technischen und den natürlichen Systemen ein dringendes Anliegen. Umweltsystemmodelle müssen in die Zukunftsplanung miteinbezogen werden. Sie dienen dazu, einerseits Technologien Priorität zuzuordnen, die zu relativ geringen Umweltveränderungen führen, und andererseits für nicht mehr vermeidbare anthropogene oder auch natürliche Umweltveränderungen rechtzeitige Anpassungsmassnahmen zu ermöglichen.

Um im technischen Zeitalter ein neues Gleichgewicht mit der Natur zu erreichen, das auf Jahrhunderte hinaus bestehen kann, ist das Verständnis der komplexen Wechselwirkung im System Mensch-Technik-Umwelt in globalen Maßstab erforderlich. Grosses Gewicht wird mit Recht den technischen Anstrengungen beigemessen. Die Erforschung der natürlichen Systeme wurde lange stark vernachlässigt und verdient, was die grundlegende Erkenntnisse versprechenden Projekte anbelangt, heute eine

intensive Förderung. Für die Zukunft der Menschheit spielt es jetzt eine wichtige Rolle, ob Kenntnisse über die Wirkung menschlicher Eingriffe in Umweltvorgänge fünf oder zehn Jahre früher oder später erarbeitet werden.

## Literatur

- Augustsson T., Ramanathan V. (1977): A radiative convective study of the  $\text{CO}_2$  climate problem. *J. Atmos. Sci.* 34: 448–451.
- Beer J. et al. (1983): Temporal  $^{10}\text{Be}$  Variations. Eingereicht für die Cosmic Ray Conference, Bangalore, Indien, August 1983.
- Bennet C. L., Benkens R. P., Gove H. E., Liebert R. B., Litherland A. E., Purser K. H., Sondheim W. E. (1977): Radiocarbon dating using electrostatic accelerators. Negative ions provide the key. *Science* 198: 508–510.
- Hansen J., Johnson D., Lacis A., Lebedeff S., Lee P., Rind D., Russel G. (1981): Climate impact of increasing atmospheric  $\text{CO}_2$ . *Science* 213: 957–966.
- Houtermans F. G. (1953): Determination of the age of the earth from the isotopic composition of meteoritic lead. *Nuovo Cimento* 10: 1623–1633.
- Libby W. F. et al. (1947): Natural Radiocarbon from Cosmic Radiation. *Phys. Rev.* 72, No 10: 931–936.
- Manabe S., Stouffer R. J. (1980): Sensitivity of a global climate model to an increase of  $\text{CO}_2$  concentration in the atmosphere. *J. Geophys. Res.* 85: 5529–5554.
- Muller R. A. (1977): Radioisotope Dating with a Cyclotron. *Science* 196: 489–494.
- Oeschger H., Siegenthaler U., Schotterer U., Gugelmann A. (1975): A box diffusion model to study the carbon dioxide exchange in nature. *Tellus* 27: 168–192.
- Oeschger H., Siegenthaler U., Heimann M. (1980): The Carbon Cycle and its Perturbation by Man. W. Bach, J. Pankrath, and J. Williams (eds). *Interactions of Energy and Climate*: 107–127.
- Oeschger H. (1984): The Contribution of Radioactive and Chemical Dating to the Understanding of the Environmental System. *ACS Symposium Series*, No 176, Nuclear and Chemical Dating Techniques: Interpreting the Environmental Record.
- Oeschger H. et al. (1982): Late-Glacial Climate History From Ice Cores. Eingereicht für das 1982 Ewing Symposium, Climate Processes: Sensitivity to Solar Insolation and  $\text{CO}_2$ , Columbia University/Lamont-Doherty Geological Observatory, Palisades, N.Y., October 1982.
- Siegenthaler U., Oeschger H. (1978): Predicting future atmospheric carbon dioxide levels. *Science* 199: 380–395.
- Siegenthaler U. (1982): Modelling the dynamics of the global carbon cycle and other natural systems. *Habilitationsschrift*, Universität Bern.
- Stuiver M., Quay P. D. (1980): Changes in atmospheric carbon-14 attributed to a variable sun. *Science* 207: 11–19.
- Urey H. C. (1948): Oxygen Isotopes in Nature and in the Laboratory. *Science* 5: 491.
- WMO (1979): Report of the meeting of CAS working group on atmospheric carbon dioxide, Boulder, Colo. Nov. 1979. World Meteorological Organization, Geneva.

## Addendum

Das Manuskript wurde im Februar 1983 eingereicht. In diesem sich rasch entwickelnden Forschungsgebiet liegen heute wichtige, nicht mehr berücksichtigte neue Resultate vor, die die Grundgedanken der Arbeit bestätigen.

## Adresse des Autors:

Prof. Dr. Hans Oeschger  
Physikalisches Institut  
der Universität Bern  
Sidlerstrasse 5  
CH-3012 Bern