



KERNFORSCHUNGSAVLAGE JÜLICH GmbH

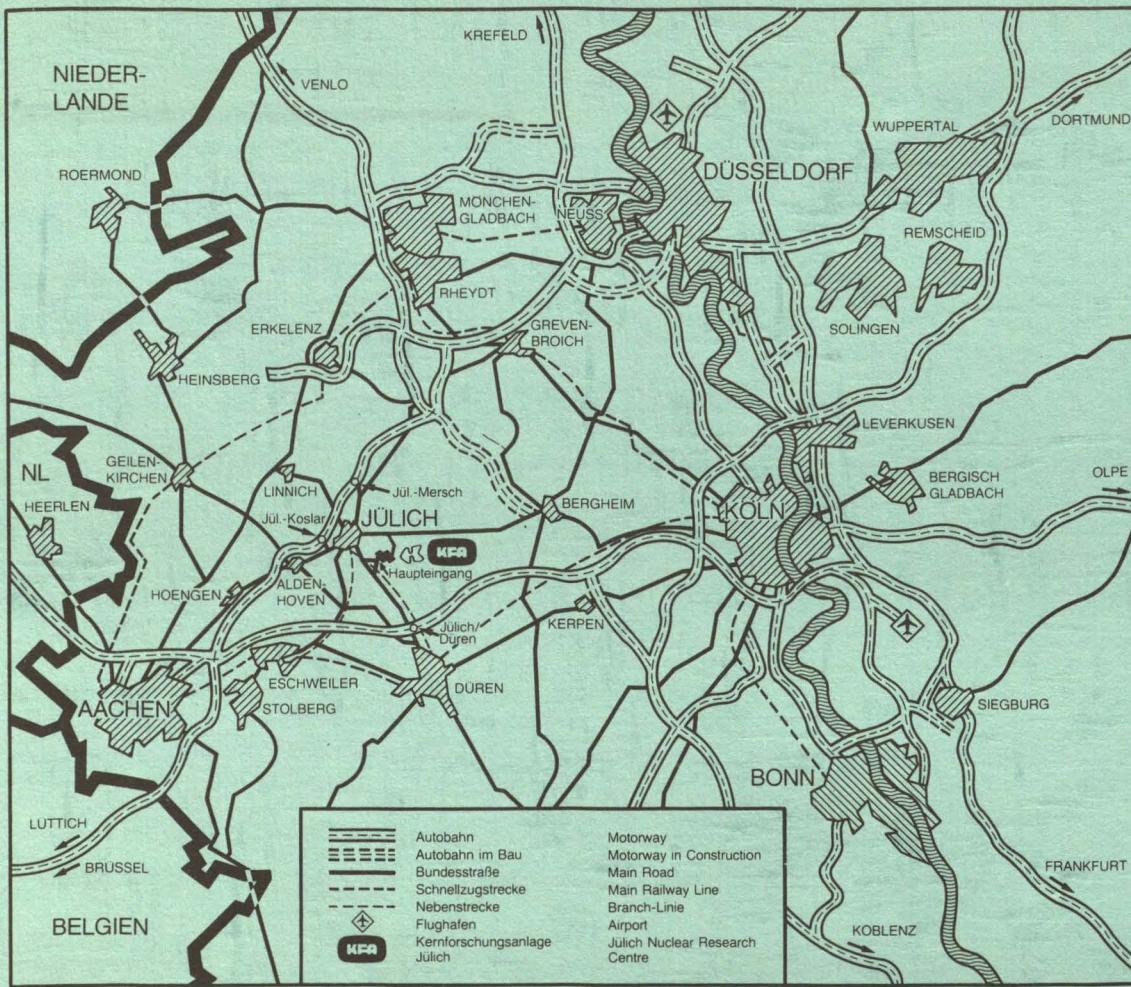
Institut für Chemie 3: Atmosphärische Chemie

Studie über die Auswirkungen von Kohlendioxidemissionen auf das Klima

Editor:

Andreas Volz

Jül - 1877
November 1983
ISSN 0366-0885



Als Manuskript gedruckt

Berichte der Kernforschungsanlage Jülich – Nr. 1877

Institut für Chemie 3: Atmosphärische Chemie Jül – 1877

Zu beziehen durch: ZENTRALBIBLIOTHEK der Kernforschungsanlage Jülich GmbH

Postfach 1913 · D-5170 Jülich (Bundesrepublik Deutschland)

Telefon: 02461/610 · Telex: 833556-0 kf d

Studie über die Auswirkungen von Kohlendioxidemissionen auf das Klima

Editor:

Andreas Volz

Rep. 168 987

Zugangs-Nr. _____

**STUDIE ÜBER DIE AUSWIRKUNGEN VON KOHLENDIOXIDEMISSIONEN
AUF DAS KLIMA**

Angefertigt im Auftrage des Deutschen Bundestages, Ausschuß für Forschung und Technologie

an der Kernforschungsanlage Jülich GmbH, unter Mitwirkung der Forschungsstelle für Angewandte Klimatologie und Umweltstudien der Universität Münster

An dieser Studie waren mit schriftlichen und mündlichen Beiträgen beteiligt:

Wilfried Bach, Hans-Josef Jung
Forschungsstelle für Angewandte Klimatologie und Umweltstudien,
Institut für Geographie, Westf. Wilhelms-Universität, Robert-Koch-Str. 26,
D-4400 Münster/Westf.

Heiko Barnert, Ulf Birnbaum, Dieter H. Ehhalt, Hans-Dieter Freyer, Wolf Häfele,
Andreas Volz, Alfred Voß, Manfred Walbeck
Kernforschungsanlage Jülich GmbH, Postfach 1913, D-5170 Jülich

**Editor: Andreas Volz, Institut für Chemie 3: Atmosphärische Chemie der
Kernforschungsanlage Jülich GmbH**

Teil I

Einleitung und Zusammenfassung

von

Andreas Volz

unter Mitwirkung der übrigen Autoren

Inhaltsverzeichnis

Einleitung	S. 1- 2
Kurzfassung	S. 3- 5
Allgemeinverständliche Zusammenfassung der Studie	S. 6-48
A. Grundlagen und Fakten zum Kohlenstoffkreislauf	S. 6
1. Der beobachtete Anstieg der atmosphärischen CO ₂ -Konzentration	S. 6
2. Anthropogene CO ₂ -Produktion durch Verbrennung fossiler Brennstoffe	S. 7
3. Anthropogene CO ₂ -Produktion durch Zerstörung der Landvegetation	S. 7
4. Verbleib des anthropogenen CO ₂ : Der globale Kohlenstoffkreislauf	S. 9
4.1 Biosphäre	S. 11
4.2 Ozeane	S. 11
5. Potentieller Anstieg von CO ₂	S. 12
6. Zusammenfassung	S. 14
B. Klimaänderungen	S. 15
1. Das Klima	S. 15
2. Klimamodelle	S. 18
3. Klimamodellrechnungen für einen CO ₂ -Anstieg	S. 19
4. Zu erwartende Klimaänderungen und ihre Auswirkungen	S. 20
4.1 Temperatur	S. 20
4.2 Feuchte und Niederschlag	S. 22
4.3 Einfluß auf die Kryosphäre	S. 23
4.4 Einfluß auf die Ernährungssicherung	S. 24
4.5 Sekundärfolgen einer Klimaänderung	S. 25
5. Weitere Einflußgrößen auf das Klima	S. 26
5.1 Spurengase	S. 26
5.2 Aerosole	S. 27
5.3 Abwärme	S. 27
5.4 Albedoänderungen	S. 27

6. Kombinierter Treibhauseffekt	S. 27
7. Erkennung einer CO ₂ -bedingten Klimaänderung	S. 29
8. Zusammenfassung	S. 30
C. Der zeitliche Rahmen für eine erwartete Klimaänderung	S. 32
1. Ressourcen fossiler Energieträger	S. 32
2. Entwicklung des Energieverbrauchs	S. 33
2.1 Bevölkerungsentwicklung	S. 33
2.2 Wirtschaftliches Wachstum	S. 33
2.3 Beschreibung der Szenarien	S. 33
2.3.1 IIASA-Szenarien	S. 33
2.3.2 Nullwachstum-Szenario	S. 35
2.3.3 Effizienz-Szenario	S. 35
2.4 Auswirkungen der verschiedenen Szenarien	S. 36
2.5 Qualität der Aussagen	S. 37
D. Handlungsalternativen und strategische Maßnahmen	S. 40
1. CO ₂ -Vermeidung	S. 41
1.1 Effizientere Energienutzung	S. 41
1.2 Substitution fossiler Primärenergieträger	S. 41
2. CO ₂ -Deponierung	S. 44
3. CO ₂ -Recyclierung	S. 45
4. Umstellung des Energieversorgungssystems	S. 46
5. Zusammenfassung	S. 48

Einleitung

Ernährung und Wohlbefinden der Menschen werden in erheblichem Maße durch das Klima bestimmt, das wir in erster Linie in Form von Temperatur und Niederschlagshäufigkeit empfinden. Wir wissen heute aus zahlreichen Untersuchungen, daß das Klima unseres Planeten von Natur aus Schwankungen unterliegt, deren Ursachen wir zwar nicht genau kennen, deren Auswirkungen aber in der Vergangenheit zu erheblichen Verschiebungen der günstigen Klimazonen geführt haben. Infolge der damit verbundenen Dürre- oder Überschwemmungskatastrophen stellten erhebliche Ernteausfälle Teile der Menschheit immer wieder vor ernsthafte Überlebensprobleme. Im Hinblick auf die stetig anwachsenden Bevölkerungszahlen und zunehmende Verknappung von Nahrungsmittelreserven können sich Klimaveränderungen in der Zukunft als noch schwerwiegender erweisen.

Zudem ist der Mensch in zunehmendem Maße begriffen, seinerseits das Klima zu beeinflussen. Bisher sind diese Änderungen nur lokal oder regional bemerkbar. In Zukunft können auch globale Klimaveränderungen auftreten, die insbesondere durch eine Erhöhung der CO₂-Konzentration in der Atmosphäre hervorgerufen werden. CO₂ ist neben Wasserdampf erheblich an dem sogenannten Treibhauseffekt beteiligt, indem es einen Teil der von der Erde abgegebenen Wärmestrahlung absorbiert, was zu einer Erwärmung der unteren Atmosphäre und der Erdoberfläche führt.

Seit Beginn der Industrialisierung steigt die Konzentration von CO₂ stetig an, da der Mensch in zunehmendem Maße in den natürlichen Kreislauf des Kohlenstoffs eingreift, indem er große Waldgebiete zur Gewinnung von Agrarflächen abholzt, vor allem aber indem er fossile Brennstoffe zur Energieerzeugung heranzieht. Sollten die projizierten Wachstumsraten bezüglich des Energieverbrauchs in Zukunft erreicht und aus fossilen Quellen gedeckt werden, so sind einschneidende Klimaveränderungen zu erwarten, wie sie in den letzten tausend Jahren nicht mehr beobachtet worden sind. Ernstzunehmende Nachteile in der Ernährungssituation der Menschheit und damit eine Gefährdung des Weltfriedens sind als Folge einer Klimaveränderung zu befürchten.

Es sei an dieser Stelle darauf hingewiesen, daß die Emission von CO₂ keineswegs das einzige Abfallproblem bei der Nutzung fossiler Primärenergieträger darstellt. In diesem Zusammenhang muß die Emission von Schwefeldioxid und Stickoxiden und die damit verbundene Bildung von saurem Niederschlag als eine Hauptursache für das immer dramatischere Ausmaße annehmende Waldsterben sowie die Versäuerung von Böden und Gewässern genannt werden.

Während jedoch Schwefeldioxid und Stickoxid-Emissionen mit heute verfügbaren Verfahren drastisch reduziert werden könnten - es fehlen hier lediglich die entsprechenden gesetzgeberischen Maßnahmen - so wird die Beseitigung des Kohlendioxids, schon wegen der um das hundertfache größeren Mengen, nicht als praktikable Lösung für eine Entschärfung der drohenden Gefahr einer Klimaänderung angesehen.

In der vorliegenden Studie werden die bekannten Fakten und wissenschaftlichen Untersuchungsergebnisse diskutiert, die zu einem bewertenden Verständnis des CO₂/Klima-Problems notwendig sind. Sie soll damit die Grundlage für die Einleitung politischer Maßnahmen zu einer Entschärfung der eventuell bevorstehenden Gefahr bilden.

Obwohl unser Wissensstand derzeit nicht ausreicht, um den Zusammenhang zwischen CO₂-Emission und spezifischen Klimaveränderungen für die einzelnen Weltregionen quantitativ und zweifelsfrei zuzuordnen, so ist doch wegen der weltweiten und überaus langfristigen potentiellen Gefährdung rasches und zielbewußtes Handeln gefordert.

Die Studie gliedert sich in zwei Teile. Der erste Teil ist eine allgemein verständliche Kurzfassung der eigentlichen Studie. Um die Übersichtlichkeit der Darstellung zu erhalten, wurde in diesem Teil bewußt auf Literaturangaben verzichtet. Im zweiten Teil werden die wissenschaftlichen Fragestellungen und Ergebnisse ausführlicher diskutiert und belegt.

Kurzfassung der Ergebnisse

Den wichtigsten Aussagen dieser Studie soll hier zunächst die Wirkungskette vorangestellt werden, die bei der CO₂-Erzeugung durch Nutzung fossiler Brennstoffe, aber auch infolge von Waldrodung, bedrohliche Auswirkungen auf das Klima der Erde und damit auf die Lebensbedingungen der Menschen haben kann. Es sei vorab gesagt, daß dieses Problem, anders als bei vielen anderen Schadstoffen (z.B. Schwefeldioxid oder Stickoxide) sich global darstellt. Entscheidende Veränderungen drohen in den nächsten 50-100 Jahren.

- I. Bei Verbrennungen von Kohlenwasserstoffen (Kohle, Erdöl, Erdgas) entsteht CO₂. Ein geringer Teil entsteht auch durch Brandrodung (hauptsächlich in den tropischen Urwäldern).

Die fossile CO₂-Emission ist bekannt, UN Statistiken reichen bis ins Jahr 1860 zurück (Abb. A 2). Zur Zeit werden jährlich ca. 5 Gt Kohlenstoff in Form von CO₂ emittiert. Durch Waldrodung gelangen zusätzlich etwa 0,5-4 Gt in die Atmosphäre (Kap. A 3).

- II. Dieses CO₂ gelangt unkontrolliert in die Atmosphäre. Es wird dem schon vorhandenen natürlichen CO₂ hinzugefügt, dadurch steigt der CO₂-Gehalt der Atmosphäre.

Es gibt derzeit keine Anlagen, bei denen CO₂ aus dem Abgas entfernt wird. Dies wird auch in Zukunft schwierig und extrem kostenaufwendig sein (Kap. D 1). Der Anstieg von CO₂ in der Atmosphäre ist bis zurück ins Jahr 1958 sehr gut abgesichert (Abb. A 1), davor durch wenige direkte und indirekte Messungen (Kap. A 1).

- III. Das CO₂ breitet sich binnen weniger Wochen in der gesamten Troposphäre einer Hemisphäre aus. Zwischen den Hemisphären beträgt die Austauschzeit etwa 1 Jahr. Das Problem ist also global.

Der globale Anstieg ist durch Messungen auf der ganzen Welt abgesichert (Kap. A 1).

1 GTC (Gigatonne Kohlenstoff $\triangleq 10^{15}$ g Kohlenstoff $\triangleq 3.7 \times 10^{15}$ g CO₂)
1 tC entspricht ungefähr 1 t Steinkohleeinheiten (SKE) zum Vergleich:
Verbrauch BRD ca. 360 Mt (SKE)

IV. CO₂ absorbiert die infrarote Strahlung, die die Erdoberfläche abstrahlt.

Durch diese absorbierte Strahlung wird die Lufthülle erwärmt und dadurch wiederum die Erdoberfläche.

Das Absorptionsspektrum von CO₂ ist bekannt. Die CO₂-Absorption wird im Emissionsspektrum der Erde eindeutig beobachtet (Abb. B 2).

Die Umwandlung von absorbierter Infrarotstrahlung in Wärme ist gesicherte wissenschaftliche Erkenntnis. Die primäre Erwärmung bei einer CO₂-Verdopplung in der Atmosphäre berechnet sich zu 0,5-1,2°C ohne Berücksichtigung von Rückkopplungsprozessen (Kap. B 1).

V. Die durch CO₂ Anstieg verursachte Erwärmung kann auf globaler Ebene

- eine verstärkte Verdunstung von Wasser,
 - eine verstärkte Wolkenbildung,
 - ein Abschmelzen des polaren Eises
- zur Folge haben.

Die Verstärkung der primären Erwärmung durch Rückkopplungen im Klimasystem ist nur teilweise durch Beobachtungen abgesichert. Modellrechnungen zeigen, daß dadurch bei CO₂-Verdopplung die Temperatur im Mittel um 1-4 °C ansteigen sollte (Kap. B 1, 2).

VI. Durch die Erwärmung kann es zu globalen und regionalen Klimaänderungen kommen, insbesondere

- zur Änderung in der atmosphärischen Zirkulation,
- zur Änderung in der ozeanischen Zirkulation,
- zur Verlagerung der Klimaregionen,
- zur Verschiebung von Niederschlagsgebieten,
- zu einem Anstieg des Meeresspiegels.

VII. Diese Klimaveränderungen können dazu führen, daß

- extreme Wettersituationen auftreten,
- für die Ertragssituation in bestimmten, für die Ernährung der Menschheit wichtigen Gebieten, sich verschlechtert oder verbessert,
- bestimmte wichtige Nutzpflanzen schlechter gedeihen,
- die Nahrungsbasis auch der heute wohlhabenden Völker beschränkt wird,
- heute dichtbesiedelte Gebiete überschwemmt werden,
- es letztlich zu globalen Verteilungskämpfen kommt.

Die spezifischen Auswirkungen einer Klimaänderung sind noch unsicher, insbesondere was die Aussagen für einzelne Regionen betrifft. Die wenigen detaillierten Studien zeigen größere Feuchte in den Subtropen, dagegen mehr Trockenheit in gemäßigten Breiten (Kap. B 4).

VIII. Als Handlungsalternative werden diskutiert:

- die Entfernung von CO₂ aus Atmosphäre oder Rauchgas und seine Lagerung im tiefen Erdreich (Kavernen) oder in der Tiefsee,
- die Speicherung in Pflanzen und Humus,
- der Ersatz fossiler Primärenergieträger durch Kernenergie und regenerative Energiesysteme,
- die Recyclierung von Kohlenstoff unter Einsatz von nicht-fossilen Energiequellen,
- die Vermeidung oder Verminderung von CO₂ Emissionen durch effizientere Energienutzung und durch Einsatz allothermer Verfahren, insbesondere bei der Kohleveredelung.

Die Entfernung von CO₂ ist technisch schwierig und unwirtschaftlich. Insbesondere ist die Frage derendlagerung nicht gelöst. Speicherung in Pflanzen tritt wegen der riesigen, dazu benötigten Anbauflächen in Konkurrenz zur Ernährungssicherung. Effizientere Energienutzung sowie der Ersatz von fossilen Energieträgern durch Kernenergie und in Zukunft auch durch regenerative Energiesysteme müssen derzeit als die wirksamsten Maßnahmen angesehen werden. In Zukunft könnte auch die Recyclierung von Kohlenstoff sowie der Einsatz allothermer Technologien einen Beitrag leisten.

IX. Der zeitliche Rahmen für eine drohende Klimaveränderung hängt unter anderem davon ab,

- wie die zukünftige Entwicklung des Primärenergieverbrauchs fortschreitet,
- welchen Anteil fossile Energieträger daran haben,
- inwieweit und wann politische Maßnahmen zur Entschärfung des Problems sich wirtschaftlich durchsetzen lassen.

Unter Fortschreitung der in den letzten Jahrzehnten beobachteten Steigerungsraten drohen einschneidende Klimaveränderungen in den nächsten 50-100 Jahren. Eine eindeutige Erkennung einer CO₂-bedingten Klimaveränderung ist frühestens zu Anfang des nächsten Jahrhunderts möglich. Wegen der Trägheit des Klimasystems und den wirtschaftlichen Eigengesetzlichkeiten ist es dann für eine Einleitung von Maßnahmen zu spät. Soll eine drohende Klimakatastrophe mit Sicherheit verhindert werden, so müssen die notwendigen Schritte sofort und unverzüglich eingeleitet werden.

A. Grundlagen und Fakten zum Kohlenstoffkreislauf

A.1 Der beobachtete Anstieg der atmosphärischen CO₂-Konzentration

Messungen, die während der letzten 20 Jahre weltweit durchgeführt wurden, zeigen, daß der CO₂ Gehalt unserer Atmosphäre beständig zunimmt.

Auskunft über die CO₂-Konzentration vor der Industrialisierung gibt die Auswertung älterer direkter Messungen, bei denen jedoch nicht die Genauigkeit heutiger Messungen erreicht werden konnte. Danach betrug der CO₂-Gehalt der Atmosphäre vor dem Jahre 1900 etwa 290 ppm. Indirekte Messungen, z.B. des CO₂-Gehaltes von Luft, die als Gasblasen im Gletschereis eingeschlossen sind, erlauben ebenfalls einen Rückblick. Danach war der CO₂-Gehalt der Atmosphäre sogar noch niedriger - etwa 260 ppm. Ähnliche Werte liefert auch die Analyse von Kohlenstoffisotopen im Holz von Bäumen.

Der derzeitige Anstieg von atmosphärischem CO₂ ist durch kontinuierliche Meßreihen, die bis ins Jahr 1958 zurückreichen, abgesichert (Abb. A 1).

So wurden z.B. im Jahre 1958 auf Mauna Loa (Hawai) eine mittlere atmosphärische CO₂-Konzentration von 315 ppm gemessen. Bis zum Jahre 1981 hatte sie sich auf 340 ppm erhöht. Diese und Messungen an deren Orten auf der ganzen Welt demonstrieren eindeutig, daß der atmosphärische CO₂-Gehalt global ständig zunimmt und zwar gegenwärtig mit einer Rate von 0,4 % pro Jahr.

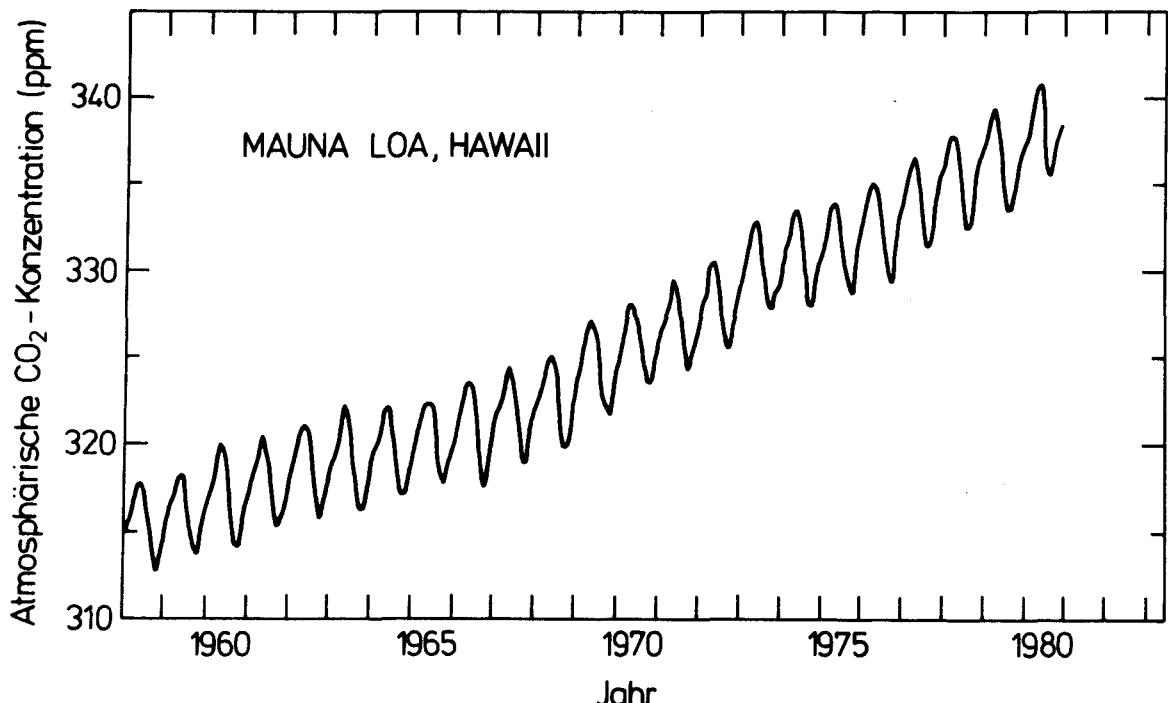


Abb. A 1: Beobachteter Anstieg der atmosphärischen CO₂-Konzentration auf Mauna Loa, Hawai. Die Oszillationen werden durch den Jahreszyklus verursacht.
Quelle: NASA, 1094; CO₂-review 1982

A.2 Anthropogene CO₂-Produktion durch Verbrennung fossiler Brennstoffe

Der derzeitige CO₂-Anstieg in der Atmosphäre resultiert zum größten Teil aus der Verbrennung fossiler Brennstoffe (Kohle, Öl, Gas). Vergleichbar geringfügige Mengen werden auch bei der Zementproduktion und beim Abfackeln von Erdgas freigesetzt. Die jährliche CO₂-Menge, die bei diesen Prozessen in die Atmosphäre gelangen, sind in UN-Statistiken bis zurück ins Jahr 1860 erfaßt und zusammengestellt worden. Die älteren statistischen Daten sind mit einer Unsicherheit von etwa 15 % behaftet, die neueren Daten sind dagegen erheblich besser abgesichert.

Die Abbildung A 2 zeigt ein exponentielles Wachstum dieser Produktionsraten von ca. 4 % pro Jahr, abgesehen von Unterbrechungen während der beiden Weltkriege und der Weltwirtschaftskrise um 1930. Aus dem rechten Teil, der den Zeitraum von 1950 bis heute erfaßt, geht hervor, daß die jährliche Wachstumsrate seit der Ölkrisse 1973 auf etwa 2 % deutlich zurückgegangen ist. Dies ist auf die geringeren Steigungsrraten bei der Öl- und Gasproduktion zurückzuführen; der Kohleverbrauch hingegen weist über die letzten 30 Jahre ein konstantes Wachstum von etwa 2 % auf.

Gegenwärtig werden jährlich 5 Gt Kohlenstoff durch fossile Primärenergieerzeugung als CO₂ in die Atmosphäre abgegeben. Die gesamte fossile CO₂-Produktion im Zeitraum von 1860 bis heute betrug etwa 170 Gt Kohlenstoff. Setzt man dies in Relation zu dem natürlichen CO₂-Gehalt der Atmosphäre - er entspricht etwa 600 GtC -, so sieht man, daß bereits heute eine signifikante Störung durch den Menschen vorliegt. Die Tragweite dieser Störung wird noch deutlicher, wenn man bedenkt, daß etwa die Hälfte dieser Menge in den letzten 20 Jahren emittiert wurde.

A.3 Anthropogene CO₂-Produktion durch Zerstörung der Landvegetation

Zusätzlich zur oben diskutierten CO₂-Produktion durch Verbrennung fossiler Primär-energieträger, wird die Atmosphäre durch Eingriffe des Menschen in den natürlichen Kreislauf der Vegetation belastet. Nach neueren Untersuchungen sind Waldrodung und Bodenkultivierung als zusätzliche Quelle für den atmosphärischen CO₂-Überschuß anzusehen.

Es besteht weitgehende Übereinstimmung darüber, daß derzeit weltweit durch Waldrodung mehr CO₂ freigesetzt wird als durch Wiederaufforstung abgebaut werden kann. Eine genaue quantitative Abschätzung wird dadurch erschwert, daß nur ein Teil der gerodeten Waldflächen tatsächlich abgebrannt wird und andererseits einige Flächen in Ackerland umgewandelt werden bzw. wieder mit Vegetation bedeckt werden.

Es läßt sich jedoch aus den verschiedenen Untersuchungen ableiten, daß derzeit 0,5-4 Gt Kohlenstoff jährlich durch Zerstörung der Landvegetation freigesetzt werden, wobei der untere Bereich wahrscheinlicher ist.

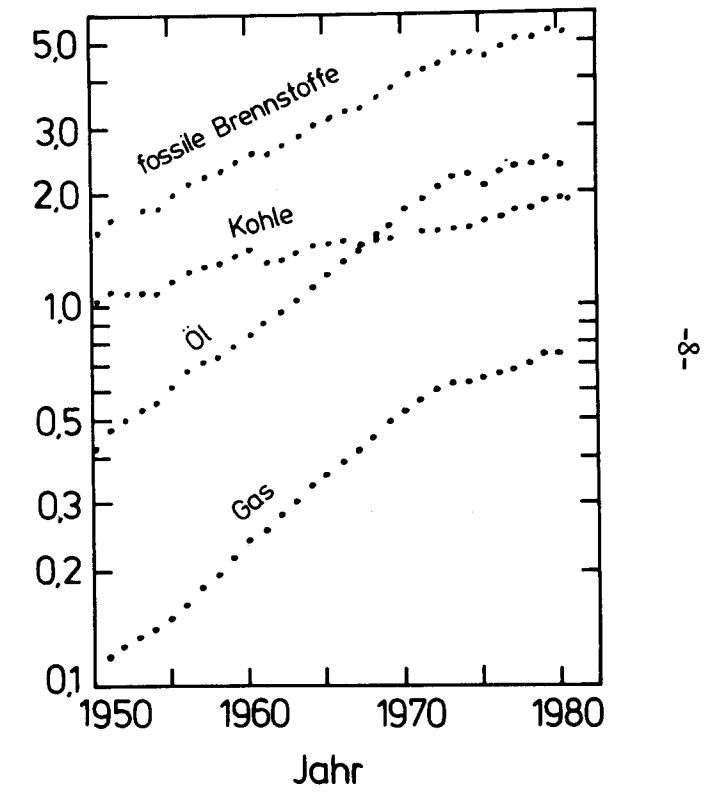
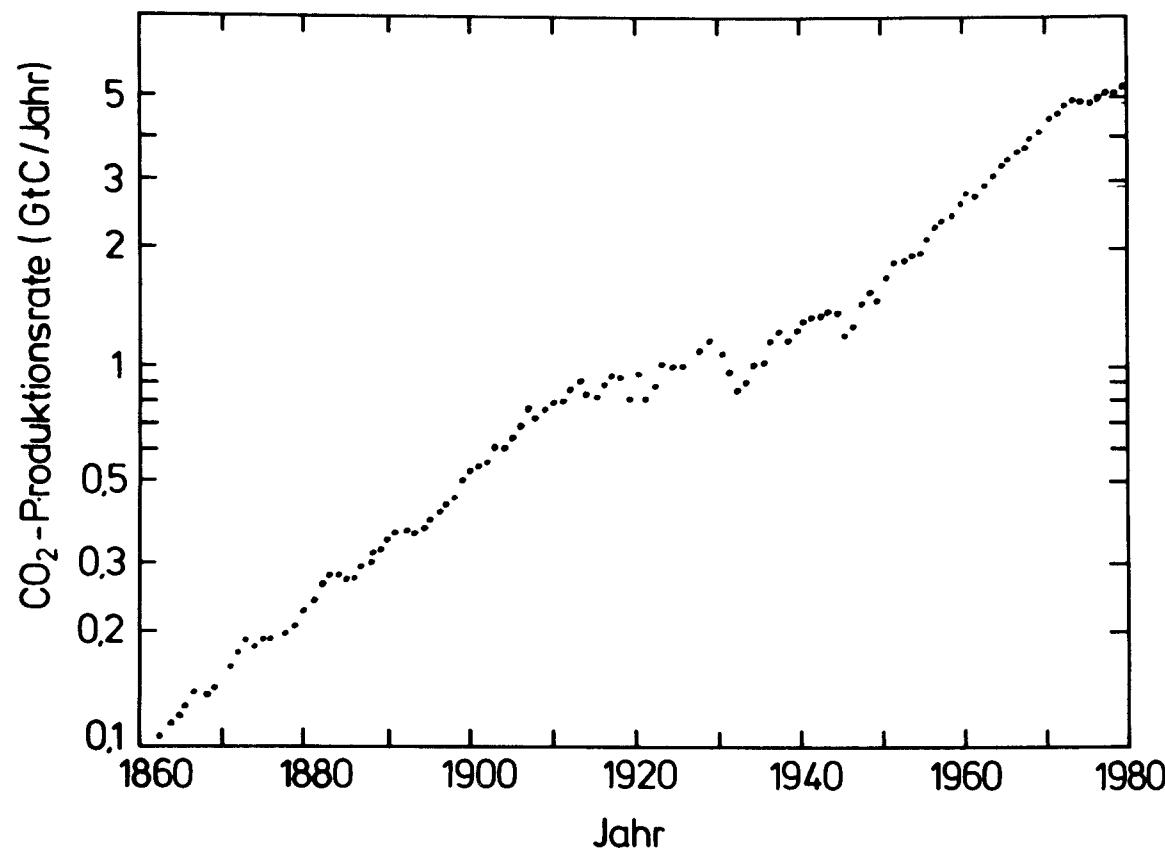


Abb. A 2: Produktion von fossilen Primärenergieträgern ab 1860. Der rechte Teil zeigt den Rückgang der Steigerungsraten seit 1973, insbesondere bei Öl und Gas.

Quelle: Rotty, 1981

Indirekte Beweise deuten daraufhin, daß vor 1950 wesentlich mehr CO₂ durch Waldrodung in die Atmosphäre gelangte, als durch Verbrennung fossiler Energieträger.

A.4 Verbleib des anthropogenen CO₂: Der globale Kohlenstoffkreislauf

Vergleichen wir den aufgrund der bekannten Produktionsraten mit dem zu erwartenden beobachteten Anstieg von CO₂ in der Atmosphäre (Abb. 3), so sieht man, daß etwa die Hälfte des vom Menschen produzierten CO₂ tatsächlich in der Atmosphäre verblieben ist.

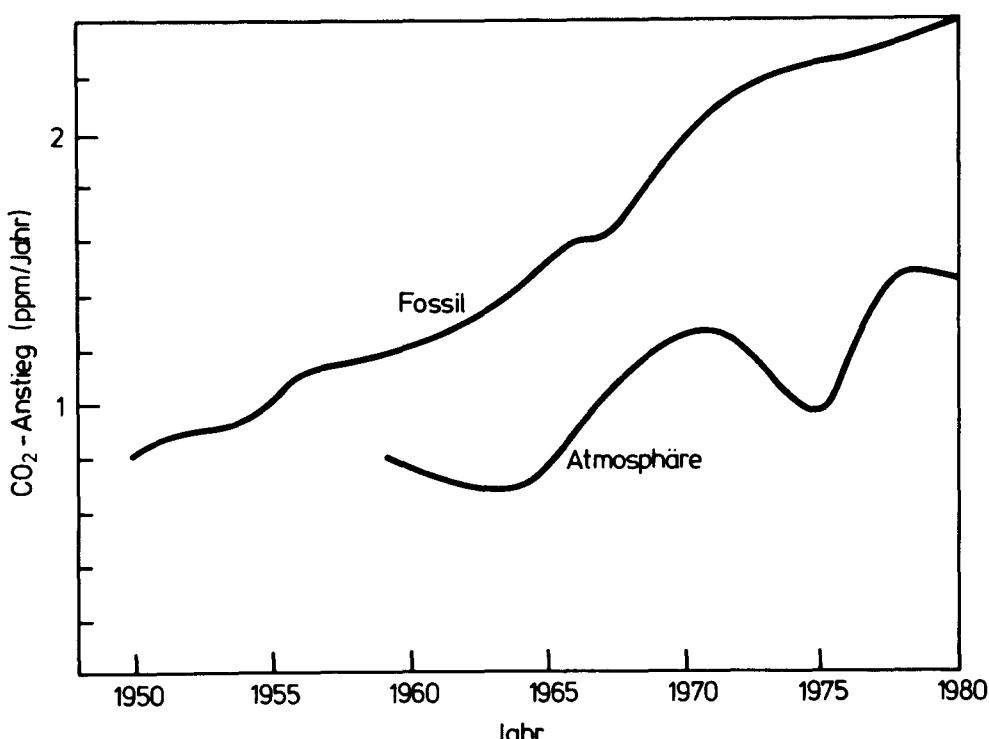


Abb. A 3: Vergleich des Anstiegs der atmosphärischen CO₂-Konzentration mit dem erwarteten Anstieg, für den Fall, daß alles fossile CO₂ in der Atmosphäre verbliebe.

Quelle: nach Keeling und Bacastow, 1977; mit neueren Daten

Das führt zu der Frage nach dem Verbleib des restlichen CO₂. Insbesondere um Prognosen für den zukünftigen CO₂-Gehalt der Atmosphäre in Abhängigkeit der emittierten CO₂ Menge aufstellen zu können, ist eine genauere Betrachtung der Wirkungsmechanismen notwendig, die den CO₂-Gehalt der Atmosphäre kontrollieren.

Kohlenstoff kommt auf der Erde in Form von zahlreichen, teilweise recht komplexen, chemischen Verbindungen vor. Zweckmäßigerweise unterscheidet man verschiedene Reservoirs, zwischen denen der Kohlenstoff durch biologische, chemische oder physikalische Prozesse ständig ausgetauscht wird. In Abb. A 4 ist der globale Kohlenstoffkreislauf vereinfacht dargestellt. Es wurden bewußt nur solche Prozesse einbezogen, die in Zeiträumen ablaufen, wie sie für die anthropogene Störung abzusehen sind, nämlich innerhalb einiger hundert Jahre. Neben den schon erwähnten Reservoirs Atmosphäre, Biosphäre und fossile Brennstoffe sind in entscheidendem Maße die Ozeane am Kreislauf beteiligt. Die Kalksteinsedimente enthalten zwar mit 30 Millionen Gt bei weitem die größte Kohlenstoffmenge. Jedoch ist der Austausch mit den übrigen Reservoirn mit etwa 1400 Jahren so langsam, daß sie hier nicht berücksichtigt werden müssen.

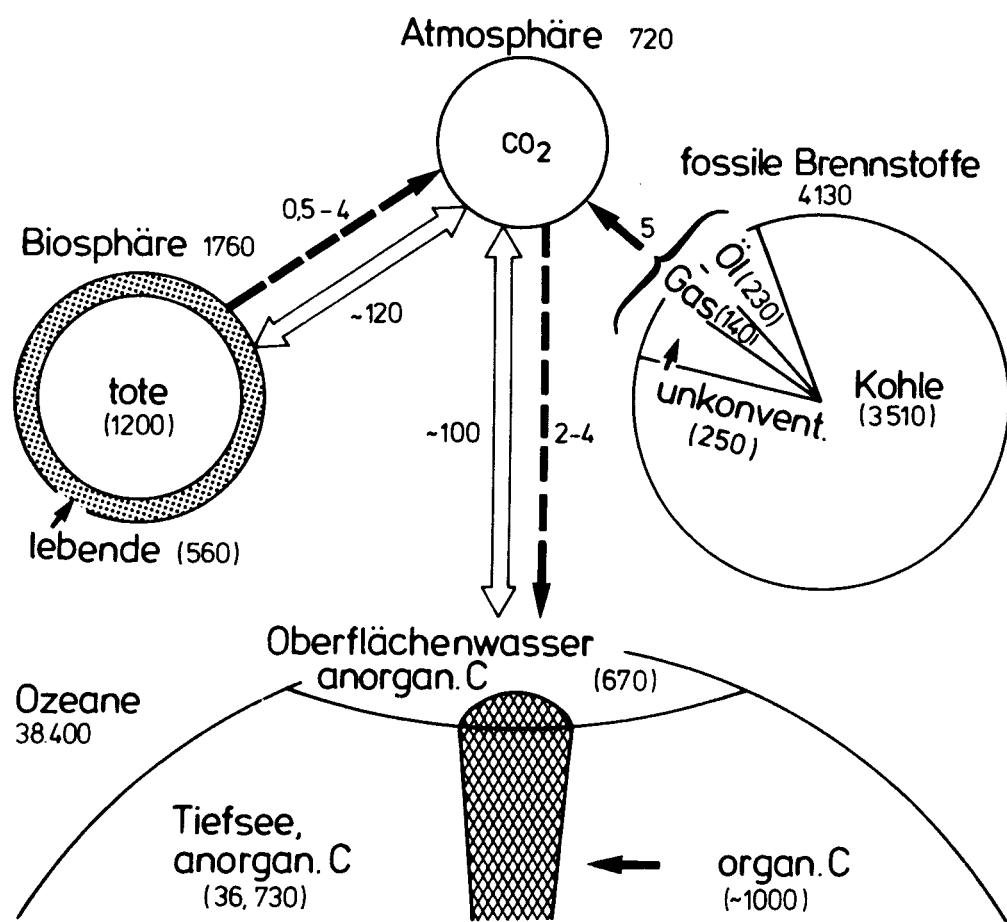


Abb. A 4: Der Kohlenstoffkreislauf insoweit er für die CO₂-Problematik von Bedeutung ist. Die Reservoirgrößen sind in GtC, die Austauschraten zwischen den Reservoirn in GtC/Jahr angegeben. Die gestrichelten Pfeile zeigen die anthropogene Beeinflussung des Kreislaufs.

Quelle: CO₂-review 1982

4.1 Biosphäre

Man unterscheidet zwischen lebender (hauptsächlich Pflanzen) und toter Biomasse (Spreu und Humus).

Pflanzen nehmen durch Photosynthese CO_2 aus der Atmosphäre auf und wandeln es in organische Substanz um. Ein Teil dieser Substanz wird im Herbst und Winter durch Mikroorganismen abgebaut und als CO_2 an die Atmosphäre abgegeben. Dieser Prozess ist für die jährlichen Oszillationen des atmosphärischen CO_2 verantwortlich (siehe Abb. A 1). Der verbleibende Anteil wird zunächst in Form von Holz fixiert und ist damit für längere Zeit gebunden.

Absterbendes Pflanzenmaterial sammelt sich als Spreu auf dem Erdboden und wird schließlich in der Humusschicht gespeichert.

Durch Brände, Verwitterung und Erosion wird der gebundene Kohlenstoff wieder zu CO_2 oxidiert und in die Atmosphäre zurückgeführt.

Im Mittel beträgt der Austausch zwischen Biosphäre und Atmosphäre 120 GtC/Jahr und zwar in beiden Richtungen, d.h. etwa alle sechs Jahre ist das atmosphärische CO_2 einmal durch diesen Zyklus gelaufen.

Einige nehmen an, daß die Pflanzen durch verstärkte Photosynthese einen Teil des anthropogenen CO_2 Überschusses aufnehmen und speichern können. Diese Wachstumsstimulierung wird aber allgemein angezweifelt, da das Wachstum der meisten Pflanzen durch andere Nährstoffe und Wasser begrenzt wird.

Darüberhinaus greift der Mensch in erheblichem Maße in den Kreislauf ein. Wie schon gesagt, zeigen die meisten wissenschaftlichen Untersuchungen, daß durch Waldrodung mehr CO_2 freigesetzt wird als durch Wiederaufforstung aus der Atmosphäre gebunden wird. Weiterhin ist die Biosphäre durch saure Niederschläge und gasförmige Schadstoffe zumindest in den Industrieländern einer erheblichen Gefährdung ausgesetzt. Eine regulierende Wirkung der Pflanzenwelt muß daher als sehr unwahrscheinlich angesehen werden.

4.2 Ozeane

Wie aus Abb. 4 zu sehen ist, stellen die Ozeane die einzige wirkliche Senke für anthropogenes CO_2 dar. Sie enthalten - in Form von gelöstem Bikarbonat - etwa die 55-fache Menge Kohlenstoff wie die Atmosphäre. Über der Oberfläche findet ein ständiger Austausch mit dem atmosphärischen CO_2 statt. Steigt nun der atmosphärische

CO₂-Gehalt, so verschiebt sich dieses physikalisch-chemische Gleichgewicht und der Bikarbonat-Gehalt im Oberflächenwasser steigt ebenfalls an. Dies geschieht jedoch nicht im gleichen Maß, sondern nur im Verhältnis 1 zu 10, d.h. steigt der atmosphärische CO₂-Gehalt um 10 %, so steigt der Karbonat-Gehalt im Ozean im Gleichgewicht nur um 1 %. Auf die gesamte Kohlenstoffmenge im Ozean (38.400 Gt) bezogen, wäre dies eine beträchtliche Menge. Jedoch kommt nicht der gesamte Ozean für einen schnellen Austausch mit der Atmosphäre in Frage. Nur das Oberflächenwasser bis zu einer Tiefe von ca. 50-70 m ist ständig gut durchmischt, darunter behindert das Temperaturprofil den vertikalen Austausch. So dauert es etwa 500-1000 Jahre, bis sich das Gleichgewicht zwischen Oberfläche und Tiefsee eingestellt hat. Diese Zeit läßt sich aus Messungen des radioaktiven ¹⁴C Isotops im Tiefenwasser bestimmen.

Im natürlichen Gleichgewicht werden jährlich etwa 100 Gt Kohlenstoff zwischen Atmosphäre und Ozean ausgetauscht, d.h., das atmosphärische CO₂ durchläuft diesen Prozess einmal in etwa 7 Jahren.

Es sind in erster Linie die Ozeane, die einen Teil des durch menschliche Aktivitäten in die Atmosphäre emittierten Überschuß CO₂ aufnehmen. Von dem z.Zt. produzierten 5-9 GtC nehmen die Ozeane derzeit ca. 2-4 GtC, also etwa die Hälfte auf. Für Prognosen in die Zukunft ist zu beachten, daß die Aufnahmekapazität des Ozeans mit steigendem CO₂ Gehalt abnimmt.

A.5 Potentieller Anstieg von CO₂

Mit Hilfe von Modellen des Kohlenstoffkreislaufs läßt sich berechnen, wie der atmosphärische CO₂-Gehalt sich ändern wird, falls die verfügbaren fossilen Brennstoffe verbraucht werden. In Abb. A 5 ist für verschiedene hypothetische Verbrauchskurven der erwartete CO₂-Gehalt der Atmosphäre aufgetragen. Dabei wurde vorausgesetzt, daß die maximale Fördermenge erreicht wird, wenn die Hälfte der förderbaren fossilen Brennstoffe erreicht ist und danach in demselben Zeitraum auf Null zurückgeht. Man sieht sehr instruktiv die verschiedenen Zeiträume bis zur Erschöpfung der Vorräte. Bei Rückkehr zu Wachstumsraten von 4,5 % pro Jahr, wie sie in der Zeit vor der Ölkrise vorlagen, würden die Vorräte nur etwa 300 Jahre ausreichen.

Deutlich wird auch, daß die maximale CO₂-Konzentration in der Atmosphäre im Falle eines Wachstums zwischen 1,5 % und 4,5 % pro Jahr in jedem Fall Werte um 2000 ppm, etwa das 6-fache der heutigen Werte, erreicht. Lediglich der Zeitraum, in dem dieser Wert erreicht wird, verschiebt sich. Eine Verdoppelung ist in 50-100 Jahren zu erwarten. Aufgrund neuer Daten über die CO₂ Aufnahme durch den Ozean liegen die Maxima bei etwa 1500 ppm.

Nur eine drastische Verringerung der Steigerungsraten führt auch langfristig zu einer Bewältigung des CO₂-Problems.

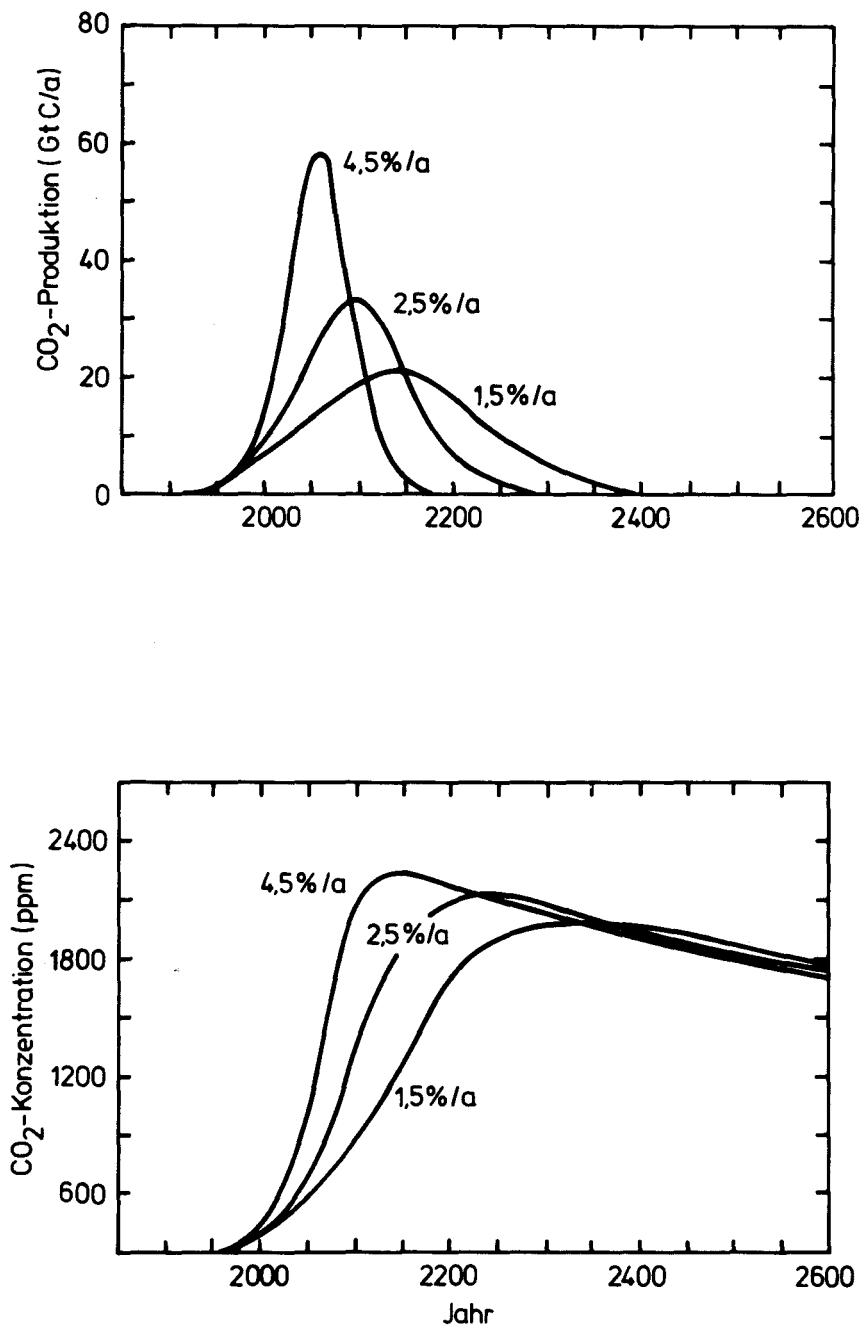


Abb. A 5: Potentieller Anstieg des atmosphärischen CO₂-Gehalts (unterer Teil) für verschiedene Wachstumskurven des fossilen Energieverbrauchs (oberer Teil).

Quelle: nach Keeling, 1980

A.6 Zusammenfassung

Der atmosphärische CO₂-Gehalt steigt weltweit an. Dies ist durch umfangreiche Meßreihen, die bis ins Jahr 1958 zurückreichen, eindeutig abgesichert. Gegenwärtig beträgt der Anstieg 1,3 ppm pro Jahr oder 0,4 %/Jahr.

Der heutige Anstieg ist in erster Linie auf das bei der Energieerzeugung aus fossilen Brennstoffen als Abfallprodukt anfallende CO₂ zurückzuführen. Die entsprechenden Emissionsraten sind aus UN-Statistiken bekannt und betragen derzeit 5 GtC/Jahr. Sie wiesen in den letzten 10 Jahren eine jährliche Zuwachsrate von etwa 2 %, davor von etwa 4 % auf.

Zusätzlich wird CO₂ durch Waldrodung freigesetzt. Neuere Abschätzungen der heutigen Emissionsrate reichen von 0,5-4 GtC/Jahr, wobei der untere Bereich wahrscheinlicher ist.

Etwa 30-60 % des emittierten CO₂ sind tatsächlich in der Atmosphäre verblieben. Dies zeigt ein Vergleich der Emissionsraten mit dem Anstieg in der Atmosphäre.

Das restliche CO₂ wurde vom Ozean aufgenommen. Der Ozean steht auch in Zukunft als CO₂ Senke zur Verfügung, jedoch wird sich die Aufnahmekapazität bei steigendem CO₂-Gehalt verringern. Dies ergibt sich aus Untersuchungen der chemischen Vorgänge im Meerwasser. Unsicherheit etwa 10-20 %.

Modellrechnungen zeigen, daß bei Rückkehr zu den Wachstumsraten von 4 %/Jahr die CO₂-Konzentration etwa im 22. Jahrhundert auf das sechsfache ansteigen wird. Auch nach Erschöpfung aller fossilen Brennstoffe wird die hohe CO₂-Konzentration (4-5fache) noch lange beibehalten bleiben.

B. Klimaänderungen

B.1 Das Klima

Unter Klima versteht man den mittleren Zustand unserer atmosphärischen Umgebung. Er wird durch langfristige Mittelwerte von Temperatur, Luftdruck, Feuchte, Niederschlag, Wind etc., sowie die mittlere Schwankungsbreite dieser Parameter beschrieben.

Betrachten wir zunächst das Klimasystem unserer Erde (Abb. B 1). Es besteht aus den Komponenten Atmosphäre, Lithosphäre, Hydrosphäre, Kryosphäre und Biosphäre. Zwischen diesen Komponenten findet ein ständiger Austausch von Energie statt (Strahlung, Reibung, Wärme, Verdunstung/Kondensation, chemische Reaktionen etc.). Angetrieben wird das Klimasystem von außen durch die einfallende Sonnenstrahlung. Ein Teil (ca. 30 %) dieser Strahlung wird wieder in den Weltraum reflektiert (Albedo), der Rest wird in der Atmosphäre und an der Erdoberfläche absorbiert und in Wärme umgewandelt. Die Erde gibt schließlich die empfangene Energie in Form von infraroter Strahlung wieder ab.

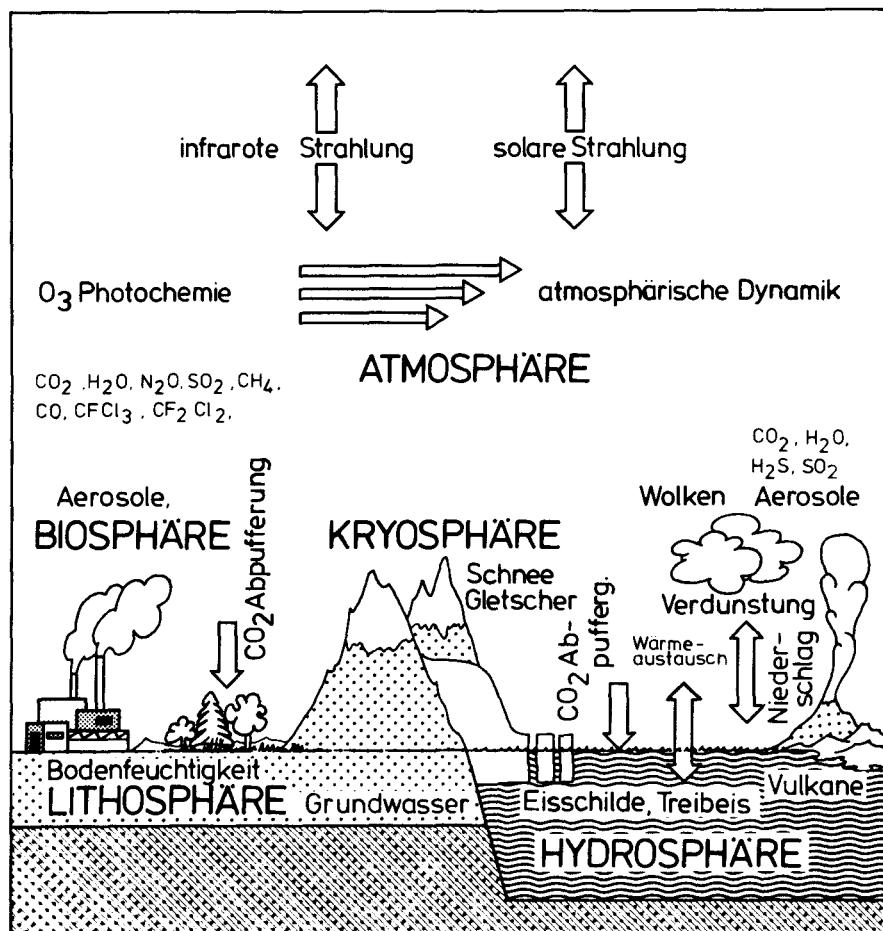


Abb. B 1: Vereinfachte Darstellung des Klimasystems und seiner Wirkungsmechanismen.

Quelle: Bach, 1982; vereinfacht

Diese Strahlung gelangt nur zu einem geringen Teil direkt in den Weltraum. Der weit aus größte Teil wird in der Atmosphäre durch gasförmige Bestandteile wie Wasserdampf, Kohlendioxid und eine ganzen Reihe von anderen Spurengasen absorbiert, wodurch sich die Atmosphäre erwärmt. Vom Weltraum aus betrachtet besteht ein Gleichgewichtszustand, d.h. die abgestrahlte Energie entspricht gerade der von der Sonne empfangenen.

Dieser Vorgang wird allgemein als Treibhauseffekt bezeichnet. Er wird in erster Linie durch Wasserdampf und in zweiter Linie durch CO₂ verursacht.

Abb. B 2 zeigt die Absorption von infraroter Strahlung in der Atmosphäre, in der das hypothetische Emissionsspektrum der Erde ohne eine Atmosphäre mit dem tatsächlich von außen durch Satelliten beobachteten Spektrum verglichen ist. Die Absorptionsbereiche von H₂O, CO₂ und O₃ sind deutlich zu erkennen.

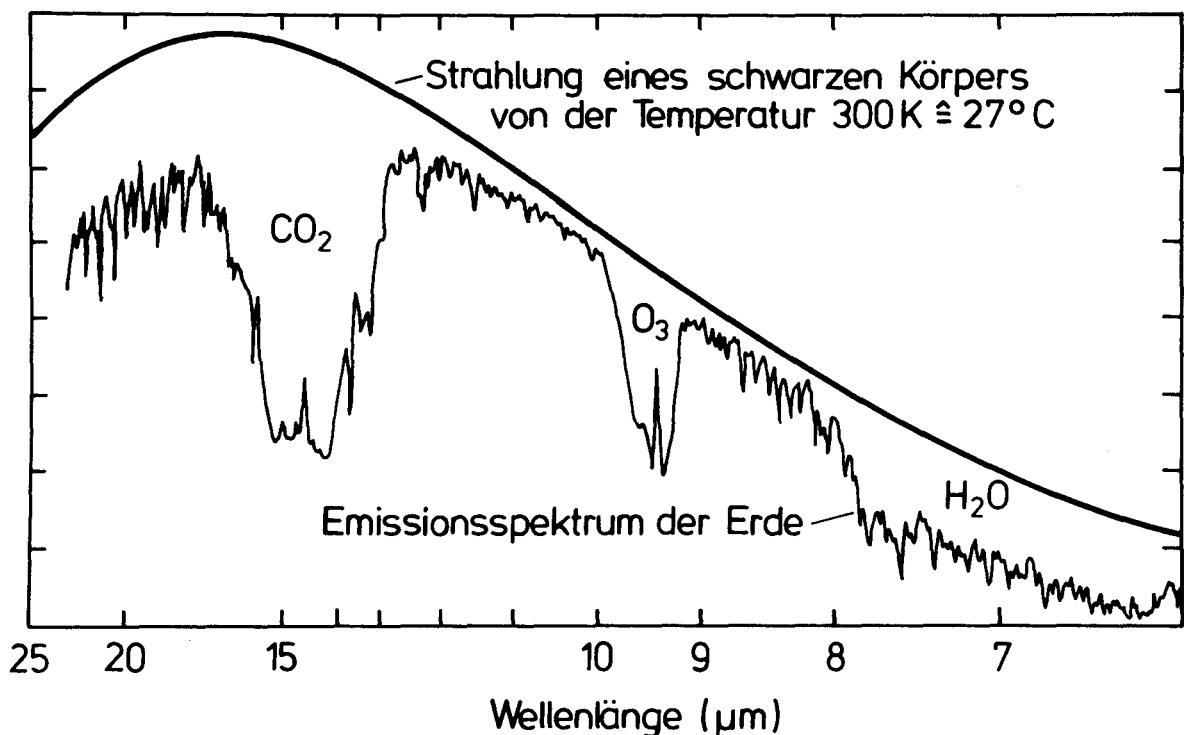


Abb. B 2: Emissionsspektrum der Erde, wie es von außen zu beobachten ist (von dem Nimbus IV Satelliten). Die markantesten Absorbtionen werden durch atmosphärisches CO₂, O₃ und H₂O verursacht.

Quelle: CIAP Monograph, I

Eine Erhöhung der Konzentration von CO₂ in der Atmosphäre führt zur vermehrten Absorption von infraroter Strahlung und damit zu einer Erwärmung der unteren Atmosphäre und des Erdbodens. Die daraus berechnete Temperaturerhöhung durch eine Verdopplung von CO₂ ohne Berücksichtigung irgendwelcher Rückkopplungsmechanismen (s.u.) beträgt 0,5-1,2 °C.

Für eine Abschätzung der Auswirkungen auf das Klimasystem muß die Kopplung von Strahlungsprozessen mit dynamischen Vorgängen berücksichtigt werden.

Klimawchselwirkungen

Die von der Sonne empfangene Energie wird innerhalb des Klimasystems durch verschiedene Wechselwirkungen ständig ausgetauscht. Einige wichtige Prozesse sind:

- 1.) Erwärmung des Bodens → Erwärmung der Luft → Aufsteigen von Luftmassen → Zirkulation (Wind)
- 2.) Erwärmung des Bodens (Ozeane) → Verdunstung von Wasser → Kondensation → Wolkenbildung → Niederschlag (Regen, Schnee)
- 3.) Erwärmung des Bodens (Eis) → Schmelzen
- 4.) Zirkulation (Luft) → Zirkulation (Ozean)

Wetter und Schwankungen des Klimas sind zum einen bedingt durch die Periodizität der einfallenden Sonnenenergie (Tag/Nacht; Sommer/ Winter; langfristige Änderungen der solaren Strahlung), zum anderen durch Nichtlinearitäten in den oben beschriebenen Klimaprozessen.

Es sind diese nichtlinearen Prozesse, die eindeutige Vorhersagen über potentielle Klimaänderungen so extrem schwierig gestalten.

Überdies wirken sie je nach ihrer Natur verstärkend oder dämpfend auf eine Störung des Klimas z.B. durch CO₂.

Beispiele einer Verstärkung:

- 1.) Erwärmung → höhere Verdunstung → mehr Wasserdampf in der Atmosphäre → zusätzlichen Treibhauseffekt → zusätzliche Erwärmung (Wasserdampf - Rückkopplung); Verstärkung ca. 1,2 - 1,6 fach.

2.) Erwärmung → Abschmelzen von Eis → geringere Albedo → zusätzliche Erwärmung
(Eis - Albedo - Rückkopplung; Verstärkung: 1,5 fach)

Beispiel für eine Dämpfung:

3.) Erwärmung → höhere Verdunstung → höhere Kondensation → größere Wolkenbedeckung → größere Albedo → Abkühlung (Wolken-Rückkopplung; sehr unsicher)

Eine Abschätzung über die Rolle der Rückkopplungseffekte im Klimasystem kann nur mit Hilfe von Klimamodellen durchgeführt werden.

Obwohl diese Rückkopplungsprozesse im einzelnen nicht quantitativ und zweifelsfrei verstanden sind, so zeigen heutige Modellrechnungen, daß Wasserdampf- und Eis-Albedo-Rückkopplung die Dämpfung durch verstärkte Wolkenbildung überwiegen.

B.2 Klimamodelle

Klimamodelle dienen in erster Linie als wissenschaftliches Instrument, um Klimaprozesse, z.B. die oben aufgeführten Rückkopplungsmechanismen zu studieren. Daneben werden sie verwendet, um Prognosen bezüglich zukünftiger Klimaänderungen als Folge menschlicher Einflüsse zu erstellen.

Es gibt verschiedene Klassen von Modellen, die sich nach dem Grad der Berücksichtigung physikalischer Prozesse und in der räumlichen Auflösung unterscheiden.

- Strahlungsbilanzmodelle behandeln nur Strahlungsprozesse. Sie dienen dazu, den sogenannten und infraroten Strahlungsfluß durch die Atmosphäre in Abhängigkeit der Absorptionseigenschaften der verschiedenen Spurengase detailliert zu untersuchen, vernachlässigen aber die übrigen Klimaprozesse. Sie liefern sozusagen die Grundlagen für differenzierte Modelle und sind für Prognosen nicht geeignet. Dimension vertikal.
- Strahlungskonvektionsmodelle berücksichtigen zusätzlich den Austausch von Energie durch Zirkulation und Verdunstung in der Atmosphäre, allerdings sehr stark parametisiert. Dimension vertikal.
- Energiebilanzmodelle betrachten die Energiebilanz am Erdboden als Funktion der geographischen Breite. Auch hier können Klimaprozesse nur parametrisiert behandelt werden. Dimension horizontal und vertikal.
- Allgemeine Zirkulationsmodelle (GCM) stellen die umfassensten Klimamodelle dar. Sie behandeln atmosphärische Prozesse wie Zirkulation, Verdunstung, Kondensation in allen drei Dimensionen.

Es gibt allerdings auch bei den GCM's starke Unterschiede bezüglich der Wirklichkeitsnähe: z.B. vereinfachte bzw. realistische Geographie und Topographie, Ankopplung des Ozeans usw. Wegen der enormen Rechenkosten, aber insbesondere auch weil viele Prozesse nur ungenügend verstanden sind, beinhalten auch GCM's noch große Vereinfachungen wie z.B. bei der Bildung von Wolken. Auch ist die räumliche Auflösung zu grob, um alle atmosphärischen Prozesse explizit zu beschreiben.

B.3 Klimamodellrechnungen für einen CO₂-Anstieg

Man unterscheidet zwei Arten von Klimamodellrechnungen:

- Berechnung eines neuen Klimgleichgewichts für eine Verdoppelung (oder Vervierfachung) der CO₂-Konzentration.
- Berechnung des zeitlichen Verlaufs einer Klimaänderung unter Vorgabe eines kontinuierlichen CO₂ Anstiegs.

Beide Arten der Untersuchung beginnen als Referenz stets mit einer Simulation des heutigen Klimas. Ist die Übereinstimmung zwischen Rechnung und Wirklichkeit zufriedenstellend, so wird im ersten Fall die CO₂-Konzentration erhöht, das neue Gleichgewicht berechnet und mit den Referenzwerten verglichen. Im zweiten Fall wird dagegen ein Szenario für den Anstieg von CO₂ vorgegeben und der zeitliche Verlauf der Klimaänderung ermittelt. Dabei wirkt die Wärmekapazität des Ozeans als dämpfender Faktor.

Abb. B 3 zeigt die verschiedenen Prognosen, die mit Hilfe von einfachen und komplexen Klimamodellen für eine Verdoppelung des CO₂ Gehaltes gemacht wurden. Abgesehen von einigen Abschätzungen und Modellrechnungen, die von unrealistischen Randbedingungen (konstante Ozeantemperatur) ausgehen oder wichtige Klimaprozesse nicht berücksichtigen (Wasserdampf Rückkopplung; Eis-Albedo-Rückkopplung) liegen alle Vorhersagen zwischen etwa 1 und 4 °C. In Anbetracht der oben erwähnten Komplexität des Klimasystems ist diese Übereinstimmung recht gut. Sie darf aber nicht darüber hinwegtäuschen, daß in den meisten Modellen die verschiedenen Klimaprozesse ähnlich gewichtet werden.

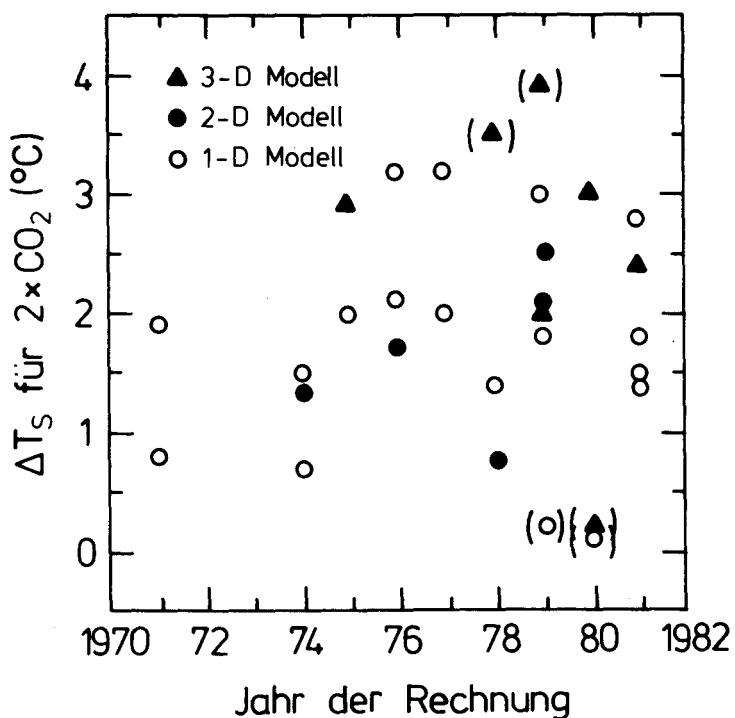


Abb. B 3: Schwankungsbreite der Vorhersagen für die erwartete mittlere Temperaturerhöhung bei CO_2 -Verdopplung. Die eingeklammerten Symbole stellen unveröffentlichte oder als unrealistisch erkannte Prognosen dar.

Quelle: CO₂-review 1982

Die berechnete Temperaturerhöhung ist in den Tropen am geringsten (1-2 °C) und nimmt zu nördlichen Breiten stark zu (6-8 °C; 70°N). Untersuchungen für einen zeitlichen CO_2 Anstieg unter Einbeziehung des Ozeans zeigen eine Verzögerung des Temperaturanstiegs um etwa 10-20 Jahre, bedingt durch das Vermögen des Ozeans, Wärme zu speichern.

B.4 Zu erwartende Klimaänderungen und ihre Auswirkungen

Im folgenden werden die möglichen Klimaauswirkungen eines CO_2 Anstieges anhand von Modellrechnungen zusammengestellt und ihre potentiellen Auswirkungen diskutiert. Wir beziehen uns exemplarisch auf die Ergebnisse von Modellen der allgemeinen Zirkulation (GCM).

4.1 Temperatur

Abb. B 4 zeigt die Temperaturänderung der Modellatmosphäre als Folge einer CO_2 Verdopplung in Abhängigkeit von der geographischen Breite. Mittelt man die Temperaturen in der bodennahen Schicht der nördlichen Hemisphäre, so ergibt sich ein mitt-

erer Temperaturanstieg von etwa 3 °C. Deutlich ist der starke Anstieg bis zu 8 °C in polaren Breiten zu erkennen, während die Tropen nur eine geringe Erwärmung um 1-2 °C zeigen. Der Grund für die höhere Erwärmung in den Polen liegt zu einem im Rückgang der stark reflektierenden Eis- und Schneeflächen in nördlichen Breiten, zum anderen in der Verstärkung des Transportes von latenter Wärme in Form von Wasserdampf aus den Tropen zu den Polen. Der Transport von Wärme durch die Meere strömung wird in den Modellen meist nicht behandelt.

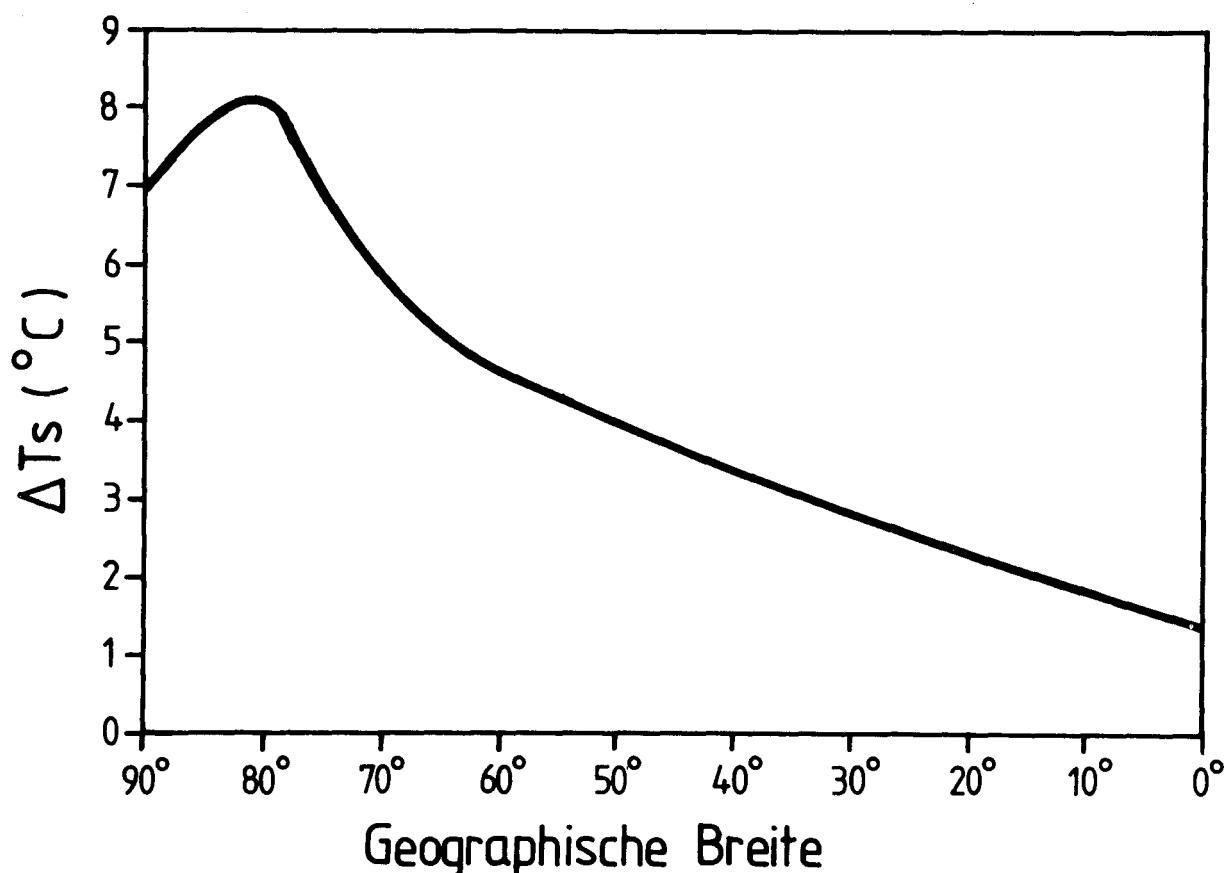


Abb. B 4: Breitenverteilung der erwarteten Temperaturerhöhung für eine CO₂-Verdopplung.

Quelle: nach Manabe und Wetherald, 1980

4.2 Feuchte und Niederschlag

Die meisten Modelle zeigen, daß mit der Temperaturerhöhung global auch eine Intensivierung des hydrologischen Zyklus einhergeht. Der Grund liegt in der erhöhten Verdunstungsrate, insbesondere in den Tropen, sowie in der vergrößerten Aufnahmekapazität (Sättigungsdampfdruck) der Atmosphäre für Wasserdampf durch die erhöhte Temperatur. Als kritischer Parameter, der unter anderem für die Bodenfeuchtigkeit bestimmt ist, wird in der Regel die Differenz zwischen Niederschlag- und Verdunstungsrate angegeben, also der Nettogewinn an Wasser im Erdboden. Während die Verdunstungsrate mit der Temperaturerhöhung ansteigt, ist die Niederschlagsmenge in einer Region unter anderem abhängig vom Transport von Wasserdampf in der Atmosphäre sowie geographischen Gegebenheiten. Dadurch ergibt sich eine regional sehr unterschiedliche Verteilung, d.h. in einigen Regionen wird es feuchter, in anderen trockener.

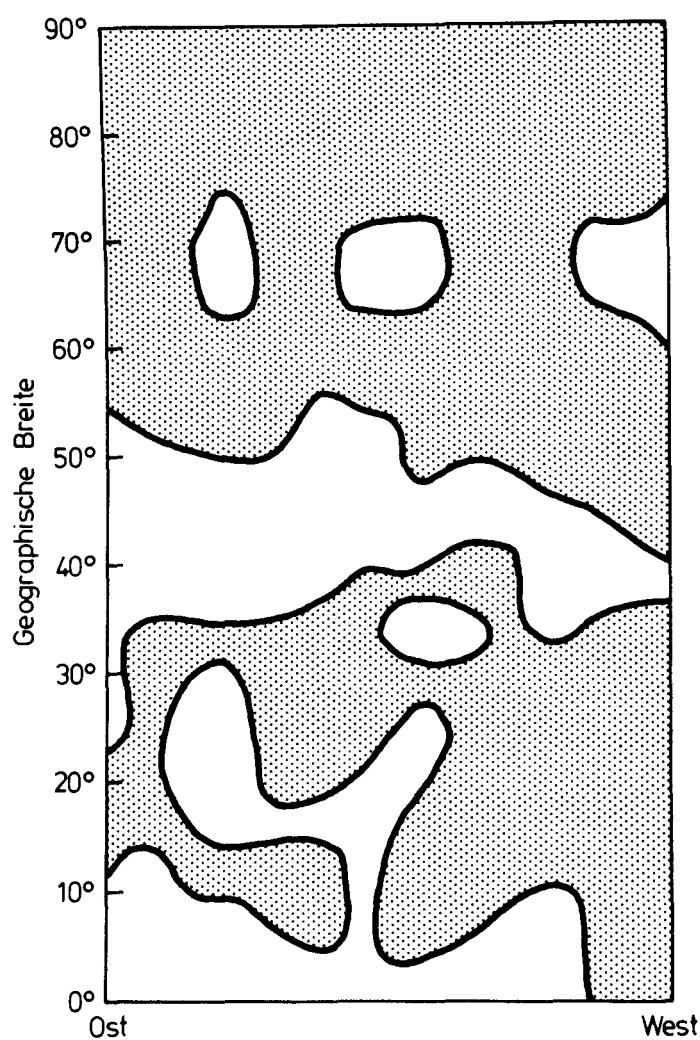


Abb. B 5: Geographische Verteilung der Änderung der Feuchtigkeit auf dem Modellkontinent für eine CO_2 -Verdopplung. Weiße Flächen: trockener; Punktierter Flächen: feuchter.

Quelle: Manabe und Wetherald, 1980; vereinfacht

Abb. B 5 zeigt vereinfacht die geographische Verteilung von Niederschlag minus Verdunstung, wie sie sich aus einer Modellrechnung für eine CO₂ Verdopplung ergibt. Eine Betrachtung des Modellkontinents zeigt höhere Feuchtigkeit in den Subtropen und nördlichen Breiten und mehr Trockenheit in den Tropen und gemäßigten Breiten (40°-50°N).

4.3 Einfluß auf die Kryosphäre

Wie schon Eingangs erwähnt, ist die erwartete Temperaturerhöhung in polaren Breiten am stärksten, bedingt durch die starke Rückkopplung mit der polaren Kryosphäre. Als potentielle Folgen einer globalen Erwärmung werden zwei mögliche Szenarien diskutiert:

- ein vollständiges Verschwinden des arktischen Treibeises
- ein Abrutschen des westantarktischen Eisschildes.

Während ein Abschmelzen der Eisschilde Grönlands und der Ostantarktis unwahrscheinlich ist und - wenn überhaupt - nur in Zeiträumen von tausenden von Jahren vor sich ginge, liegt die Situation bei dem kleineren westantarktischen Eisschild anders. Dieser ruht nur zu etwa 70 % auf einem Felssockel unterhalb des Meeresspiegels und wird durch Eisschelfe und Meereis in seiner Lage fixiert. Würden nun durch die Temperaturerhöhung diese Eisbarrieren abgeschwächt, so könnte der gesamte Eisschild schließlich in den antarktischen Ozean abrutschen. Dieser Vorgang wäre mit einem weltweiten Anstieg des Meeresspiegels von etwa 5-6 m verbunden. Dadurch würden große Küstengebiete überflutet. Eine amerikanische Studie schätzt ab, daß ca. 12 Mill. Menschen obdachlos würden; in der Bundesrepublik Deutschland wären in erster Linie die Länder Niedersachsen, Schleswig-Holstein, Hamburg und Bremen betroffen (ca. 2 Mill. Menschen). Indirekte Beweise deuten daraufhin, daß ein derartiger Eisrutsch (oder mehrere) vor etwa 100 000 Jahren stattgefunden hat und im Zusammenhang mit der Entstehung der letzten großen Eiszeit stehen könnte.

Es bestehen jedoch kontroverse Ansichten darüber, ob und wann ein Abrutschen des westantarktischen Eisschildes als Folge einer CO₂ induzierten Erwärmung zu erwarten ist.

Selbst ein vollständiger Rückgang des polaren Treibeises führt nicht zu einer Hebung des Meeresspiegels, da es ohnehin auf dem Ozean schwimmt. Er hätte jedoch drastische Auswirkungen auf die atmosphärische Zirkulation. So wird für eine solche Asymmetrie (Südpol vereist, Nordpol eisfrei) eine Verschiebung des meteorologischen Äquators um 3-4 Breitengrade und ebenfalls eine signifikante Verschiebung der Subtropenhochs nach Norden diskutiert.

Es ist strittig, welche globale Temperaturerhöhung für ein vollständiges Verschwinden des arktischen Eises erforderlich ist. Aus der Klimageschichte läßt sich ableiten, daß eine eisfreie Arktis für etwa 10 Mill. Jahre zu Ende des Jungtertiärs existiert hat mit Temperaturen, die im Mittel etwa 4-5°C über den heutigen lagen. Dagegen zeigen Modellrechnungen widersprüchliche Ergebnisse. Wichtig ist, daß das arktische Treibis einer Klimaänderung nur mit geringer Verzögerung folgt. Es gibt Beweise, daß seine Ausdehnung heute geringer ist als in den dreißiger Jahren.

4.4 Einfluß auf die Ernährungssicherung

Wegen der oben beschriebenen Unzulänglichkeiten in den existierenden Klimamodellen ist es zur Zeit unmöglich, die Auswirkungen einer CO₂ induzierten Klimaänderung für die einzelnen Weltregionen mit einiger Sicherheit vorherzusagen. Neben der Temperatur ist insbesondere die Feuchtigkeit von besonderer Bedeutung für das Pflanzenwachstum.

Wichtig ist, daß es global zu einer Verschiebung der günstigen Klimazonen und als Folge davon zu erheblichen Verteilungskämpfen kommen kann.

Man muß jedoch bei der Interpretation der Modellergebnisse insbesondere bezgl. der Feuchtigkeit Vorsicht walten lassen, da zum einen die Topographie nicht der wirklichen entspricht, insbesondere aber, da die Wolken- und Niederschlagsbildung kleinräumige Prozesse sind, die in der groben räumlichen Auflösung des Modells nicht explizit erfaßbar sind und daher stark parametrisiert behandelt werden. Von großer Bedeutung für die Landwirtschaft ist überdies die jahreszeitliche Verteilung von Niederschlägen sowie das Auftreten von extremen Situationen. Neuere Studien mit einer realistischen Topographie zeigen z.B. für den nordamerikanischen Korngürtel eine Zunahme der Bodenfeuchtigkeit im Frühjahr gefolgt von Trockenheit im Sommer. In den Tropen und Subtropen dürfte eine Intensivierung der Monsunregen zu erwarten sein.

Interpretiert man die wenigen Modellstudien mit allen Einschränkungen, so läßt sich ableiten, daß Einbußen in erster Linie im amerikanischen Korngürtel zu erwarten sind, insbesondere wegen der größeren Trockenheit in mittleren Breiten. Dagegen ist die Situation für die Reisproduktion in den Subtropen eher günstiger.

Pflanzenschädlinge gedeihen am besten in feucht-warmem Klima. Es läßt sich daher vermuten, daß auch die Schädlingsbekämpfung größerer Probleme aufwerfen wird.

Der Fischreichtum entlang der Westküsten der Kontinente ist bedingt durch das dort aufsteigende nährstoffreiche Tiefenwasser. Dieser Vorgang wird durch eine Erwärmung des Oberflächenwassers behindert, d.h. es ist mit Einbußen in der Fischerei zu rechnen.

4.5 Sekundärfolgen einer Klimaänderung

Als Folge einer klimabedingten Veränderung der Ernährungssituation kann es zu erheblichen Verteilungskämpfen kommen. So läßt sich aus der Geschichte ableiten, daß z.B. Revolutionen oft längerandauernde extreme Klimasituationen und damit verbundene Ernteeinbußen vorangingen. Eine detaillierte Betrachtung dieser Zusammenhänge sprengt sicherlich den Rahmen dieser Studie. Es sei jedoch darauf hingewiesen, daß auch eine Verlagerung der für Getreideanbau günstigen Zonen erhebliche politische Folgen haben kann, auch wenn global gesehen sich die Ertragslage auf unserem Planeten nicht ändern würde.

B.5 Weitere Einflußgrößen auf das Klima

5.1 Spurengase

Neben H₂O und CO₂ gibt es in der Atmosphäre eine ganze Reihe von Spurengasen, die durch anthropogene Aktivitäten gestört werden und die ebenso wie CO₂ durch Absorption von infraroter Strahlung am Treibhauseffekt beteiligt sind. Zu den wichtigsten zählen Ozon (O₃), Methan (CH₄), Distickstoffoxid (N₂O) sowie die Fluorchlorkohlenwasserstoffe F-11 (CFCl₃) und F-12 (CF₂Cl₂). Der gegenwärtig beobachtete Anstieg dieser Spurengase sowie ihr potentieller Einfluß auf das Klima ist in Tabelle B 1 zusammengestellt. Von den Fluorchlorkohlenwasserstoffen abgesehen, die ausschließlich industriell hergestellt werden, besitzen diese Gase neben den anthropogenen auch natürliche Quellen. Es ist daher sehr schwierig, die zukünftige Entwicklung abzuschätzen. Insbesondere das Ozon, welches potentiell einen großen Einfluß haben kann, wird in der Atmosphäre selbst durch photochemische Reaktionen gebildet und zerstört. Sollte der Energieverbrauch weiter steigen, so könnte die synergistische Wirkung immer höherer Emissionen von Stickoxiden, Kohlenmonoxid und Kohlenwasserstoffen zu einer beachtlichen Erhöhung der Ozonkonzentration in der Troposphäre und damit zu einer signifikanten Erwärmung führen. Steigende Konzentrationen der Fluorchlorkohlenwasserstoffe dagegen können eine Verminderung der stratosphärischen Ozonschicht bewirken, was zum einen eine geringe Abkühlung, zum anderen aber eine Erhöhung der schädlichen ultravioletten Strahlung zur Folge hätte.

Tab. B 1: Potentieller Einfluß anderer Spurengase auf das Klima

Spurengas	beobachteter Anstieg	abgeschätzte Temperaturänderung im Jahr 2030	Grundlage für ΔT_s
Methan	0-2 %/Jahr (unsicher)	< 0,4°C	Extrapolation des Anstiegs
Distickstoff-oxid	0,2 %/Jahr (seit 1961)	0,1-0,4°C	"
Fluorchlorkohlenwasserstoffe	6-7 %/Jahr (rückläufig)	0,3°C	Konstante Produktion
Ozon	-	< 0,5°C	Indirekt beeinflußt*
Summe		< 1,6°C	

* Annahme: Verdopplung des Ozongehaltes der Troposphäre durch erhöhte Emissionen von CO, NO_x, CH₄ etc.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die hier angesprochenen Spurengase zusammen fast in gleichem Maß an einer zukünftigen Klimaänderung beteiligt sein können wie CO₂. Jedoch ist die Unsicherheit dieser Aussage beträchtlich, da zuwenig über die Ursachen der beobachteten Änderungen bekannt ist.

5.2 Aerosole

Natürliche Aerosole (Schwebstoffe wie z.B. Staub oder fein verteilte Tröpfchen) beeinflussen die Strahlungsbilanz durch Streuung und Absorption von Sonnenlicht weltweit. Es handelt sich hierbei im wesentlichen um Teilchen, die durch Vulkanausbrüche bis in die Stratosphäre gelangen, wo sie Jahre verweilen und sich global ausbreiten. Steigende Aerosolkonzentrationen aufgrund menschlicher Aktivitäten werden hauptsächlich in dicht besiedelten Gebieten beobachtet. Sie werden fast ausschließlich in die untere Atmosphäre eingebracht, wo sie innerhalb weniger Tage mit dem Regen wieder ausgewaschen werden. Wegen dieser kurzen Verweilzeit in der unteren Atmosphäre können anthropogene Aerosole das Klima jedoch lokal und regional beeinflussen und da insbesondere im Hinblick auf die Bildung von Niederschlag.

5.3 Abwärme

Abwärme geht mit jeglicher Energieerzeugung und -nutzung einher. Ein Vergleich mit den Energieumsätzen im Klimasystem zeigt, daß selbst ein projezierter Primärenergieverbrauch von 36 TW (s. Kap. C 3) global keine Auswirkung hat. Die zum Teil sehr hohen Energiedichten in Ballungsgebieten beeinflussen jedoch lokal oder regional das Wettergeschehen.

5.4 Albedoänderungen

Landnutzungsänderungen wie Umwandlung von Wald- in Acker- oder Weideflächen oder Wüstenbildung und Versteppung führen in der Regel zu einer Vergrößerung der Oberflächenalbedo. Sollten solche Prozesse weltweit in großem Umfang eintreten, so ist als Folge eine geringfügige Abkühlung in der Größenordnung von wenigen Zehntel Grad zu erwarten. In dieser Aussage sind aber die gleichzeitig auftretenden Änderungen im Stoff- und Wasserhaushalt nicht berücksichtigt.

B.6 Kombinierter Treibhauseffekt

Wie im vorigen Kapitel gezeigt, müssen neben CO₂ auch die anderen Spurengase bei einer Abschätzung über zukünftige Klimaauswirkungen berücksichtigt werden. Wegen der großen Unsicherheit, die damit verbunden ist, sollen hier exemplarisch zwei Fälle diskutiert werden, die sozusagen den möglichen Rahmen abstecken:

- als untere Grenze werden alle anderen Spurengase vernachlässigt
- als obere Grenze wird angenommen, daß alle übrigen Spurengase zusammen genommen dieselbe Auswirkung haben wie CO₂ alleine.

Eine erste Abschätzung über kritische Schwellenwerte der CO₂ Konzentration kann im Vergleich mit den Verhältnissen in den verschiedenen Warmphasen der Vergangenheit durchgeführt werden wie es in Abb. B 6 getan wurde.

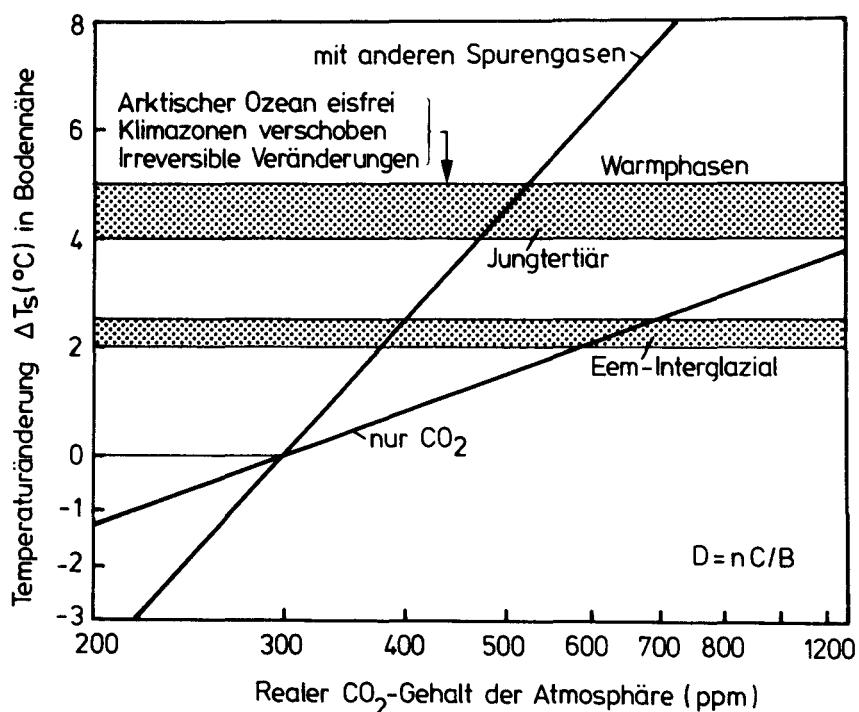


Abb. B 6: Möglicher mittlerer Temperaturanstieg als Funktion der atmosphärischen CO₂-Konzentration mit und ohne Berücksichtigung anderer Spurengase.

Quelle: Flohn 1981

Soll das Klima einigermaßen stabil bleiben, so entspricht dies einer globalen Temperaturerhöhung von 1°C, wie sie zum letztenmal vor etwa 1000 Jahren aufgetreten ist. Die CO₂ Konzentration darf dann gemäß der Modellvorhersagen nicht wesentlich über 400 ppm ansteigen. Auch die übrigen Spurengase müßten dann ihre heutigen Konzentrationen in etwa beibehalten.

Extreme Klimaänderungen sind bei globalen Temperaturerhöhungen von 4-5°C zu erwarten. Diese Temperaturen entsprechen denen im Jungtertiär, wo wahrscheinlich eine eisfreie Arktis existierte. Sie könnten in etwa bei einer Vervierfachung der CO₂-Konzentration erreicht werden. Berücksichtigt man jedoch den Einfluß der übrigen Spurengase, so könnte die Situation auch schon bei einer Verdopplung der CO₂ Konzentration eintreten.

Jungtertiär:	geologischer Zeitraum, reichte von 12-2,5 Mio Jahre vor der heutigen Zeitrechnung
Eem-Interglazial:	Zwischeneiszeit (Warmzeit) vor ca. 120 000 Jahren

B.7 Erkennung einer CO₂-bedingten Klimaänderung

Um die Einleitung von politischen Maßnahmen zur Abwendung einer Klimakatastrophe zu rechtfertigen, ist die möglichst frühzeitige Erkennung einer vorliegenden Klimastörung durch den Menschen und ihre kausale Verknüpfung mit CO₂ von entscheidender Bedeutung.

Dazu müssen drei prinzipielle Fragen beantwortet werden:

- 1.) Wie groß ist die "natürliche" Variabilität des Klimas und welche Ursachen sind dafür verantwortlich?
- 2.) Wie groß ist die CO₂-bedingte Änderung?
- 3.) Wann ist die CO₂-bedingte Änderung signifikant gegenüber der natürlichen Variabilität?

Natürliche Schwankungen reichen von etwa 6°C für die Eiszeiten und Warmzeiten bis zu 0.4°C für den direkten Beobachtungszeitraum seit etwa 1880. Vergleichen wir den vorausgesagten Temperaturanstieg für die CO₂-Erhöhung von etwa 280 auf 340 ppm (ca. 0.1-0.5°C) damit, so läßt sich eine eindeutige Aussage nicht treffen, insbesondere da die Temperatur im Jahre 1950 etwa gleich der heutigen war, während der CO₂ bedingte Anstieg in diesem Zeitraum am markantesten sein sollte.

Es gibt Versuche, die Temperaturänderungen seit 1880 unter Einbeziehung von möglichen natürlichen Ursachen zu erklären. Dies sind hauptsächlich Änderungen im Aerosolgehalt der Atmosphäre durch Vulkanausbrüche sowie Änderungen in der solaren Strahlung. Abb. B 7 zeigt die Analyse des beobachteten Temperaturverlaufs mit einem Strahlungskonvektionsmodell. Auf den ersten Blick scheint der CO₂ bedingte Temperaturanstieg eindeutig aus dem Vergleich im unteren Teil der Abbildung bewiesen zu werden. Es muß aber gesagt werden, daß sowohl die Rechnung selbst, als auch die verwendeten Daten über Aerosolgehalt und Strahlung sehr unsicher sind, so daß die Beweiskraft sehr eingeschränkt ist.

Ebenso wie das Klima erzeugen auch die Modelle eine Variabilität, die man mit der CO₂-bedingten Änderung vergleichen kann.

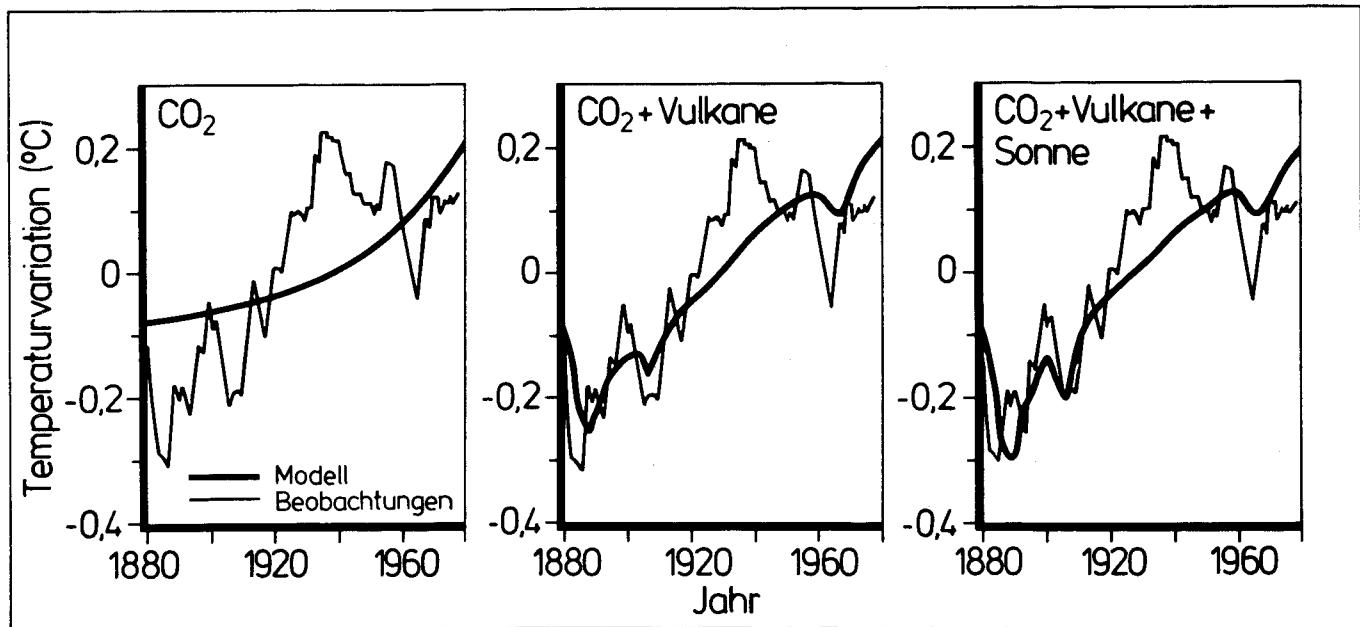


Abb. B 7: Versuch zur Interpretation des beobachteten Temperaturverlaufs seit 1880, anhand von Änderungen im stratosphärischen Aerosolgehalt (durch Vulkanausbrüche), der solaren Strahlung und des CO₂-Anstiegs.

Quelle: Hansen et al., 1981

Alle Untersuchungen zusammengenommen, läßt sich abschätzen, daß eine Erkennung einer anthropogenen Klimastörung wahrscheinlich erst zu Beginn des nächsten Jahrhunderts möglich ist. Eine eindeutige Zuordnung zu CO₂ ist erschwert durch die zusätzlichen Einflußfaktoren (siehe B 5).

B.8 Zusammenfassung

Der Einfluß von CO₂ auf die Strahlungsbilanz ist durch Messungen und physikalisches Wissen abgesichert. Eine Erhöhung der CO₂-Konzentration führt zur verstärkten Absorptionen von Wärmestrahlung in der unteren Atmosphäre, was zu einer Erwärmung am Erdboden führt ($2 \times \text{CO}_2 + 0,5\text{-}1,2^\circ\text{C}$ ohne Rückkopplung).

Größere Unsicherheit besteht über die Rückkopplungsprozesse innerhalb des Klimasystems, die die anfängliche Erwärmung verstärken oder dämpfen können.

Es wird jedoch angenommen, daß die verstärkenden Mechanismen, wie höherer Wasserdampfgehalt der Atmosphäre und Rückgang der Eisbedeckung, gegenüber den dämpfenden, wie Wolkenbedeckung, überwiegen. Diese Verstärkung führt zu einer Temperaturerhöhung von global etwa 1-3°C für eine CO₂ Verdopplung mit wesentlich höheren Werten in nördlichen polaren Breiten und geringeren Werten in den Tropen.

Die Modelle zeigen eine Änderung der Feuchtigkeit, wobei wahrscheinlich in mittleren Breiten große Trockenheit zu erwarten ist.

Für die Kryosphäre werden zwei Szenarien diskutiert: zum einen ein vollständiger Rückgang des arktischen Treibesises, was zu extremen Verschiebungen der Klimazonen führen kann, zum anderen ein Abrutschen des westantarktischen Eisschildes, verbunden mit einer Meeresspiegelerhöhung von 5-6 m.

Einbußen für den Getreideanbau sind in erster Linie im amerikanischen und russischen Korngürtel zu erwarten. Der Reisanbau würde eher begünstigt. Pflanzenkrankheiten und Schädlingsbefall könnten zunehmen.

Andere Spurengase könnten fast einen ebenso großen Beitrag zu einer künftigen Klimaänderung leisten, wie CO₂ alleine.

Eine Erkennung einer vorliegenden Klimabeeinflussung in den Klimadaten wird wahrscheinlich nicht vor Beginn des nächsten Jahrhunderts möglich sein. Die Schwierigkeit besteht darin, daß es dann für Gegenmaßnahmen bereits zu spät sein kann. Es gibt jedoch bereits heute Anzeichen für eine Störung. Alle diese Aussagen sind jedoch sehr unsicher.

C. Der zeitliche Rahmen für eine erwartete Klimaänderung

C.1 Ressourcen fossiler Energieträger

Zur Zeit decken fossile Energieträger und Holz etwa 90 % des Weltenenergiebedarfs. Der Rest wird durch Kernenergie, Wasserkraft und sonstige regenerative Energiesysteme (solare, Wind) gedeckt.

Man geht heute davon aus, daß die vorhandenen Ressourcen* fossiler Brennstoffe etwa 12 Bill t SKE (davon 90 % als Kohle) betragen, von denen etwa 1,1 Bill t SKE als nachgewiesene, ausbringbare Reserven* angesehen werden. Diese teilen sich im einzelnen wie folgt auf:

- Kohle ca. 700 Mrd. t SKE
- Öl ca. 130 Mrd. t SKE
- Gas ca. 70-100 Mrd. t SKE
- Ölschiefer etc. ca. 125 Mrd. t SKE

Die Kohlevorkommen liegen hauptsächlich in den USA, Europa, USSR und China (je ca. 100 Mrd. t); geringere Anteile sind in Australien, Süd-Afrika und Indien vorhanden. Dreiviertel der Ölreserven liegen in den arabischen Ländern. Die Gasreserven liegen in der UDSSR, im mittleren Osten, Nordafrika und Nordamerika. Größere Lagerstätten für Ölschiefer und bituminöse Sande sind bisher in Nord- und Südamerika, Nordafrika und der UDSSR bekannt.

Die vorhandenen Reserven stellen für absehbare Zeit keine Begrenzung des Energieverbrauchs dar. Sie würden bei Fortschreibung des heutigen Energieverbrauchs noch über 100 Jahre reichen; für die Ressourcen wäre dieser Zeitraum sogar über tausend Jahre.

* Unter Ressourcen versteht man die für potential ausbeutbar angesehenen Vorräte, unter Reserven den Anteil der mit heutigen Technologien ausgebeutet werden kann. Wegen der andauernden Definitionsschwierigkeiten für Ressourcen und Reserven in der Literatur wurde eine Konsistenz mit Abb. A 4 nicht versucht.

C.2 Entwicklung des Energieverbrauchs

2.1 Bevölkerungsentwicklung

Die meisten Studien gehen davon aus, daß die Weltbevölkerung weiter rasch ansteigt und im Jahr 2000 etwa 6 Mrd und nach 2030 mit 8-12 Mrd konstant werden könnte. Einige vermuten, daß die beobachtete Landflucht weiter anhält und daß bereits im Jahr 2000 etwa die Hälfte (z.Zt. etwa ein Drittel) der Menschheit in Ballungsgebieten lebt. Dies ist wichtig, da die Stadtbevölkerung einen zehnmal höheren Energieverbrauch als die Landbevölkerung aufweist. Andere nehmen an, daß aus sozialen und beschäftigungspolitischen Erwägungen heraus die Verstädterung nicht weiter zunehmen kann und sich in Zukunft bei 30 % einpendelt (s. 2.3.2).

2.2 Wirtschaftliches Wachstum

Während die meisten Energieprognosen von denselben Daten für das zukünftige Bevölkerungswachstum ausgehen, was vielleicht nur mangelnde Fantasie wiederspiegelt, unterscheiden sie sich z.T. erheblich in der Abschätzung des zukünftigen pro Kopf Energieverbrauchs. Ganz allgemein wird jedoch davon ausgegangen, daß insbesondere in den heutigen Entwicklungsländern ein großer Nachholbedarf bezüglich der Verbesserung des Lebensstandards besteht, der gemeinhin anhand des Bruttosozialprodukts gemessen wird. Dieses lag z.Zt. bei 8000 \$ pro Jahr und Einwohner in den Industrieländern, dagegen nur bei 600 \$ in den Entwicklungsländern.

Neuere Energieszenarien berücksichtigen diesen Nachholbedarf, aber auch die damit verbundenen hohen Kosten. Sie unterscheiden sich deshalb erheblich in ihren quantitativen Aussagen sowie in der Art und Weise, wie dieser Wohlstand sich auf den Primärenergieverbrauch auswirkt und welchen Anteil fossile Energieträger zukünftig am Primärenergieverbrauch haben werden.

Aus dem breiten Spektrum der veröffentlichten Studien sollen hier exemplarisch vier Szenarien vorgestellt werden, die in etwa den Rahmen für eine mögliche Entwicklung aufzeigen.

2.3 Beschreibung der Szenarien

2.3.1 IIASA-Szenarien

Die IIASA (International Institute for System Analysis) untersuchte in einer Studie für einen sehr hohen und einen niedrigeren pro Kopf Energieverbrauch die zukünftige Entwicklung des Primärenergieverbrauchs. Wegen des zugrundegelegten sehr hohen Energieverbrauchs wird in den nächsten 50 Jahren der Übergang von Öl und Gas zur Verwendung der teureren Ölschiefer sowie der Kohleveredelung postuliert. Im Anschluß wird dann bis zum Ende des nächsten Jahrhunderts ein Übergang zur Sonnen- und Kernenergie erwartet. Tabelle C 1 zeigt die Projektionen des globalen Primärenergiebedarfs für die Jahre 2000 und 2030.

Tabelle C 1: Globale Primärenergieversorgung (TW/a) nach verschiedenen Energiequellen und für verschiedene Energieszenarien, 1975–2030

Quelle	Bezugs-Jahr	IIASA-Szenarien (1981)						Colombo/Bernardini (1979)				Lovins et al. (1981)							
		Hohes Szenario				Niedriges Szenario				16 TW (2030) Szenario				Effizienz-Szenario					
		1975		2000		2030		2000		2030		2000		2030		2000		2030	
		TW	%	TW	%	TW	%	TW	%	TW	%	TW	%	TW	%	TW	%	TW	%
Erdöl	3,83			5,89		6,83		4,75		5,02		4,26		3,58		1,77		0,24	
Erdgas	1,51			3,11		5,97		2,53		3,47		2,27		2,48		1,51		0,34	
Kohle	2,26			4,94		11,98		3,92		6,45		3,51		4,60		1,77		0,38	
Zwischensumme	7,60	92		13,94	83	24,78	69	11,20	82	14,94	67	10,04	82	10,66	67	5,05	71	0,96	18
Kernenergie (LWR)	0,12			1,70		3,21		1,27		1,89		1,13		1,36		-		-	
Kernenergie (Brüter)	0			0,04		4,88		0,02		3,28		0,02		2,35		-		-	
Zwischensumme	0,12	2		1,74	10	8,09	23	1,29	10	5,17	23	1,15	10	3,71	23	-	0	-	0
Wasserkraft	0,50			0,83		1,46		0,83		1,46		0,74		1,04					
Sonnenenergie	0			0,10		0,49		0,09		0,30		0,08		0,20		2,02		4,27	
Übrige Quellen	0			0,22		0,81		0,17		0,52		0,16		0,36					
Zwischensumme	0,50	6		1,15	7	2,76	8	1,09	8	2,28	10	0,98	8	1,60	10	2,02	29	4,27	82
Insgesamt	8,22			16,83		35,63		13,58		22,39		12,17		15,97		7,07		5,23	
Index	100			205		435		166		273		146		195		86		63	

Bei der angenommenen Verdoppelung der Weltbevölkerung wird für das hohe Szenario eine Energiebedarfszunahme um das 4,4-fache angenommen, während das niedrige Szenario die 2,7-fache Energiezunahme aufweist. Die Überproportionalität wird im wesentlichen mit dem Nachholbedarf der Entwicklungsländer begründet.

Man sieht weiter, daß die fossilen Energieträger im Jahre 2030 noch etwa zwei Drittel des Energiebedarfs decken, wobei das Schwerpunkt bei der Kohle liegt, deren Verbrauch um das 5- bzw. 3-fache zunimmt.

2.3.2 Nullwachstum-Szenario

Diese europäische Studie geht davon aus, daß der mittlere globale pro Kopf Energieverbrauch, der im Bezugsjahr 1975 etwa 2 kW betrug, auch bis zum Jahre 2030 bestehen bleibt. Sie impliziert einen gegenläufigen Trend im Energieverbrauch der Industrie- und Entwicklungsländer. Damit verdoppelt sich in den nächsten 50 Jahren der Weltenergieverbrauch entsprechend dem Bevölkerungswachstum. Die relativen Anteile der verschiedenen Primärenergieträger werden entsprechend dem niedrigen IIASA-Szenario angesetzt (Tab. C 1).

2.3.3 Effizienz-Szenario

Diese im Auftrag des Umweltbundesamtes erstellte Studie beruht auf Bevölkerungs- und Wirtschaftsentwicklungen, wie sie auch den IIASA- und Nullwachstumsszenarien zugrunde liegen. Während die letzteren die Abschätzung der Energieversorgung von der Angebotsseite her angehen, wird dagegen im Effizienz-Szenario vom Bedarf an Energiedienstleistungen ausgegangen. An Hand einer Vielzahl von Verbrauchssektoren wird untersucht, um wieviel der Energiebetrag, der nötig ist, eine Produkt- oder Dienstleistungseinheit herzustellen, durch effizientere Energienutzung gesenkt werden kann. Dabei wird davon ausgegangen, daß diejenigen Energieformen zur Anwendung kommen, die für den verlangten Preis die größte Energiedienstleistung liefern. Ferner handelt es sich beim Effizienz-Szenario nicht um eine Abschätzung des unbekannten zukünftigen Energiebedarfs, sondern vielmehr um die Erfassung des heute schon vorhandenen Potentials wirtschaftlicher und energieeffizienter Technologien, die dann über einen Zeitraum von 50 Jahren die weniger konkurrenzfähigen Technologien ersetzen können. Änderungen des Energiedienstleistungsbedarfs durch Strukturwandel werden ebenfalls in Betracht gezogen.

Das überraschende Ergebnis dieser Vorgehensweise ist, daß im Gegensatz zu anderen Szenarien der zukünftige Energieverbrauch nicht wächst, sondern vielmehr abnimmt, und zwar gegenüber heute bis zum Jahre 2030 um 37 % (Tabelle C 1). Wichtig für

das hier behandelte CO₂/Klima-Problem ist, daß bei Einführung kostengünstiger Effizienzverbesserungen der fossile Brennstoffverbrauch im Jahre 2030 von 7,6 TW auf rd. 1 TW abnehmen kann und daß der restliche Bedarf von rd. 4,3 TW in Zukunft ohne allzu große Schwierigkeiten durch das relativ hohe Potential regenerativer Energiequellen gedeckt werden kann (Tabelle D 1). Daher besteht in diesem Szenario für die Kernenergie keine Verwendung mehr.

2.4 Auswirkungen der verschiedenen Szenarien

Die erwarteten CO₂ Emissionen, wie sie sich aus den verschiedenen Szenarien entsprechend dem unterschiedlichen Energieverbrauch sowie dem Anteil fossiler Energieträger ergeben, sind in Abb C 1 aufgetragen. Daraus ergeben sich unter Zugrundelegung eines Modells des globalen Kohlenstoffzyklus die in Abb C 2 dargestellten Projektionen für den erwarteten CO₂-Gehalt der Atmosphäre. Schließlich sind in Abb. C 3 die daraus resultierenden Temperaturerhöhungen, wie sie sich mit einem Klimamodell berechnen, gezeigt.

Betrachten wir zunächst die CO₂ Emissionen. Sie steigen in den IIASA-Szenarien um einen Faktor 3 bzw. 2 bis zum Jahre 2030 an. Im Nullwachstums-Szenario nehmen die Emissionen um einen Faktor 1,4 zu, während das Effizienz-Szenario von einer Abnahme um einen Faktor 7 ausgeht.

Dieser große Bereich zeigt sehr deutlich, welche Bandbreite Szenarien heute abdecken und wie stark sie davon abhängen, inwieweit auch drastische Änderungen im Konsumverhalten innerhalb kurzer Zeiträume für möglich gehalten werden. Ihre Verifizierung hängt von den politischen Vorgaben und ihrer wirtschaftlich-technischen Durchsetzbarkeit ab. Betrachtet man die Entwicklung der letzten 10 Jahre (siehe Abb. A 2), so läßt sich vermuten, daß weder die Wachstumsraten des hohen IIASA-Szenarios noch die entscheidenden Einsparungen des Effizienz-Szenarios in naher Zukunft erreicht werden. Der wahrscheinlichste Bereich für die zukünftige Entwicklung dürfte eher in der Gegend des niedrigen IIASA- und des EG-Szenarios liegen.

Die atmosphärische CO₂-Konzentration für die verschiedenen Szenarien liegt im Jahre 2030 zwischen 500 und 370 ppm mit dem wahrscheinlichsten Wert von etwa 440 ppm. Die entsprechende Temperaturerhöhung liegt zwischen 0,9 und 1,7°C mit dem wahrscheinlichsten Wert um 1,3°C. Die Analyse zeigt, daß bereits in 50 Jahren Klimaänderungen eintreten können wie sie seit 6000 Jahren nicht mehr zu beobachten waren.

$$\text{TW} = \text{Terrawatt} \triangleq 10^9 \text{ KW} \triangleq 1.08 \times 10^9 \text{ t SKE}$$

2.5 Qualität der Aussagen

Die größte Unsicherheit der hier aufgezeigten möglichen Entwicklung liegt sicherlich im zukünftigen Verbrauch an fossilen Energieträgern selbst, wie durch die Auswahl der vier Szenarien verdeutlicht wird. Eine zusätzliche Unsicherheit ergibt sich aus den Kohlenstoff- und Klimamodellen. Letztere sollte, bezogen auf die entsprechende Temperaturerhöhung, etwa $\pm 50\%$ betragen.

Hinzu kommt noch, daß bei dieser Betrachtung andere Einflußfaktoren nicht berücksichtigt wurden. Dies ist einmal die Änderung des atmosphärischen CO₂-Gehalts durch Eingriffe des Menschen in die Biosphäre (Rodung/Wiederaufforstung). Wie in Kap. A gezeigt, wurden wahrscheinlich in der Vergangenheit durch Waldrodung große Mengen an CO₂ freigesetzt. Die Tendenz ist eher rückläufig, jedoch werden wahrscheinlich auch zur Zeit noch ca. 1 GtC/Jahr netto in die Atmosphäre emittiert. Zum anderen wurde der Einfluß anderer Spurengase vernachlässigt, die zusammen ebenfalls eine Temperaturerhöhung von ca. 1°C bewirken könnten. Obwohl diese zusätzlichen Einflußgrößen noch unsicherer sind als das fossile CO₂, ist die Tendenz so, daß sie die erwartete Temperaturerhöhung vergrößern. Sie kann z.B. für das hohe IIASA-Szenario dann bis zu 3 oder 4°C betragen, was nach unserem gegenwärtigen Wissen schwerwiegende und u.U. irreversible Klimaänderungen zur Folge haben kann.

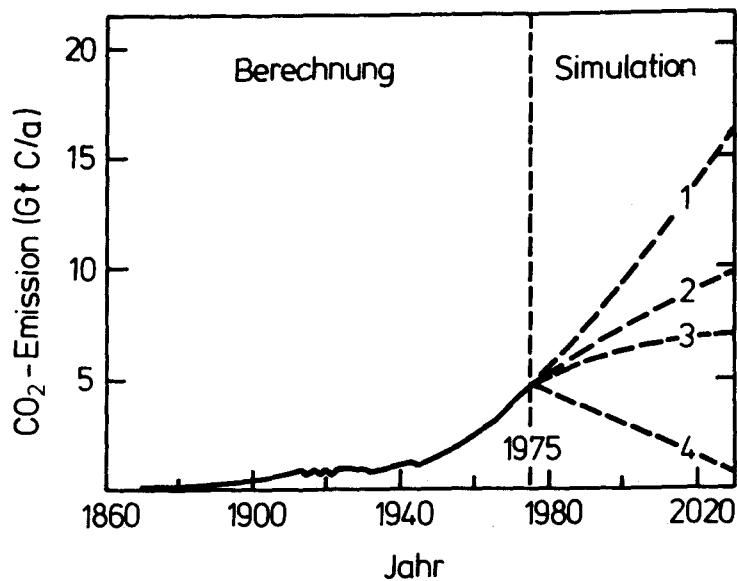


Abb. C 1: Zukünftige CO₂-Produktion für die verschiedenen Szenarien: 1: IIASA-hoch, 2: IIASA-niedrig, 3: Nullwachstum-Szenario, 4: Effizienz-Szenario.

Quelle: Bach, 1982

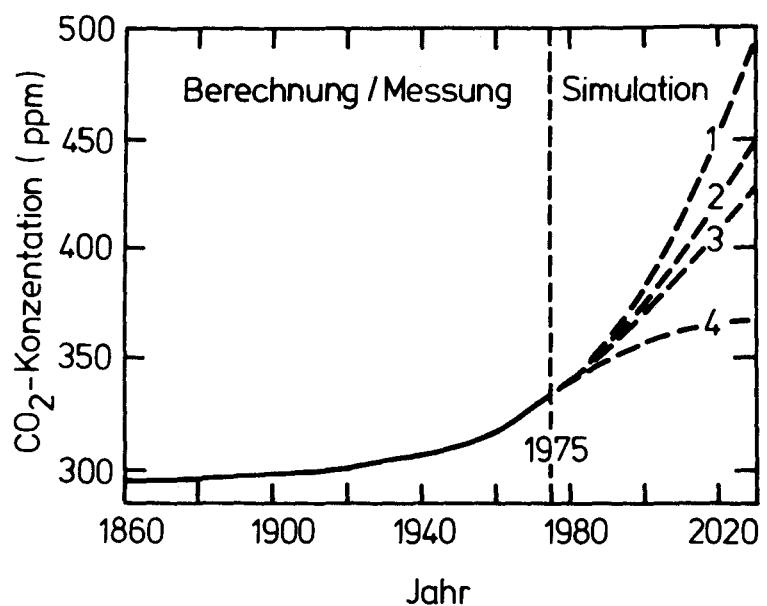


Abb. C 2: Erwarteter CO₂-Gehalt der Atmosphäre für die 4 Szenarien, wie er sich mit einem Kohlenstoff-Modell ergibt.

Quelle: Bach, 1982

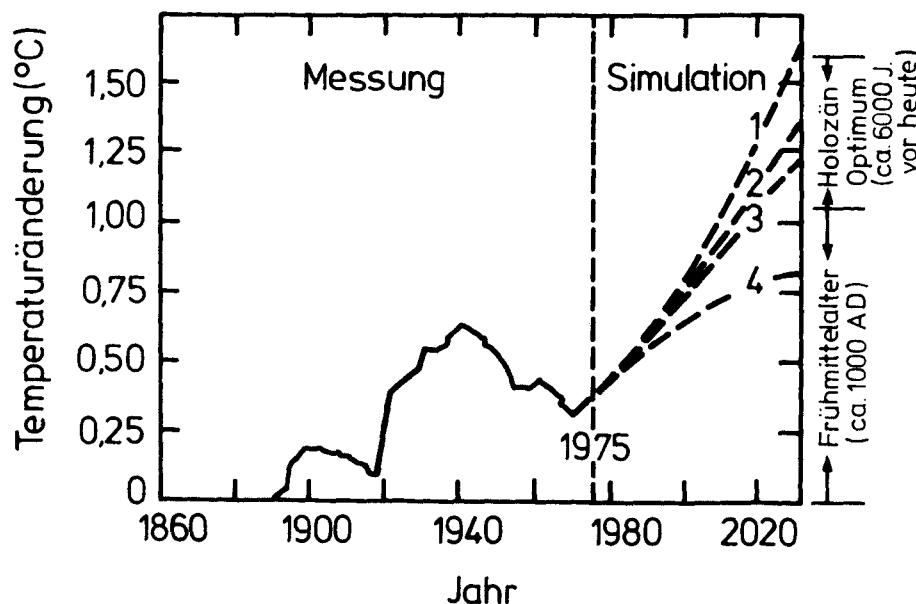


Abb. C 3: Erwartete Temperaturerhöhung für die 4 Szenarien, berechnet mit einem Strahlungsbilanz-Modell.

Quelle: Bach, 1982

Wichtig neben der Betrachtung der absoluten Zahlenwerte ist auch eine Analyse des jeweiligen Trends im Jahre 2030. So steigt der CO₂ Ausstoß in den IIASA-Szenarien auch in 50 Jahren noch weiter an, was in der weiteren Zukunft zu drastischen Steigerungen im atmosphärischen CO₂ führen muß, da ein Abbau einmal installierter Anlagen nur sehr langsam vor sich gehen wird. Selbst für das EG-Szenario, in dem der CO₂ Ausstoß im Jahr 2030 seinen maximalen Wert erreicht, wird die atmosphärische CO₂-Konzentration weiter steigen und Werte über 500 ppm erreichen mit Temperaturen, die ca. 2°C höher liegen als heute. Sogar im Effizienz-Szenario, wo der CO₂ Ausstoß drastisch gesenkt wird, erreicht die CO₂-Konzentration erst im Jahr 2030 ihren Maximalwert, was für die Temperatur, wegen der Verzögerung durch den Ozean erst etwa 10 Jahre später der Fall ist.

Die Trägheit des Systems ist für die Abschätzung einer potentiellen Gefahr von außerordentlicher Bedeutung. Sie ist begründet in der Trägheit des Ozeans bezüglich der Aufnahme von CO₂, sowie in seiner Wärmekapazität. Dazu kommt die Trägheit, d.h. Eigengesetzlichkeit, der industriellen Strukturentwicklung: Eine Entscheidung zugunsten fossiler Brennstoffe legt den CO₂ Ausstoß für viele Jahrzehnte fest. Je stärker fossile Energieträger bereits genutzt werden, desto schwieriger und unwahrscheinlicher ist ein schneller Abbau dieser Kapazitäten, wenn eine drohende Klimakatastrophe einmal eindeutig nachgewiesen werden kann.

D. Handlungsalternativen und strategische Maßnahmen

Macht man sich die in den vorangegangenen Kapiteln aufgeführten Auswirkungen steigender CO₂ Emissionen zu eigen, so ist man aufgefordert, für Abhilfe zu sorgen.

Für die Diskussion möglicher Handlungsalternativen und strategischer Maßnahmen ist es nützlich, sich die wesentlichen Elemente der aufgezeigten Entwicklung noch einmal klarzumachen. Diese sind:

- 1) der quantitative Effekt
 - z.Zt. ca. 5 GtC/Jahr (= ca. 18 Gt CO₂/Jahr)
- 2) der „Ausdehnungseffekt“
 - globale Ausdehnung
- 3) der Zeiteffekt
 - 50 Jahre Aufbauzeit, ca. 1000 Jahre Abbauzeit

Bei der Bewältigung des CO₂-Problems stehen die Volkswirtschaften prinzipiell vor dem gleichen Problem, das sich in der Vergangenheit bis heute einzelnen Industrien stellte, deren Einwirkungen auf die Umwelt mit der Intensivierung der Produktion zunehmend unerträglicher wurden.

Man kann hier gewisse Analogien ableiten wie Lösungen aussehen können. So verläuft für einen Industriebetrieb - häufig auch chronologisch - der Weg zunehmender Umweltfreundlichkeit gemäß der folgenden Reihenfolge über

- Vermeidung - im Sinne von Verringern - des Abfalls.
Lösungen liegen in der Prozeßoptimierung.
- Deponierung des Abfallprodukts.
Lösungen sind hier häufig die geordnete, d.h. räumlich eingegrenzte und technisch geeignete, von Umweltkontakten isolierte Lagerung von Schadstoffen.
- Recyclierung- Wiederverwertung des Abfalls im Produktionsprozeß.
Beispiele: Schrottwirtschaft, Altöl-, Altpapier- und Altglaswiederverwendung, und die Verwendung von Schlacke als Straßenbelag.
- Prozeßumstellung
Beispiele: Ersatz umweltfeindlicher Waschmittel, Asbestersatz

Die angesprochenen Lösungsmöglichkeiten treten selten in reiner Form, sondern zu meist in Kombination auf. Sie sollen jedoch im folgenden als Ordnungsschema für die CO₂-Problematik dienen.

D.1 CO₂-Vermeidung

Unter CO₂-Vermeidung seien alle Maßnahmen zur Vermeidung der direkten Produktion von CO₂ verstanden.

Zwei zentrale Begriffe umreißen hier die Möglichkeiten: die effizientere Energienutzung und die Substitution von Kohlenstoff als Energieträger.

D.1.1 Effizientere Energienutzung

Eine Verringerung des Primärenergiebedarfs vor allem durch effizientere Energienutzung und damit ein stark reduzierter Energieverbrauch ist sicherlich der direkteste Weg zu einer Verminderung des CO₂-Ausstoßes. Dies wird in den meisten Szenarien mehr oder weniger berücksichtigt. Insbesondere das Effizienz-Szenario (s. Abschnitt C 2.3.3) zeigt potentielle Wege zur systematischen Reduzierung des Energieverbrauchs. Beispiele sind die Verbesserung von Heizungssystemen, bessere Isolierung von Häusern, Verbesserung des Wirkungsgrades vorhandener Antriebsaggregate und des Kraftstoffverbrauchs in Fahrzeugen. Wie die Ergebnisse in Tabelle C 1 und die Abbildungen C 1 bis C 3 zeigen, läßt sich bei der rationelleren Verwendung der Energieträger das CO₂/Klima-Problem ganz entscheidend entschärfen.

Diese Effizienzverbesserungen, obwohl technisch realisierbar und wirtschaftlich attraktiv, erfordern erst noch einen erheblichen Abbau institutioneller Barrieren. Dann könnten sie in wirksamem Umfang in kurzer Zeit realisiert werden. Die Entwicklung der letzten Jahre zeigt allerdings schon deutliche Einsparungen unter dem wachsenden Kostendruck. Die strategische Forderung muß daher lauten: Die Tendenz zu einer effizienteren und damit wirtschaftlicheren Energienutzung durch gezielte Förderungsmaßnahmen zu unterstützen.

D.1.2 Substitution fossiler Primärenergieträger

Mittel- und langfristig wird ohnehin ein Übergang zu nichtfossilen Energiequellen, wie Kernenergie, Solarenergie und erneuerbarer Biomasse notwendig und auch in den meisten Szenarien impliziert. Dieser Übergang kann durch verstärkten Einsatz teilweise schon früher erreicht werden; das technisch realisierbare Potential reicht für die Deckung des derzeitigen Primärenergiebedarfs aus (Tabelle D 1).

Jedoch hat jede der angesprochenen Substitutionen ihre ökonomischen und politischen Grenzen, so daß sie nicht alternativ, sondern additiv betrachtet werden müssen, um größtmögliche Beiträge zur CO₂-Reduktion zu erreichen.

Der vermehrte Einsatz von Biomasse tritt in Konkurrenz zur Ernährungssicherung bezüglich der benötigten Anbauflächen (siehe D 1.3). Die Verwertung von biologischen Abfällen und Biogas stellt jedoch ein Potential zur Energieherstellung dar.

Das nahezu unerschöpfliche Potential an Solarenergie schrumpft angesichts der niedrigen Leistungsdichte und der dadurch erforderlichen hohen Investitionen. Man muß jedoch bedenken, daß gerade die Entwicklungsländer fast durchweg in Breiten mit hoher Sonneneinstrahlung liegen. Hier sollte ein verstärkter Einsatz von Solartechnologie besonders wirksam werden können, um den vielfach postulierten Nachholbedarf zu decken. Insbesondere sollten hier auf lokale Bedürfnisse zugeschnittene und für spezielle Aufgaben entwickelte Technologien gezielt eingesetzt werden.

Die Kernenergietechnik ist heute schon soweit entwickelt, daß sie einen Großteil der für die Stromerzeugung benötigten Kohle ersetzen könnte. Allerdings wird auch ihr Potential durch politische und ökonomische Begrenzungen in den Zubauraten eingeschränkt.

Ein Teil des erhöhten CO₂-Ausstoßes nach dem Jahre 2000 wird den IIASA-Szenarien durch den erhöhten Veredlungsaufwand bei der Kohle über autotherme Veredlungsverfahren verursacht. Langfristig kann dieser CO₂-Ausstoß durch Einführung allothermer Prozesse auf Basis der Kernenergie erheblich (um ca. 20-30 %) verringert werden (s. Abb. D 1). Der Einsatz von Fremdwasserstoff kann eine Verringerung um weitere 5 % mit sich bringen. Allerdings ist auch hier anzumerken, daß aufgrund des technischen Entwicklungsstandes merkbare Anteile dieses Potentials allenfalls zum Ende des Betrachtungszeitraums erreichbar sind.

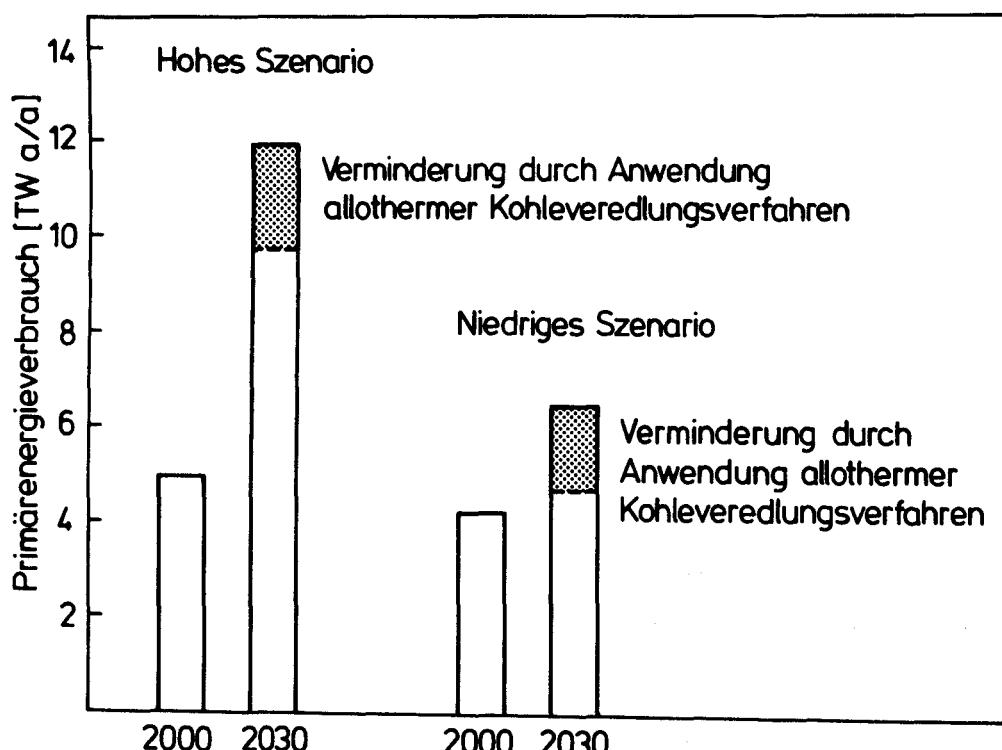


Abb. D 1: Mögliche Einsparung von Kohle in den IIASA-Szenarien.

Tabelle D 1: Mögliches technisches und realisierbares Potential der regenerativen Energieträger für 2030

Energiequelle	Technisches	Realisierbares	Begrenzungen	Anmerkungen
	Potential 10^9 t SKE	Potential 10^9 t SKE		
Biomasse	6,5	5,5	Landbedarf; Konkurrenz zu Getreideprodukten	die einzige erneuerbare Kohlenstoffquelle
Wasserkraft	3,2	1,6	ökologische Veränderungen	hochwertiges Produkt (Elektrizität)
Windenergie	3,2	1,1	Landbedarf Wirtschaftlichkeit	hochwertiges Produkt (Elektrizität), doch schwankendes Angebot und notwendiges Back-up
Geothermie (naß)	2,1	0,7	Unsicherheit der Quelle	niedriges Temperaturniveau
Solare Niedertemperaturwärme	enorm	1,0	Wirtschaftlichkeit	überwiegend Warmwasserbereitung
Ozeanische Wärme für Elektrizität (OTEC)	1,1	0,5	Wirtschaftlichkeit Markteinführung	noch spekulative Technik
Gezeiten	0,04	0	geeignete Küsten	im Vergleich zu den
Wellenenergie Ozean-Strömung	0,005	0	geeignete Technik	Energiequellen realisierbares Potential unbedeutend
Weltweit	~ 17,0	~ 11,0		

Beide Lösungen tragen den quantitativen und globalen Effekten Rechnung, da sie merkbar und weltweit eingesetzt werden können. Sie würden allerdings - wie jedes Abfallbeseitigungsproblem - zusätzliche Kosten (vor allem Kapitalkosten) verursachen.

Im Hinblick auf den Zeitfaktor kommt speziell der effizienteren Energienutzung eine besondere Bedeutung zu. Durch sie kann eine Streckung der "sauberen" Vorräte erreicht werden, die die Verwendung "schmutziger" Energieträger zeitlich hinausschiebt und evtl. sogar überflüssig macht. Dadurch wird zum einen der Veredlungsausstoß von CO₂ verschoben und zum anderen die Chance größer, dann mit emissionsfreien Technologien erst die Veredlung anzugehen und auch den Übergang auf eine weitgehende kohlenstofffreie Energieversorgung mit geringen CO₂-Steigerungsraten in der Übergangsphase zu erreichen (siehe D.3).

D.2 CO₂-Deponierung

Vor die Deponierung ist die Aufgabe der CO₂-Sammlung, d.h. die Abscheidung des CO₂ aus den Verbrennungsgasen gestellt. Eine wesentliche Voraussetzung für jede CO₂-Sammlung ist zunächst sein örtlich konzentrierter Anfall. Dies bedeutet, daß man i.A. das bei der Endnutzung (z.B. im Fahrzeug oder Heizsystem eines Hauses) entstehende CO₂ nicht mit erfaßt. Vielmehr muß man sich auf die Abscheidung von CO₂ aus dem Rauchgas von Energiewandlungsanlagen und Großfeuerungsanlagen beschränken.

Die Entfernung von CO₂ aus dem Rauchgas ist mit technisch erprobten Verfahren (Monoäthanolamin, MEA; Rectisol-Verfahren) prinzipiell möglich, aber mit erheblichem Energieaufwand (20-40 % der eingesetzten Kohle, je nach Verfahren) und so mit erheblichen Kosten verbunden. Am günstigsten wäre noch die Verbrennung der Kohle in reinem Sauerstoff, wobei im Rauchgas neben CO₂ nur Wasser anfiele. Die entsprechenden Technologien werden heute im Hinblick auf die Vermeidung von SO₂ und NO_x Emissionen untersucht.

Nach der Abscheidung ist die Lagerung vorzunehmen. Als mögliche Lösungen werden die Lagerung im Erdreich oder in der Tiefsee diskutiert. Bei der Tiefseelagerung bestehen noch große Unklarheiten über die negativen Auswirkungen auf die ozeanische Zirkulation. Nachteilig ist bei dieser Lösung, daß das endgelagerte CO₂ sich einem späteren Zugriff durch den Menschen entzieht. Außerdem stellt es zeitlich keine endgültige Lösung dar, da die Tiefengewässer, wenn auch in Zeiträumen von tausend Jahren, schließlich durch die ozeanische Zirkulation in Kontakt mit der Atmosphäre kommen (s. Kap. A 4).

Die Lagerung im Erdreich erlaubt im Allgemeinen den Zugang zu weiten Teilen der Speichermengen. Hinderlich bei der Lagerung ist, daß meist Speicherort und CO₂-Emission räumlich nicht zusammenfallen, bzw. daß die CO₂-Speicherung in Konkurrenz zu anderen Speicherverwendungen steht. Speicherraum steht hier also nicht kostenlos zur Verfügung. Grundsätzlich steht zu befürchten, daß beide Deponielösungen - wenn sie den globalen und quantitativen Anforderungen der CO₂-Problematik gerecht werden sollen - vor dem Hintergrund begrenzter Kapitalressourcen keinen nennenswerten Beitrag liefern können. Unter dem Gesichtspunkt, daß die Deponierung von CO₂ keine endgültige Lösung des CO₂-Problems darstellt, erscheint es sinnvoller, den zusätzlichen Kapitalaufwand lieber für spezifischere Lösungen gemäß D.1 und D.3 einzusetzen.

D.3 CO₂-Recyclierung

Neben der Deponierung besteht auch die Möglichkeit, das abgeschiedene CO₂ anderen Nutzungen zuzuführen. So wird in Studien die Einleitung von CO₂ in Lagerstätten zur Steigerung der Ölgewinnung untersucht.

Da CO₂ die Viskosität des Rohöls vermindert, kann es durch Einpressen in Ölfeldern zur Erhöhung der Produktion eingesetzt werden. Zukünftig könnten damit nach ersten Abschätzungen bei einem zusätzlichen Kostenaufwand von \$ 37/t ungefähr 1 Mrd. t Öl, die sonst in der Quelle blieben, zusätzlich gefördert werden. Dies führt nicht zu einer Verminderung der CO₂-Emission. Die quantitative Bedeutungslosigkeit im Hinblick auf das CO₂-Problem mag daran gemessen werden, daß im Falle der Bundesrepublik Deutschland nur wenige Prozent des CO₂ zunächst dem primären Ausstoß entzogen werden könnten. Jedoch würden bei der Nutzung von CO₂ zur Ölförderung Erfahrungen über seine potentielle Lagerung im Erdreich gewonnen.

Ein Potential zur Recyclierung von CO₂ besteht in dem erwarteten Bedarf an synthetischen flüssigen und gasförmigen Brennstoffen, wenn einmal die vorhandenen natürlichen Reserven erschöpft sind. Hier besteht grundsätzlich die Möglichkeit, unter Einsatz einer nicht-fossilen Energiequelle (z.B. Kern- oder Solarenergie) Methan, Methanol oder andere Sekundärenergieträger aus CO₂ herzustellen. Bei der Hydrierung von CO₂ kommt es im Gegensatz zur Kohlehydrierung insgesamt gesehen nicht zu einer Emission von CO₂. Allerdings muß hervorgehoben werden, daß der dazu nötige Energie- und Kostenaufwand enorm hoch ist.

Prinzipiell hat die Biosphäre ein enormes Potential zur Bindung von atmosphärischem CO₂ (siehe Kap. A 4). Es wurde deshalb diskutiert, inwieweit durch gezielte Wiederaufforstung das fossile Überschuß-CO₂ wieder aus der Atmosphäre entfernt werden kann. Um die gegenwärtige Emissionsrate von 5 GtC/Jahr abzubauen, müßte eine Fläche von etwa 7 Mill. km² mit relativ schnellwachsenden Bäumen bepflanzt werden. Diese würde dann für einige hundert Jahre CO₂ in Form von Holz speichern. Eine endgültige Lösung wird nur erreicht, wenn das Holz nach dem Auswachsen der Bäume in geeigneter Form gelagert bzw. genutzt wird, in der es nicht in Form von Methan oder CO₂ wieder in die Atmosphäre gelangt, sondern in Torf und Humus verwandelt bzw. als Baumaterial dem Kreislauf auf lange Zeit entzogen wird. Der enorme Flächenbedarf (etwa 20 % der gesamten Anbauflächen der Erde) steht in Konkurrenz zur Ernährungssicherung.

Trotz des großen Aufwandes ist die Wiederaufforstung sicherlich ein umweltfreundliches Verfahren, um kurz- oder mittelfristig eine Verringerung der CO₂-Gefahr zu bewirken. Bedauerlicherweise ist die Entwicklung z.Z. global eher gegenläufig (s. Kap. A 4). Außerdem wird durch sauren Regen und Schadstoffe unser Wald derartig geschädigt, daß eine erhöhte CO₂-Aufnahme zumindest in den Industrienationen recht unwahrscheinlich erscheinen muß.

D.4 Umstellung des Energieversorgungssystems

Die letzteren Verfahren haben als Charakteristik, daß sie helfen, das CO₂- Problem zu verringern bzw. zeitlich zu dehnen. Will man Lösungen radikal im Sinne einer CO₂-Vermeidung erreichen, hilft nur die Umstellung unseres Energiesystems unter der Maßgabe einer umsichtigen Verwendung oder des Ersatzes des Kohlenstoffatoms. Soll der Kohlenstoff als CO₂ nicht in die Umgebung gelangen, muß man seine Stoffströme abgeschlossen führen. Für den Umwandlungsbereich existieren heute diesbezügliche Überlegungen.

Es muß jedoch hervorgehoben werden, daß bei der Nutzung des Produktes immer noch CO₂ freigesetzt wird. Will man dies verhindern, muß man den Stoffstrom auch über den Endverbraucher schließen. Das in der Kernforschungsanlage Jülich entwickelte ADAM-EVA-System (Abb. D 2) erfüllt diese Forderung, indem es den Kohlenstoff im geschlossenen Kreislauf führt.

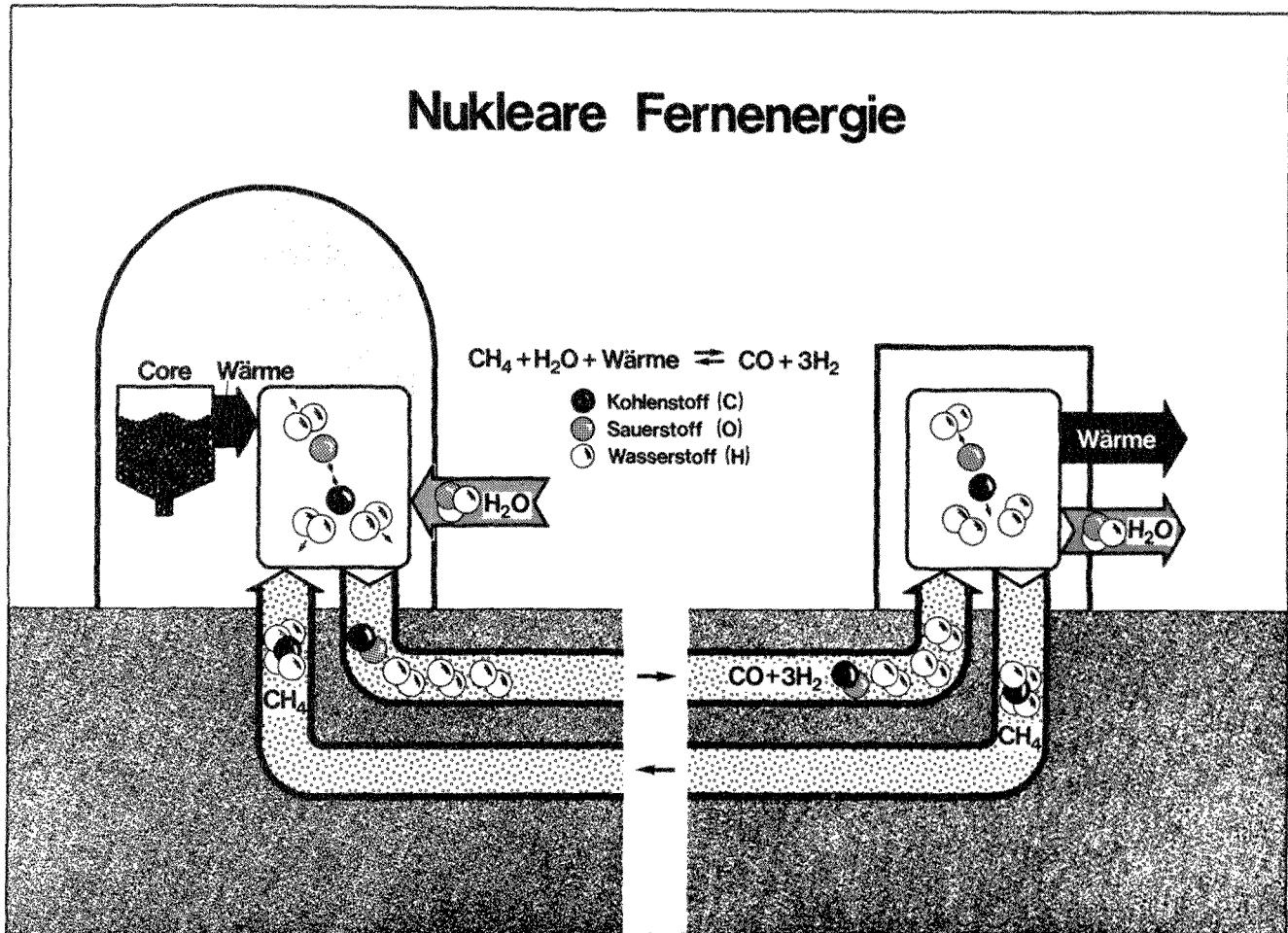


Abb. D 2: Fließschema des Kreislaufsystems Synthesegas-Methan/Wasserdampf (Fernenergie) unter Einsatz von Kernenergie

Will man den Kreislauf über den Endbenutzer schließen, so bedarf es eines relativ (flächen-)dichten und stationären Endenergieverbrauchs. Um mobile und dezentrale Verbraucher zu erreichen, muß man sich zur Rückführung der Natur bedienen. Dies kann mit dem Einsatz des Wasserstoffatoms unter Zuhilfenahme des Wasserkreislaufs erreicht werden.

Die strategische Forderung für die ferne Zukunft muß daher lauten: immer weniger Kohlenstoff dafür mehr Wasserstoff. Schritte auf dem Weg sind: die effizientere Nutzung von Energie, weil sie die mögliche Zeitspanne für den Übergang vergrößert, Kohlenstoffsubstitutionstechniken die in Richtung mehr Wasserstoff wirken sowie neue Energiesysteme, die den Kohlenstoff im geschlossenen Kreislauf führen und in Richtung Wasserstoff als Energieträger weisen. Interessant ist in diesem Zusammenhang, daß das Verhältnis von Wasserstoff zu Kohlenstoff am Primärenergieverbrauch in der Vergangenheit in der Tat stetig gestiegen ist.

D.5 Zusammenfassung

Im Hinblick auf die potentielle Gefahr durch CO₂ muß nachdrücklich unterstrichen werden, daß die fossilen Energieträger so sparsam und effektiv wie möglich genutzt werden müssen. Neben allen Möglichkeiten zur effektiveren Nutzung von Energie gilt es, resiliente, d.h. anpassungsfähige Energiesysteme zu entwickeln, die es erlauben, technische Neuerungen zum Ersatz von Kohle etc. möglichst rasch und ohne großen Kostenaufwand einzuführen.

Es ist klar, daß eine einmal installierte Kapazität an ausschließlich fossil ausgerichteten Anlagen nur über Jahrzehnte wieder abgebaut werden kann. Es ist deshalb zu spät, erst nach dem eindeutigen Erkennen einer CO₂-bedingten Klimagefahr Handlungsalternativen zu suchen und einzuleiten.

Den hier aufgezeigten ersten Überlegungen müssen neben detaillierten Kosten-Nutzen Analysen intensive Studien über die Auswirkungen des Gesamtsystems auf die Umwelt folgen.

Teil II

Ausführliche Diskussion der wissenschaftlichen Ergebnisse mit Quellenangaben

Inhaltsverzeichnis

A. Grundlagen und Fakten zum Kohlenstoffkreislauf	S. 1
1. Der beobachtete Anstieg der atmosphärischen CO ₂ -Konzentration	S. 1
2. Anthropogene CO ₂ -Produktion durch Verbrennung fossiler Brennstoffe	S. 2
3. Anthropogene CO ₂ -Produktion durch Zerstörung der Landvegetation	S. 5
4. Verbleib des anthropogenen CO ₂ : Der globale Kohlenstoffkreislauf	S. 8
4.1 Sediment-Reservoir	S. 11
4.2 Biosphäre	S. 11
4.3 Ozeane	S. 13
Literatur	S. 16
B. Durch den Menschen verursachte Klimaveränderungen, ihre Auswirkungen und Erkennung	S. 21
1. Globale Klimamodelle	S. 21
1.1 Das Klimasystem	S. 21
1.2 Klimamodellierung	S. 25
1.3 Sensitivitätsexperimente mit Klimamodellen für einen zeitlich konstanten CO ₂ Gehalt	S. 27
1.4 Sensitivitätsexperimente mit Klimamodellen für einen zeitabhängigen CO ₂ Anstieg	S. 29
1.5 Klimaprognose mit Klimamodellen	S. 30
Literatur	S. 32
2. Mögliche anthropogene Klimaänderungen und ihre Auswirkungen	S. 33
2.1 Vorgehensweise	S. 33
2.2 Änderungen im thermischen Bereich	S. 34
2.3 Änderungen im hydrologischen Bereich	S. 37
2.4 Einfluß auf die Ernährungssicherung	S. 38
2.5 Einfluß auf Antarktis und Arktis	S. 46
Literatur	S. 54

3. Der Einfluß von anderen Spurengasen, Aerosolen, Abwärme und Landnutzungsänderungen auf das Klima	S. 56
3.1 Spurengase	S. 56
3.1.1 Methan	S. 57
3.1.2 Distickstoffoxid	S. 57
3.1.3 Fluorchlorkohlenwasserstoffe	S. 58
3.1.4 Ozon	S. 58
3.1.5 Klimawirkung der Spurengase	S. 59
3.2 Aerosole	S. 60
3.3 Abwärme	S. 62
3.4 Landnutzungsänderungen	S. 62
Literatur	S. 65
 4. Kombinierter Treibhaus-Effekt und kritische Schwellenwerte	S. 69
Literatur	S. 72
 5. Die Erkennbarkeit einer durch den Menschen verursachten Klimaänderung im natürlichen Schwankungsbereich	S. 73
5.1 Einleitung	S. 73
5.2 Klimageschichte und Klimaänderungen im natürlichen Schwankungsbereich	S. 73
5.3 Mögliche Ursachen der Klimavariabilität	S. 74
5.4 Erkennbarkeit einer anthropogenen verursachten Klimaänderung	S. 75
Literatur	S. 79
 C. Der zeitliche Rahmen der zu erwartenden Klimaänderung	S. 80
1. Verbrauch fossiler Primärenergieträger	S. 80
2. Ressourcen und Reserven fossiler Primärenergie-träger	S. 80
2.1 Vorratsklassifikation	S. 80
2.2 Ressourcen	S. 82
2.3 Reserven	S. 82
2.3.1 Kohlenreserven	S. 82
2.3.2 Erdölreserven	S. 83
2.3.3 Ölreserven aus Ölschiefer und bituminösen Sanden	S. 84
2.3.4 Erdgasreserven	S. 84

2.4 Zukünftige Förderung	S. 85
2.4.1 Kohlenförderung	S. 85
2.4.2 Erdölförderung	S. 86
2.4.3 Ölgewinnung aus Ölschiefern und bituminösen Sanden	S. 86
2.4.4 Erdgasförderung	S. 86
3. Sonstige Energieträger	S. 88
3.1 Uran und Thorium	S. 88
3.2 Regenerative Energiequellen	S. 89
4. Zur weiteren Entwicklung des Primärenergieverbrauchs in der Welt	S. 92
4.1 Bevölkerungsentwicklung	S. 92
4.2 Wirtschaftliches Wachstum	S. 93
4.3 Energiebedarfsentwicklung	S. 94
4.3.1 Szenarien	S. 95
4.3.2 Auswirkungen der Energiestrategien	S. 99
Literatur	S. 103

A. GRUNDLAGEN UND FAKTEN ZUM KOHLENSTOFFKREISLAUF

H.D. Freyer

1. Der beobachtete Anstieg der atmosphärischen CO₂-Konzentration

Der derzeitige Anstieg von atmosphärischem CO₂ ist sehr gut abgesichert durch kontinuierliche Meßreihen, die während der letzten 20 Jahre auf verschiedenen Stationen durchgeführt wurden. Nach den vollständigsten Messungen auf Mauna Loa (Hawaii) und am Südpol (Abb. A 1) nahm die mittlere atmosphärische CO₂-Konzentration von 315 ppm im Jahre 1958 auf 332 ppm im Jahre 1976 zu (Pales und Keeling, 1965; Keeling et al., 1976a, b; Keeling und Bacastow, 1977). Sie lag im Jahre 1981 etwa bei 340 ppm (Bacastow et al., 1981). Messungen auf anderen Stationen (Lowe et al., 1979; Peterson et al., 1980) sowie Flugzeugdaten (Bolin und Bischof, 1970; Bischof, 1973; Pearman und Garratt, 1973) haben den gleichen Trend bestätigt.

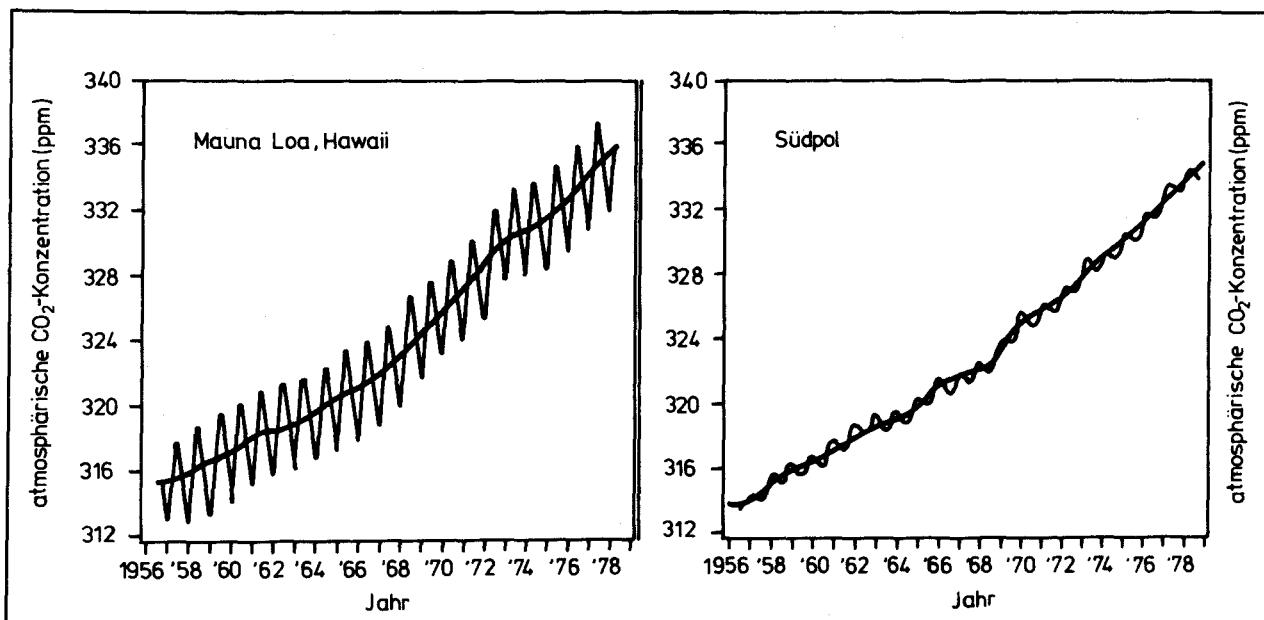


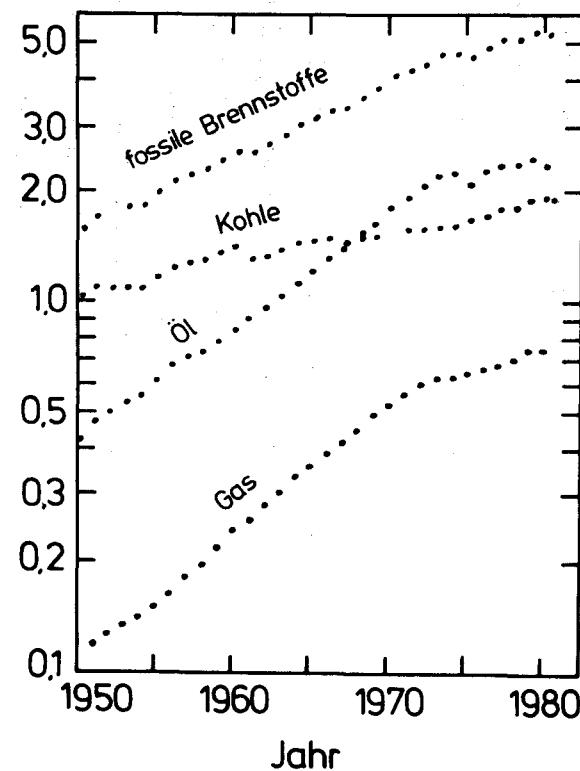
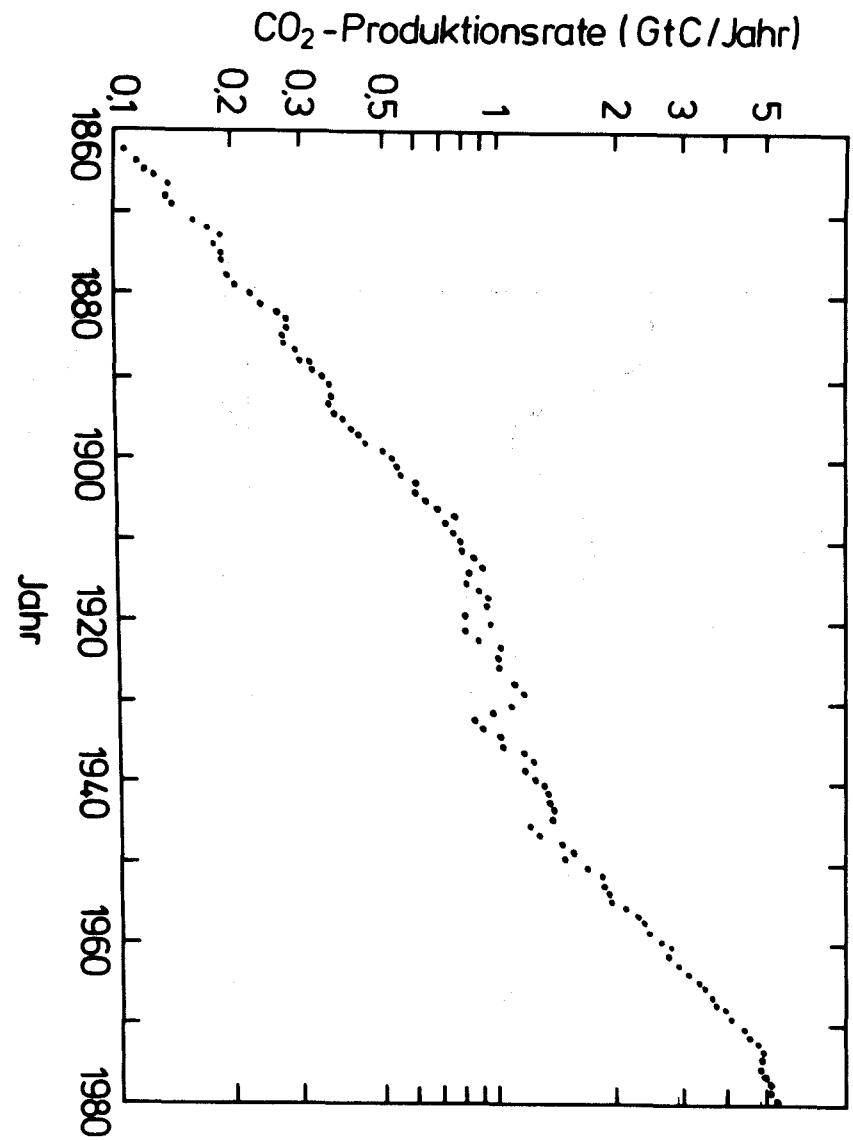
Abb. A 1: Atmosphärische CO₂-Konzentrationen im Zeitraum 1956-1978 auf Mauna Loa, Hawaii, und am Südpol (nach Messungen von Keeling et al., in Revelle, 1982).

Der Anstieg ist von jahreszeitlichen Variationen überlagert (Abb. A 1), die in der Nördlichen Hemisphäre wesentlich stärker ausgeprägt sind als in der Südlichen Hemisphäre. Diese jahreszeitlichen Variationen sind die Folge des schnellen Photosynthesekreislaufes der terrestrischen Biosphäre. Mit Beginn der Wachstumsperiode im Frühjahr wird CO₂ aus der Atmosphäre entnommen und dann im Herbst und Winter durch die Oxidation der absterbenden Biomasse zurückgebildet. An diesem Jahresgang beteiligt sich die Biosphäre von den gemäßigten Breiten polwärts, dieser Anteil ist in der Südlichen Hemisphäre wesentlich geringer.

Unsicherheit besteht über die "ungestörte" CO₂-Konzentration vor Beginn der Industrialisierung. Nach Auswertung älterer direkter Messungen, die jedoch bei weitem nicht die Genauigkeit der heutigen Meßreihen erreichten, betrug der CO₂-Gehalt der Atmosphäre vor dem Jahre 1900 etwa 290 ppm (Callendar, 1958; Bray, 1959). Dagegen deuten Messungen des CO₂-Gehaltes in Gletschereis auf einen niedrigeren Wert um 260 ppm hin (Neftel et al., 1982). Dieser Wert wird ebenfalls gestützt durch die Analyse von Isotopendaten im Holz von Bäumen (Stuiver, 1978; Freyer, 1979; Freyer und Belacy, 1981; Peng et al., 1983).

2. Anthropogene CO₂-Produktion durch Verbrennung fossiler Brennstoffe

Der derzeitige CO₂-Anstieg der Atmosphäre resultiert zum größten Teil aus der Verbrennung fossiler Brennstoffe sowie geringerer Emissionen bei der Zementproduktion (Brennen von Kalkstein) und beim Abfackeln von Erdgas. Die jährlichen CO₂-Produktionsraten seit 1860 aus diesen Prozessen sind auf Grund von UN-Statistiken zusammengestellt worden (Keeling, 1973 a; Rotty, 1973, 1977, 1981). Abb. A 2 zeigt, daß die Produktionsraten exponentiell angestiegen sind, mit Unterbrechungen während der Weltkriege und der Weltwirtschaftskrise um 1930. Der jährliche Anstieg von 1950 bis 1973 betrug etwa 4,6 %/Jahr. Für die Periode 1973-1980 ist ein Rückgang auf etwa 2,3 %/Jahr zu verzeichnen (Rotty, 1981). Dabei ist der jährliche Anstieg der Produktionsraten aus der Kohleverbrennung konstant etwa bei 1,9 % geblieben. Die rapiden Wachstumsraten bei dem Verbrauch von Erdöl und Erdgas (7 bis 8 %) sind jedoch seit der Ölkrise deutlich zurückgegangen.



- 3 -

Abb. A 2: Jährliche CO₂-Emissionen durch Verbrennung fossiler Brennstoffe seit 1860 (nach Rotty, 1981). Der rechte Teil der Abbildung zeigt den Rückgang der Steigerungsraten seit 1973, insbesondere bei der Verbrennung von Erdöl und Erdgas.

Nach Keeling (1973a) sind die CO₂-Produktionsraten mit einer Unsicherheit von $\pm 13\%$ behaftet, die aus der Unsicherheit der produzierten Brennstoffmenge, zum anderen aus der Unsicherheit der Kohlenstofffraktion in den Brennstoffen und der zu CO₂ oxidierten Fraktion resultieren. Die Unsicherheit der produzierten Brennstoffmenge nach neueren revidierten UN-Statistiken sollte in den Daten von Rotty (1977, 1981) erheblich reduziert sein. Zwischen Produktions- und Verbrauchsdaten an Brennstoffen bestand 1979 nur eine Differenz von 0,2 % (Rotty, 1981).

Etwa die Hälfte der totalen industriellen CO₂-Menge wurde in den letzten 20 Jahren freigesetzt. Die gegenwärtige CO₂-Produktion beträgt 5,2 Gigatonnen Kohlenstoff (GtC) pro Jahr (Rotty, 1981). Die gesamte CO₂-Produktion im Zeitraum 1860 bis heute betrug etwa 170 GtC. Dies entspricht etwa 28 % des vorindustriellen CO₂-Gehaltes der Atmosphäre unter Annahme einer vorindustriellen Konzentration von 290 ppm. Der aktuelle Anstieg von 290 ppm auf gegenwärtig 340 ppm beträgt nur 17 %. Dies bedeutet, daß etwa 60 % der industriell produzierten CO₂-Menge in der Atmosphäre geblieben sind. In diesen Abschätzungen ist eine zusätzliche biosphärische CO₂-Produktion (siehe unten) noch nicht berücksichtigt worden.

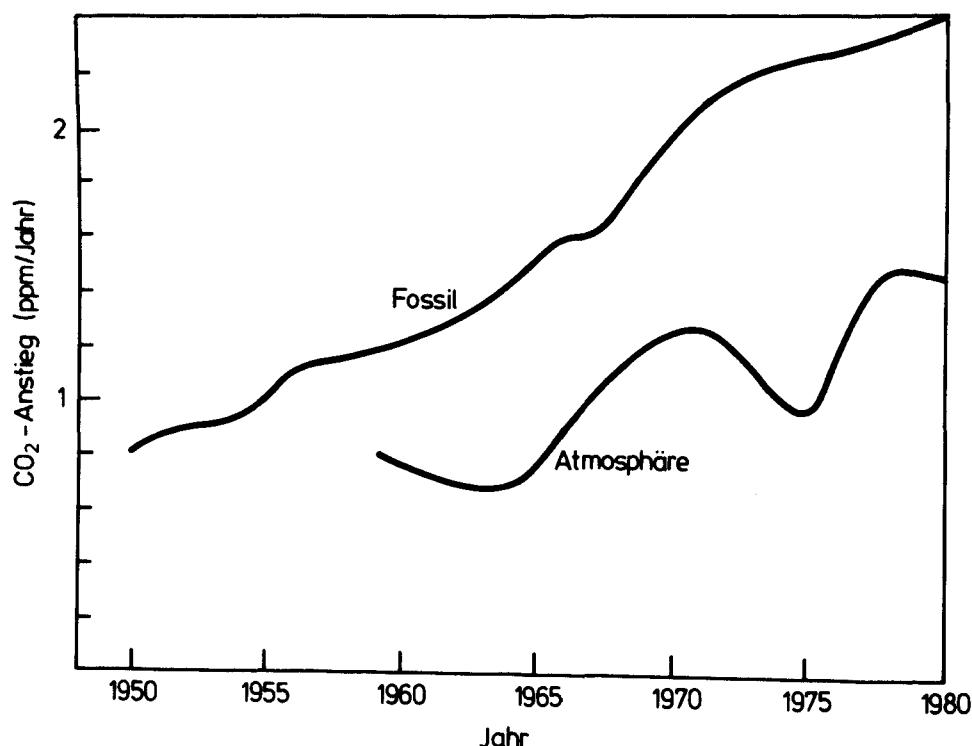


Abb. A 3: Vergleich des Anstiegs der atmosphärischen CO₂-Konzentration mit dem erwarteten Anstieg, für den Fall, daß das fossile CO₂ in der Atmosphäre verbleibt (nach Keeling und Bacastow, 1977).

Aus den direkten Messungen im Zeitraum 1959-1973 ergibt sich, daß jährlich eine CO₂-Menge in der Atmosphäre bleibt, die etwa 56 % der industriellen CO₂-Produktion entspricht. Dieser Anteil ist jedoch nicht konstant (Abb. A 3), sondern variierte mit längerfristigen periodischen Schwankungen zwischen 27 und 83 % (Keeling und Bacastow, 1977).

3. Anthropogene CO₂-Produktion durch Zerstörung der Landvegetation

Bis vor kurzem wurde noch postuliert, daß die Biosphäre durch verstärkte Photosynthese einen Teil des anthropogenen CO₂-Überschusses abbauen kann (Keeling, 1973b; Oeschger et al., 1975). Diese Stimulierung in globalem Ausmaß durch höhere atmosphärische CO₂-Partialdrucke ist jedoch anzuzweifeln, da das Pflanzenwachstum in der Regel nicht durch CO₂, sondern durch andere Faktoren (Wasser, Nährstoffe, Licht) limitiert wird (Goudriaan und Ajtay, 1979). Nach neueren Untersuchungen wird die Biosphäre durch Waldrodung und Bodenkultivierung vielmehr als zusätzliche Quelle für den atmosphärischen CO₂-Überschuß angesehen. In der Abschätzung der entsprechenden Produktionsraten besteht jedoch eine große Unsicherheit (vergl. Tab. A 1).

Nach Bolin (1977) werden auf Grund der gerodeten Waldfläche in den Entwicklungsländern und Abbrennen des Holzes etwa 1,5 GtC/Jahr als CO₂ freigesetzt, eine Menge, die wahrscheinlich überschätzt ist, da einerseits nur ein Teil des gerodeten Bestandes tatsächlich abgebrannt wird und andererseits einige Flächen in Ackerland umgewandelt und damit wieder mit Vegetation bedeckt werden. Ein Transfer in der umgekehrten Richtung durch Aufforstung von Wäldern beträgt 0,2-0,4 GtC/Jahr. Gesteigerte industrielle Verwertung von Holz (Bauholz, Papierherstellung) entsprechen etwa 0,4 GtC/Jahr; von dieser Menge wird jedoch etwa die Hälfte nicht wieder unmittelbar als CO₂ freigesetzt. Durch Brennholzverwertung in den Entwicklungsländern werden etwa 0,2-0,4 GtC/Jahr als CO₂ in die Atmosphäre emittiert. Bodenkultivierung bei der Trockenlegung von Sumpf- und Marschgebieten sowie bei der Umwandlung von Wald- in Agrarland ergibt eine CO₂-Produktion von etwa 0,1-0,5 GtC/Jahr. Auf Grund dieser Prozesse sind von Bolin (1977) CO₂-Nettoemissionen in die Atmosphäre von (1,0 ± 0,6) GtC/Jahr abgeschätzt worden, die etwa 20 % der gegenwärtigen CO₂-Produktion durch Verbrennung fossiler Brennstoffe ausmachen.

Tabelle A 1: Abschätzung der anthropogenen CO₂-Produktion aus biosphärischen Quellen

Autoren	GtC/Jahr	Bemerkungen
Bolin (1977)	0,4 - 1,6	Netto-Emission
Adams et al. (1977)	0,4 - 4	Netto-Emission
Woodwell und Houghton (1977)	2,5 - 20 (5)	Netto-Emission (wahrscheinlicher Wert)
Brünig (1977)	6	Rodung des tropischen Regenwaldes
Wong (1978)	1,9	Netto-Emission
Bohn (1978)	2	Bodenkultivierung
Woodwell et al. (1978)	2 - 18 (4 - 8)	Netto-Emission (wahrscheinlicher Bereich)
Hampicke (1979)	1,5 - 4,5 (2,5 - 3)	Netto-Emission (wahrscheinlicher Bereich)
Buringh (1979)	2,5 - 7,4 (4,6)	Bodenkultivierung (wahrscheinlicher Wert)
Seiler und Crutzen (1980)	± 2	Netto-Emission
Moore et al. (1981)	2,2 - 4,7	Netto-Emission
Woodwell (1982)	1,8 - 4,7	Netto-Emission
Olson (1982)	0,5 - 2,0 (0,8)	Netto-Emission (wahrscheinlicher Wert)
Peng et al. (1983)	0,9 - 1,5	Netto-Emission aus ¹³ C/ ¹² C Baumringanalysen

Andere Schätzungen liegen im allgemeinen wesentlich höher und sind mit der fossilen CO₂-Produktion vergleichbar (Tabelle B 1). Die von Brünig (1977), Woodwell und Houghton (1977) und Woodwell et al. (1978) errechneten hohen Werte beruhen vorwiegend auf Rodungsraten des tropischen Regenwaldes anhand regionaler Statistiken. Die angegebenen extrapolierten globalen Netto-Emissionen sind nach Lugo et al. (1980) jedoch stark überschätzt worden und neuere Abschätzungen der Arbeitsgruppe von Woodwell (Moore et al., 1981; Woodwell, 1982) liegen deutlich unter den früher angegebenen höheren Werten. Eine beträchtliche biosphärische CO₂-Quelle ergibt sich nach Bohn (1978) und Buringh (1979) auch durch Umwandlung von Wald in Ackerfläche, bei der durch Kultivierung organische Substanz infolge gesteigerter Sauerstoffversorgung abgebaut wird und damit eine geringere Humusbildung erfolgt. Zu anderen Schlußfolgerungen gelangen Seiler und Crutzen (1980) auf Grund von Berechnungen des CO₂-Nettofluxes zwischen Biosphäre und Atmosphäre bei der Biomassenverbrennung. Sie folgern, daß es beim heutigen Wissensstand nicht möglich sei zu sagen, ob die Veränderung der Biosphäre durch den Menschen eine Quelle oder Senke für CO₂ bedeutet, da die Rodung in den Entwicklungsländern durch Wiederaufforstung und teilweise Bildung von graphitischem Kohlenstoff bei der Holzverbrennung bilanziert sein kann. Sie schätzen den Nettofluß auf \pm 2 GtC/Jahr.

Alle diese Daten beruhen auf der unterschiedlichen Auswertung statistischer Unterlagen. Eine völlig andersartige Abschätzung der biosphärischen Nettoproduktion basiert auf der Messung des ¹³C/¹²C-Verhältnisses in atmosphärischem CO₂. Mit steigenden Gehalten an atmosphärischem CO₂ nimmt gleichzeitig dessen ¹³C/¹²C-Verhältnis ab. Diese Information ist im Holz von Bäumen gespeichert (Freyer, 1979). Aus Modellanalysen derartiger Untersuchungen ergibt sich nach Peng et al. (1983) eine derzeitige biosphärische CO₂-Nettoproduktion von (1,2 \pm 0,3) GtC/Jahr, maximal also etwa 30 % der derzeitigen fossilen CO₂-Produktion. Nach denselben Analysen war jedoch die CO₂-Produktion durch Zerstörung der Biosphäre von Beginn der Industrialisierung bis etwa zum Jahre 1950 größer als die fossile CO₂-Produktion mit besonders intensiven Raten um die Jahrhundertwende (Abb. A 4).

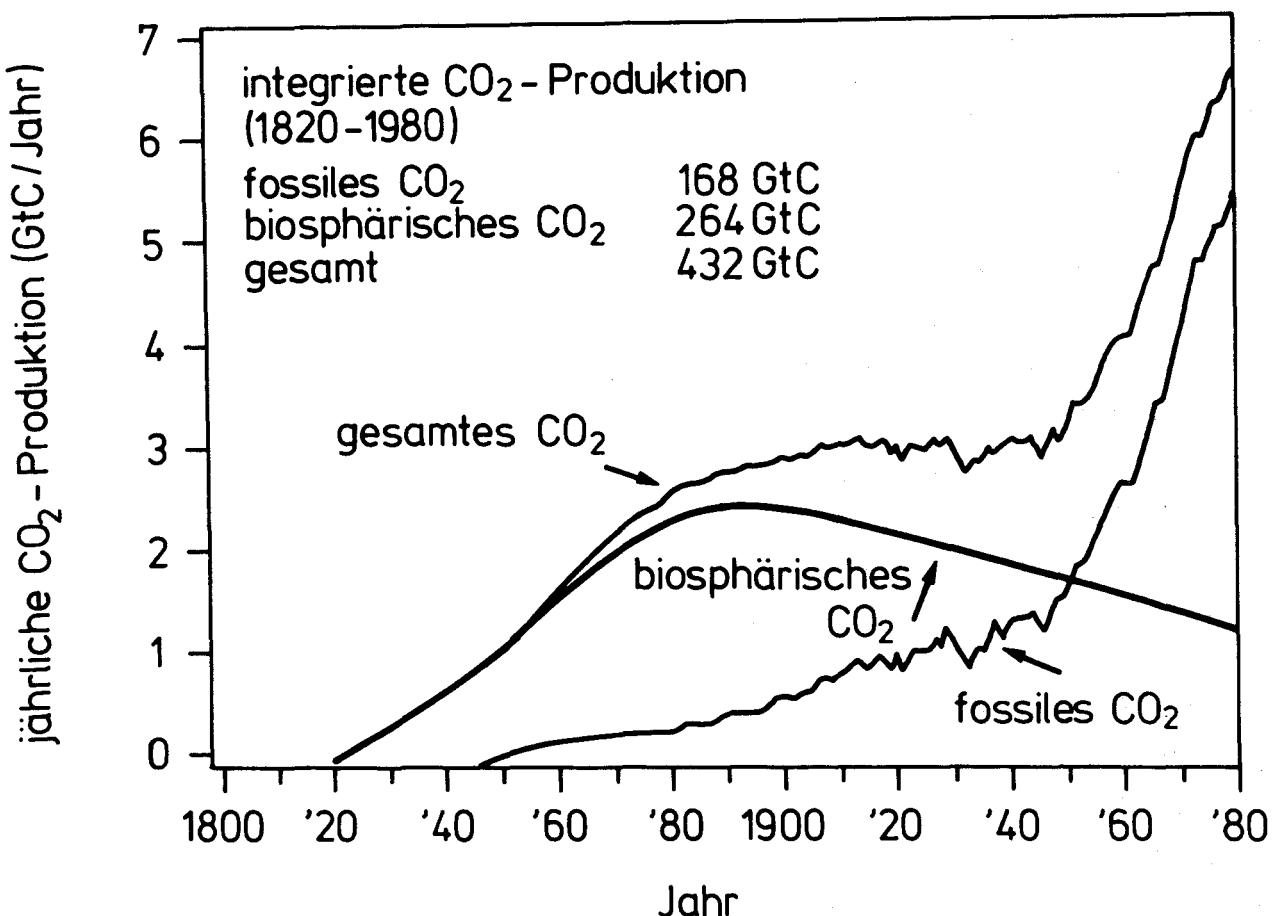


Abb. A 4: Jährliche CO₂-Gesamtproduktion seit 1820 durch Modellauswertung von ¹³C/¹²C Baumringdaten (nach Peng et al., 1983). Die Produktion an fossilen CO₂ ergibt sich aus Statistiken (vgl. Abb. A 2). Als Differenz zur Gesamtproduktion folgt eine zusätzliche Produktion an biosphärischem CO₂, deren Anteil bis etwa zum Jahre 1950 höher war als der an fossilem CO₂. Für den folgenden Zeitraum, in dem direkte atmosphärische Messungen vorliegen, dominiert die Produktion an fossilem CO₂.

4. Verbleib des anthropogenen CO₂: Der globale Kohlenstoffkreislauf

Ein erheblicher Anteil des anthropogenen erzeugten CO₂ wird von anderen natürlichen Kohlenstoffreservoiren aufgenommen und verbleibt nicht in der Atmosphäre. Um zukünftige atmosphärische CO₂-Belastungen vorauszusagen, ist es notwendig zu verstehen, welche Reservoire CO₂ aufnehmen, welche biogeochemische Prozesse involviert sind und wie sich zukünftig anthropogen erzeugtes CO₂ zwischen den einzelnen Reservoiren verteilen wird. Der Kreislauf des Kohlenstoffs im Hinblick auf das CO₂-Problem ist eingehend beschrieben worden (Baes et al., 1976; SCOPE 13, 1979; Carbon Dioxide Review, 1982).

Die Größe der wichtigsten Kohlenstoffreservoir ist in Tabelle A 2 angegeben. Dabei ist die in Atmosphäre und Ozean enthaltene Kohlenstoffmenge hinreichend gut bekannt. Die Kohlenstoffmenge in der terrestrischen Biosphäre ist dagegen relativ unsicher. Besonders die Menge der toten organischen Substanz im Boden weist eine Unsicherheit bis zu 50 % auf.

Die einzelnen Reservoirs stehen untereinander in ständigem Austausch. Man kann zweckmäßigerweise langsame (geochemische Verwitterungsprozesse) sowie schnelle Prozesse (Photosynthese und Austausch mit dem Ozean) unterscheiden, durch die ein CO₂-Überschuß der Atmosphäre abgebaut werden kann. Die Intensität dieser Prozesse kann anschaulich durch eine Umwälzzeit, in der die atmosphärische CO₂-Menge einmal umgesetzt wird, angegeben werden. Die für das CO₂-Problem relevanten schnellen Kreisläufe sind in Abb. A 5 zusammengefaßt und werden unten beschrieben.

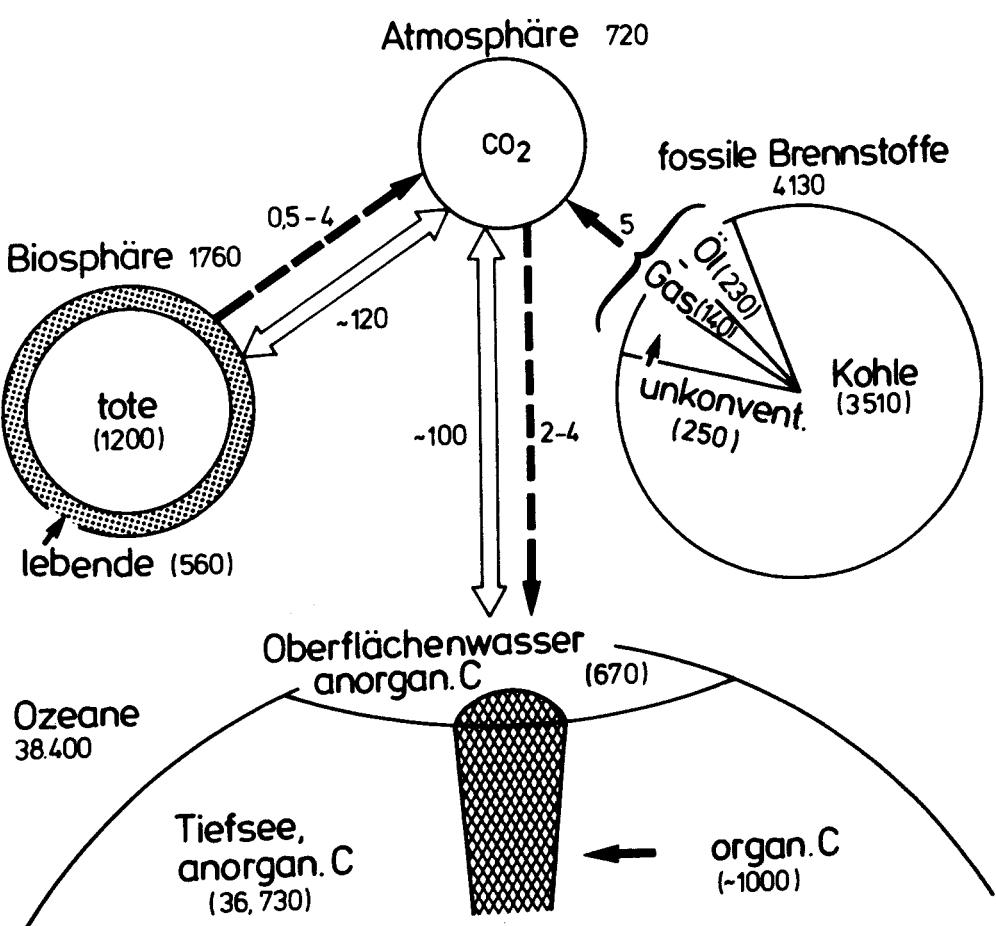


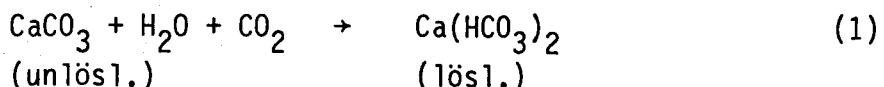
Abb. A 5: Derzeitige Kohlenstoff-Reservoirs und Flüsse im schnellen Kohlenstoff-Kreislauf (nach Clark et al., 1982). Die Größe der Reservoirs (Kreise) und Flüsse (Pfeile) sind in GtC/Jahr angegeben. Die gestrichelten Pfeile zeigen die anthropogene Beeinflussung des Kreislaufes.

Tabelle A 2: Größe der wichtigsten terrestrischen Kohlenstoff-Reservoirs
(nach Clark et al., 1982; Baes et al., 1976)

Reservoir	Größe in GtC (= 10^{15} g Kohlenstoff)
Atmosphäre	
vor 1900 (< 290 ppm)	< 617
1981 (340 ppm)	723
Ozean	
Anorganischer Kohlenstoff ($\Sigma \text{CO}_2 = \text{CO}_2 + \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$)	
Oberflächenwasser	670
Tiefsee	<u>36730</u> 37400
Organischer Kohlenstoff	
lebende Biomasse	1
tote Biomasse	1000
Terrestrische Biosphäre	
schnell austauschende	160
langsam austauschende	1600
(davon totale lebende, 560; davon tote, einschl. Humus und Torf, 1200)	
	<u>1760</u>
Sedimente	
Karbonat-Kohlenstoff	3×10^7
organischer Kohlenstoff	$6,6 \times 10^6$
davon 0,06 % fossile Brennstoffe	4130

4.1 Sediment-Reservoir

Das bei weitem größte Reservoir stellt die Kalkstein-Formation der Sedimente dar. CO_2 aus der Atmosphäre oder dem Boden in Verbindung mit Wasser wandelt nach Gl. (1) bei der Verwitterung des Kalksteins unlösliches Karbonat in lösliches Bikarbonat um, das durch die Flüsse in den Ozean gelangt.

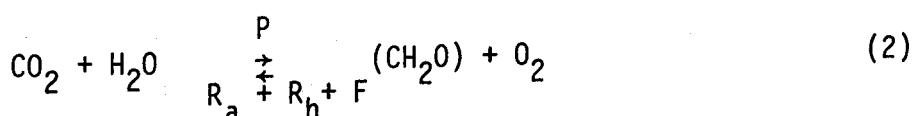


Bei der Sedimentbildung im Ozean wird der umgekehrte Prozeß durchlaufen und CO_2 an den Ozean und schließlich wieder an die Atmosphäre zurückgegeben. Die Durchlaufrate durch dieses Reservoir ist jedoch kleiner als 0,25 GtC/Jahr (Kempe, 1979), woraus eine minimale Umwälzzeit für atmosphärisches CO_2 von etwa 2900 Jahren folgt. Zusammen mit der Verwitterung von Urgesteinen (Überführung von Silikaten in Karbonate bzw. Bikarbonate), der CO_2 -Freisetzung bei der Verwitterung von organischem Kohlenstoff in den Sedimenten und dem umgekehrten Einbau von organischem Kohlenstoff in Sedimente sowie der Nachlieferung von CO_2 durch Vulkanismus ergeben sich Gesamtdurchlaufzeiten durch geochemische Kreisläufe von 0,5 GtC/Jahr, entsprechend einer Umwälzzeit von 1400 Jahren (Junge, 1978).

Durch Förderung fossiler Brennstoffe und deren Verbrennung werden diesen Kreisläufen derzeit mehr als 5 GtC/Jahr entzogen. Es ist klar, daß der resultierende CO₂-Überschuß in der Atmosphäre, der sich innerhalb einer charakteristischen Zeitspanne von etwa 100 Jahren einstellt, praktisch nicht wieder in diese langsamem geochemischen Kreisläufe zurückgeführt wird.

4.2 Biosphäre

Im biosphärischen Kreislauf werden CO_2 und Sauerstoff mit Hilfe von Enzym-systemen durch Photosynthese (P) und Respiration (R) in festen Mengenverhält-nissen umgesetzt.



Der Kreislauf wird eingeleitet durch die Fixierung von atmosphärischem CO₂ in den Pflanzen, bei der mit Hilfe der Sonnenenergie unter Beteiligung von

Wasser primäre organische Substanz gebildet wird (P). Etwa die Hälfte dieser erzeugten Substanz wird von den Pflanzen selbst zur Aufrechterhaltung ihres Stoffwechsels innerhalb eines Tages wieder respiriert (R_a). Als Nettoeffekt fixiert die gesamte Vegetation auf dem Festland auf diese Weise etwa 56 GtC/Jahr ($NPP = P - R_a$). Etwa 70 % dieser Fixierung erfolgt in den Wäldern. Die gebildete organische Substanz wird im wesentlichen nach dem Absterben der Pflanzen durch Mikroorganismen im Boden wieder in CO_2 und Wasser zurückverwandelt (R_h). Nur etwa 5 % der pflanzlichen Netto-Primärproduktion (NPP) auf dem Festland wird von Tieren und dem Menschen als Nahrung verwendet, die diese Nahrung schließlich ebenso wie die Mikroorganismen zu CO_2 und Wasser veratmen. Etwa 10 % der NPP wird jährlich durch Feuer zerstört (F).

Die Reaktionswege im biosphärischen Kreislauf sind äußerst komplex. Nach Baes et al. (1976) enthält die terrestrische Biosphäre eine Kohlenstoffmenge von etwa 1760 GtC, von denen sich etwa 1600 Gt in langsamem Austausch mit der Atmosphäre befinden. Diese 1600 Gt bestehen zu etwa 1000 Gt aus totem organischem Material wie Torf und Humus, der Rest aus länger lebender Vegetation in Form von Stämmen und Wurzeln. Der andere Teil von etwa 160 GtC in Form von Blättern, kleinen Zweigen und Wurzeln sowie abgestorbener organischer Substanz (Streu) befindet sich in schnellem Austausch mit der Atmosphäre. Die Biomasse der Tiere mit etwa 5 GtC beträgt nur weniger als 1 % der pflanzlichen Phytomasse, davon entfallen auf Mikroorganismen allein etwa 3,5 GtC (Ajtay et al., 1979).

Die Umsatzdauer von atmosphärischem CO_2 durch das biosphärische Reservoir ist ein breites Spektrum von Einzelwerten. Der Umsatz erfolgt im Tag/Nacht-Rhythmus bei Photosynthese und autotropher Respiration (R_a) der Pflanzen, er reicht von Monaten bis Jahren beim Abbau von abgefallenem Laub bis zu Jahrtausenden bei der Zersetzung von Torf und Humus im Boden. Nach der Gesamtintensität der jährlichen NPP durchläuft die atmosphärische CO_2 -Menge innerhalb von etwa 13 Jahren einmal die terrestrische Biosphäre. Die Intensität des photosynthetischen Kreislaufes wird durch die resultierenden Jahresgänge in atmosphärischem CO_2 besonders deutlich (Abb. A 1). Die potentielle Möglichkeit, einen anthropogen erzeugten atmosphärischen CO_2 -Überschuß durch die Biosphäre längerfristig abzubauen, ist nur gegeben, wenn eine verstärkte Akkumulation des langlebigen Humus im Boden erfolgt. Durch Kultivierung (Ackerbau) wird die Humusmasse des Bodens im Gegenteil jedoch verstärkt abgebaut (Bohn, 1978).

In der marinen Biosphäre vollzieht sich ein ähnlicher biologischer Kreislauf. Die obersten 200 m des Ozeans (euphotische Zone) enthalten etwa 1 GtC als lebende Biomasse hauptsächlich in Form von Phytoplankton, durch dessen biologische Aktivität CO_2 fixiert wird. Beim Absterben des Phytoplanktons entstehen totes organisches Material und Kalkschalen, die in Form von Partikeln in tiefere Ozeanschichten absinken. Die Größe des Partikelflusses ist abhängig von der Primärproduktion des Phytoplanktons; allerdings wird der meiste Kohlenstoff in der euphotischen Zone bereits wieder in lebende Organismen eingebaut und nur 2-10 % der Primärproduktion verlassen die Zone mit biologischer Aktivität (Degens und Mopper, 1976). In größeren Tiefen des Ozeans werden die organischen Teile abgebaut und die Kalkschalen teilweise aufgelöst. Nur weit weniger als 10 % des biogenen Kalkes und des organischen Anteils des Partikelflusses erreicht den Meeresboden und wird in die Sedimente eingebaut (Broecker, 1974; Degens und Mopper, 1976; Garrels und Perry, 1974). Nach Abschätzungen ist der totale Kohlenstoff-Fluß in ozeanische Sedimente kleiner als 0,25 GtC/Jahr (Kempe, 1979). Wichtig bezüglich der anthropogenen CO_2 -Überhöhung der Atmosphäre ist, daß eine erhöhte Konzentration an anorganischem Kohlenstoff in den Oberflächenschichten des Ozeans die Primärproduktion des Phytoplanktons nicht vergrößert, da diese durch vorhandene Nährstoffe (P, Si, N) limitiert ist.

4.3 Ozeane

Die einzige bedeutende Senke für anthropogen erzeugtes CO_2 bildet das Karbonatsystem des Ozeans. Der Ozean enthält etwa 37400 Gt als anorganischen Kohlenstoff (U CO_2) in Form von gelöstem CO_2 , Karbonat (CO_3^{2-}) und Bikarbonat (HCO_3^-). Die mittlere Konzentration beträgt etwa 2,3 Mol totaler Kohlenstoff pro m^3 . Die Produktion von 5 GtC/Jahr an fossilem Kohlenstoff bedeutet verglichen mit der Größe dieses Reservoirs nur eine kleine Störung. Die Effektivität des Ozeans für die Aufnahme des atmosphärischen CO_2 -Überschusses wird jedoch eingeschränkt durch die begrenzte Aufnahmekapazität von Meerwasser für CO_2 im chemischen Gleichgewicht mit dem Karbonatsystem sowie den nur langsamem Transport des Oberflächenwassers in die Tiefsee.

Die wichtigsten Informationen über die ozeanische CO_2 -Senke ergeben sich aus der Verteilung radioaktiver Tracergase im Ozean. Nach 1954 wurden große Mengen an ^{14}C durch Wasserstoffbombe-Tests erzeugt und die atmosphärische $^{14}\text{CO}_2$ -Konzentration stieg dadurch in der Nördlichen Hemisphäre vorübergehend bis auf ca. 200 % des vorindustriellen Wertes. Aus der Aufnahme dieses überschüs-

sigen Bomben- ^{14}C durch den Ozean kann auf die Aufnahme des anthropogenen CO_2 -Überschusses geschlossen werden. Nach älteren Messungen beträgt der CO_2 -Austausch über die Oberflächenschichten des Ozeans etwa 90 GtC/Jahr. Neuere Untersuchungen von Broecker et al. (1980) zeigen, daß dieser Austausch regional unterschiedlich ist, wobei sich 100 GtC/Jahr als globaler Mittelwert ergeben. Diesen Austauschraten entspricht eine Umwälzzeit für atmosphärisches CO_2 von etwa 7 Jahren. Infolge dieser relativ kurzen Austauschzeit gleichen sich die Oberflächenschichten mit einer nur geringen Verzögerung an den atmosphärischen CO_2 -Anstieg an.

Die Oberflächenschichten bis etwa 70 m sind ständig gut durchmischt und enthalten eine vergleichbare Kohlenstoffmenge (670 GtC) wie die Atmosphäre. Der anthropogene CO_2 -Überschuß verteilt sich jedoch nicht im Verhältnis der Reservoirgrößen. Durch die CO_2 -Aufnahme von Ozeanwasser wird das chemische Gleichgewicht im Karbonatsystem verschoben. Steigt der CO_2 -Partialdruck (P_{CO_2}) in der Atmosphäre im Gleichgewicht mit dem Karbonatsystem des Ozeans um x Prozent, so steigt die Summe des anorganischen Kohlenstoffs im Meerwasser nur um x/ϵ Prozent. Dabei ist ϵ der sog. Pufferfaktor, der unter den gegenwärtigen Bedingungen ($P_{\text{CO}_2} \approx 340 \text{ ppm}$) einen Wert von etwa 10 hat (Broecker et al., 1971; Skirrow, 1975). Damit können die Oberflächenschichten des Ozeans nur etwa 10 % des anthropogenen CO_2 -Überschusses aufnehmen. Für zukünftige atmosphärische CO_2 -Belastungen kommt erschwerend hinzu, daß der Pufferfaktor mit steigendem P_{CO_2} gleichfalls ansteigt (z.B. für $P_{\text{CO}_2} = 600 \text{ ppm}$ ist $\epsilon \approx 14$), d.h. je mehr CO_2 das Meerwasser bereits aufgenommen hat, umso mehr wächst sein Widerstand zur Aufnahme von weiterem CO_2 .

Die Nettoüberführung von CO_2 in tiefere Ozeanschichten wird weitgehend durch die Zirkulation des Ozeans und die Vermischung von Oberflächenwasser mit der Tiefsee bestimmt. Unter der Oberflächenschicht befindet sich in den äquatorialen und mittleren Breiten die sog. Thermokline, in der die Temperatur von Oberflächenwerten ($15\text{--}30^\circ\text{C}$) absinkt, bis sich in etwa 1000 m Tiefe konstante Tiefseewerte ($< 4^\circ\text{C}$) einstellen. Diese Thermokline stellt für die CO_2 -Aufnahme in Zeiträumen der nächsten 100 Jahre ein beträchtliches Potential dar. Allerdings behindert die stabile Stratigraphie der Thermokline auf Grund der Temperatur- und Dichtegradienten die Überführung des überschüssigen CO_2 in tiefere Wässer. Die internen Transportprozesse und Austauschvorgänge mit angrenzenden Wasserkörpern sind im einzelnen noch nicht bekannt. In den Polargebieten wird die Thermokline durch den kälteren Wasserkörper schwächer und Oberflächenwässer sinken direkt in die Tiefsee ab, vermischen sich und breiten sich horizontal aus. Die absteigenden Wässer in den Polargebieten werden durch aufsteigende Tiefenwässer in anderen Gebieten kompensiert.

Die Tiefsee enthält eine Kohlenstoffmenge, die etwa 55mal so groß ist wie die der Oberflächenwässer. Im Gleichgewicht mit den Oberflächenwässern und der Atmosphäre kann die Tiefsee daher etwa 85 % des atmosphärischen CO₂-Überschusses aufnehmen (bei $\epsilon \approx 10$). Die gesamte Durchmischung der Oberflächenwässer mit der Tiefsee erfolgt jedoch in Zeiträumen von etwa 1000 Jahren (Broecker et al., 1971). Damit wird der größte Teil des Ozeans in den nächsten Jahrhunderten für die Aufnahme des überschüssigen CO₂ nicht nutzbar und die CO₂-Belastungen der Atmosphäre steigen weiter an. Nach Modellrechnungen (Broecker et al., 1980) sind in die Tiefenwässer des Ozeans (berechnet für das Jahr 1973) bisher erst etwa 14 % des gesamten vom Ozean aufgenommenen CO₂-Überschusses gelangt.

Literaturverzeichnis

- Adams, J.A.S., Mantovani, M.S.M. and Lundell, L.L. 1977. Wood versus fossil fuel as a source of excess carbon dioxide in the atmosphere: a preliminary report. *Science* 196, 54-56.
- Ajtay, G.L., Ketner, P. and Duvigneaud, P. 1979. Terrestrial primary production and phytomass. In: *SCOPE* 13, 129-181.
- Bacastow, R.B., Keeling, C.D. and Whorf, T.P. 1981. Seasonal amplitude in atmospheric CO₂ concentration at Mauna Loa, Hawaii, 1959-1980. In: *Proc. WMO/ICSU/UNEP Scientific Conf. on Analysis and Interpretation of Atmospheric CO₂ Data*, 169-176, WMO, Geneva.
- Baes, C.F., Goeller, H.E., Olson, J.S. and Rotty, R.M. 1976. The global carbon dioxide problem. Report ORNL-5194, 78 pp. Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tenn.
- Bischof, W. 1973. Carbon dioxide concentration in the upper troposphere and lower stratosphere. III. *Tellus* 25, 305-308.
- Bohn, H.L. 1978. On organic soil carbon and CO₂. *Tellus* 30, 472-475.
- Bolin, B. 1977. Changes of land biota and their importance for the carbon cycle. *Science* 196, 613-615.
- Bolin, B. and Bischof, W. 1970. Variations of the carbon dioxide content of the atmosphere in the northern hemisphere. *Tellus* 22, 431-442.
- Bray, J.R. 1959. An analysis of the possible recent change in atmospheric carbon dioxide concentration. *Tellus* 11, 220-230.
- Broecker, W.S. 1974. *Chemical Oceanography*. Harcourt Brace Jovanovich Inc., New York.
- Broecker, W.S., Li, Y.H. and Peng, T.H. 1971. Carbon dioxide - man's unseen artifact. In: *Impingement of Man on the Oceans* (Hood, D.W., ed.), 287-324. Wiley-Interscience, New York.

- Broecker, W.S., Peng, T.H. and Engh, R. 1980. Modeling the carbon system. In: Carbon Dioxide Effects Research and Assessment Program, Proc. of the Carbon Dioxide and Climate Research Program Conf., CONF-8004110 (Schmitt, L.E., ed.), 43-99. U.S. Department of Energy, Washington, D.C.
- Brünig, E.F. 1977. The tropical rain forest - a wasted asset or an essential biospheric resource? *Ambio* 6, 187-191.
- Buringh, P. 1979. Decline of organic carbon in soils of the world. SCOPE Conf., Role of the terrestrial vegetation in the global carbon cycle. Woods Hole, May 6-11.
- Callendar, G.S. 1958. On the amount of carbon dioxide in the atmosphere. *Tellus* 10, 243-248.
- Carbon Dioxide Review. 1982 (Clark, W.C., ed.). Clarendon Press, Oxford.
- Clark, W.C., Cook, K.H., Marland, G., Weinberg, A.M., Rotty, R.M., Bell, P.R., Allison, L.J. and Cooper, C.L. 1982. The carbon dioxide question. Perspectives for 1982. In: Carbon Dioxide Review (Clark, W.C., ed.), 3-44, Clarendon Press, Oxford.
- Degens, E.T. and Mopper, K. 1976. Factors controlling the distribution and early diagenesis of organic material in marine sediments. In: Chemical Oceanography, Vol. 6 (Riley, J.P. and Chester, R., eds.), 59-113. Academic Press, London.
- Freyer, H.D. 1979. On the ^{13}C record in tree rings. I: ^{13}C variations in northern hemispheric trees during the last 150 years. *Tellus* 31, 124-137.
- Freyer, H.D. and Belacy, N. 1981. $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ record in northern hemispheric trees during the past half millennium. Anthropogenic impact and climate superpositions. In: Proc. WMO/ICSU/UNEP Scientific Conf. on Analysis and Interpretation of Atmospheric CO₂ Data, 209-215. WMO, Geneva.
- Garrels, R.M. and Perry, Jr. E.A. 1974. Cycling of carbon, sulfur and oxygen through geologic time. In: The Sea, Vol. 5 (Goldberg, E.D., ed.), 303-336. John Wiley and Sons, New York.
- Goudriaan, J. and Ajtay, G.L. 1979. The possible effects of increased CO₂ on photosynthesis. In: SCOPE 13, 237-249.

Hampicke, U. 1979. Net transfer of carbon between the land biota and the atmosphere, induced by man. In: SCOPE 13, 219-236.

Junge, C. 1978. Die CO₂-Zunahme und ihre mögliche Klimaauswirkung. Promet. 78 (2/3), 21-32.

Keeling, C.D. 1973a. Industrial production of carbon dioxide from fossil fuels and limestone. Tellus 25, 174-198.

Keeling, C.D. 1973b. The carbon dioxide cycle: reservoir models to depict the exchange of atmospheric carbon dioxide with the oceans and land plants. In: Chemistry of the Lower Atmosphere (Rasool, S.I., ed.), 251-329. Plenum Press, New York, London.

Keeling, C.D., Bacastow, R.B., Bainbridge, A.E., Ekdahl, C.A., Guenther, P.R., Waterman, L.S. and Chin, J.F.S. 1976a. Atmospheric carbon dioxide variations at Mauna Loa Observatory, Hawaii. Tellus 28, 538-551.

Keeling, C.D., Adams, J.A., Ekdahl, C.A. and Guenther, P.R. 1976b. Atmospheric carbon dioxide variations at the South Pole. Tellus 28, 552-564.

Keeling, C.D. and Bacastow, R.B. 1977. Impact of industrial gases on climate. In: Energy and Climate, 72-95. National Academy of Sciences, Washington, D.C.

Kempe, S. 1979. Carbon in the rock cycle. In: SCOPE 13, 343-377.

Lowe, D.C., Guenther, P.R. and Keeling, C.D. 1979. The concentration of atmospheric carbon dioxide at Baring Head, New Zealand. Tellus 31, 58-67.

Lugo, A.E., Brown, S. and Hall, C. 1980. The role of tropical forests in the carbon balance of the world. In: Carbon Dioxide Effects Research and Assessment Program, Proc. of the Carbon Dioxide and Climate Research Program Conf., CONF-8004110 (Schmitt, L.E., ed.), 261-276. U.S. Department of Energy, Washington, D.C.

- Moore, B., Boone, R.D., Hobbie, J.E., Houghton, R.A., Melillo, J.M., Peterson, B.J., Shaver, G.R., Vörösmarty, C.J. and Woodwell, G.M. 1981. A simple model for analysis of the role of terrestrial ecosystems in the global carbon budget. In: Scope 16, Carbon Cycle Modelling (Bolin, B., ed.), 365-385. John Wiley and Sons, Chichester, New York, Brisbane, Toronto.
- Neftel, A., Oeschger, H., Schwander, J., Stauffer, B. and Zumbrum, R. 1982. Ice core sample measurements give atmospheric CO₂ content during the last 40.000 years. *Nature* 295, 220-223.
- Oeschger, H., Siegenthaler, U., Schotterer, U. and Gugelmann, A. 1975. A box diffusion model to study the carbon dioxide exchange in nature. *Tellus* 27, 168-192.
- Olson, J.S. 1982. Earth's vegetation and atmospheric carbon dioxide. In: Carbon Dioxide Review (Clark, W.C., ed.), 388-398, Clarendon Press, Oxford.
- Pales, J.C. and Kelling, C.D. 1965. The concentration of atmospheric carbon dioxide in Hawaii. *J. Geophys. Res.* 70, 6053-6076.
- Pearman, G.I. and Garratt, J.R. 1973. Space and time variations of tropospheric carbon dioxide in the southern hemisphere. *Tellus* 25, 309-311.
- Peng, T.H., Broecker, W.S., Freyer, H.D. and Trumbore, S. 1983. A deconvolution of the tree ring based ¹³C record. *J. Geophys. Res.* 88, 3609-3620.
- Peterson, J.T., Hanson, K.J., Bodhaine, B.A. and Oltmans, S.J. 1980. Dependence of CO₂, aerosol, and ozone concentrations on wind direction at Barrow, Alaska, during winter. *Geophys. Res. Lett.* 7, 349-352.
- Revelle, R. 1982. Carbon dioxide and world climate. *Scientific American* 247 (2), 33-41.
- Rotty, R.M. 1973. Commentary on and extension of calculative procedure for CO₂ production. *Tellus* 25, 508-517.
- Rotty, R.M. 1977. Global carbon dioxide production from fossil fuels and cement, A.D. 1950- A.D. 2000. In: The Fate of Fossil Fuel CO₂ in the Oceans (Anderson, N.R. and Malahoff, A., eds.), 167-181. Plenum Press, New York and London.

- Rotty, R.M. 1981. Distribution and changes in industrial carbon dioxide production. In: Proc. WMO/ICSU/UNEP Scientific Conf. on Analysis and Interpretation of Atmospheric CO₂ Data, 123-133, WMO, Geneva.
- SCOPE 13. 1979. The Global Carbon Cycle (Bolin, B., Degens, E.T., Kempe, S. and Ketner, P., eds.). John Wiley and Sons, Chichester, New York, Brisbane, Toronto.
- Seiler, W. and Crutzen, P.J. 1980. Estimates of gross and net fluxes of carbon between the biosphere and the atmosphere from biomass burning. Climatic Change 2, 207-247.
- Skirrow, G. 1975. The dissolved gases - carbon dioxide. In: Chemical Oceanography, 2nd ed., Vol. 2 (Riley, J.P. and Skirrow, G., eds.), 1-192. Academic Press, London.
- Stuiver, M. 1978. Atmospheric carbon dioxide and carbon reservoir changes. Science 199, 253-258.
- Woodwell, G.M. and Houghton, R.A. 1977. Biotic influences of the world carbon budget. In: Global Chemical Cycles and Their Alteration by Man. Report of the Dahlem Workshop (Stumm, W., ed.), 61-72. Dahlem-Konferenzen, Berlin.
- Woodwell, G.M., Whittaker, R.H., Reiners, W.A., Likens, G.E., Delwiche, C.C. and Botkin, D.B. 1978. The biota and the world carbon budget. Science 199, 141-146.
- Woodwell, G.M. 1982. Earth's vegetation and the carbon dioxide question. In: Carbon Dioxide Review (Clark, W.C., ed.), 399-400, Clarendon Press, Oxford.
- Wong, C.S. 1978. Atmospheric input of carbon dioxide from burning wood. Science 200, 197-200.

B. Durch den Menschen verursachte Klimaveränderungen,
ihre Auswirkungen und Erkennung

Hans-Josef Jung und Wilfrid Bach

1. Globale Klimamodelle

1.1 Das Klimasystem

Unter Klima versteht man den durchschnittlichen Zustand der Atmosphäre und die von diesem zu erwartenden Abweichungen. Er wird durch langfristige Mittelwerte von Temperatur, Luftdruck, Feuchte, Niederschlag, Wind etc. sowie die mittlere Schwankungsbreite dieser Parameter beschrieben.

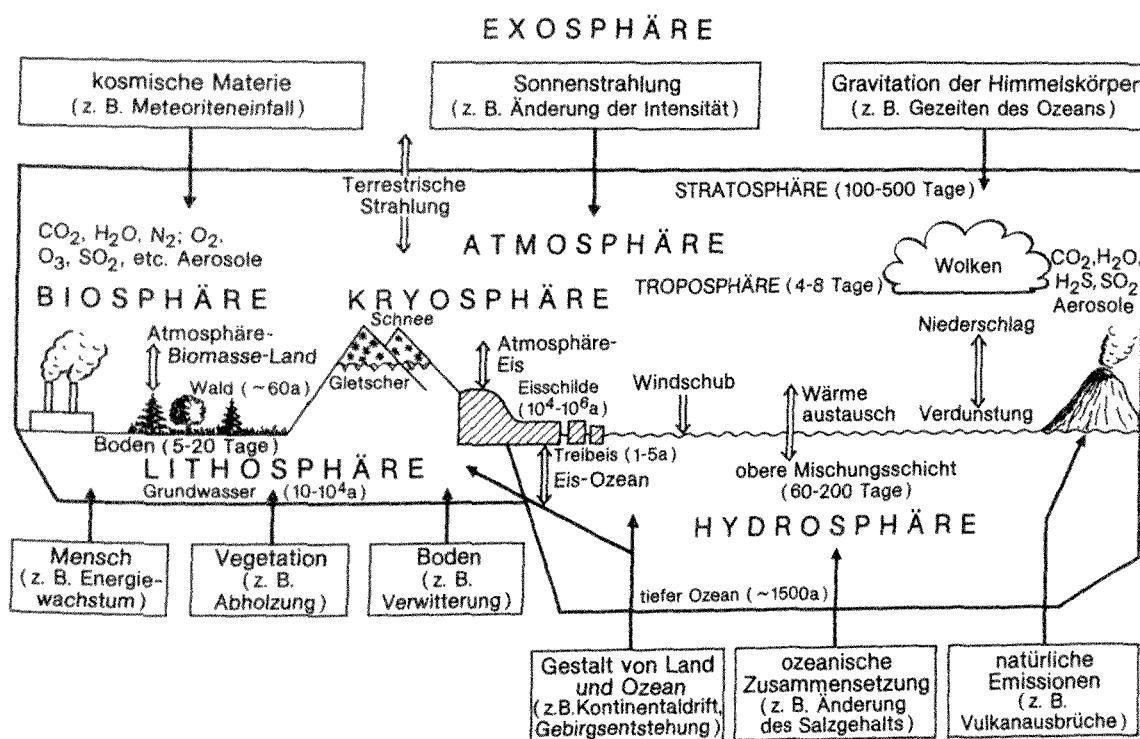


Abb. B 1 Darstellung des Klimasystems mit seinen Teilsystemen. Die Doppelpfeile stellen interne Wechselwirkungen im Klimasystem dar, während einfache Pfeile den Einfluß externer Parameter auf das Klimasystem beschreiben.

Quelle: Bach (1982)

Das Klimasystem besteht aus den Komponenten: Atmosphäre, Hydrosphäre, Kryosphäre, Lithosphäre und Biosphäre (Abb. B 1). Die Atmosphäre, der Schauplatz des Wettergeschehens, ist der thermisch am schnellsten reagierende Bestandteil des Systems mit einer Reaktionszeit von Tagen bis zu einem Monat. Betrachtet man dagegen den Ozean so variiert die Reaktionszeit für die obersten Ozeanschichten zwischen Monaten und Jahren, während sie bei Berücksichtigung der Tiefsee die Größenordnung von Jahrhunderten erreicht. Der Ozean spielt darüberhinaus als Energiereservoir eine große Rolle im Klimageschehen. Die Kryosphäre umfaßt sowohl die saisonalen Schwankungen der Schnee- und Eisbedeckung als auch die langsam reagierenden kontinentalen Eisschilde. Veränderungen in der Lithosphäre, die die längsten Zeitskalen aller Komponenten des Klimasystems haben, sind hier von geringerer Bedeutung. Dagegen steht die Biosphäre mit ihren kurz- und langlebigen Komponenten im direkten Austausch mit Klimaprozessen.

Das Klimasystem wird durch die vom Weltraum einfallende solare Strahlung angetrieben. Der Weg der Strahlung durch die Erdatmosphäre und die Prozentanteile der einzelnen Energieflüsse sind in Abb. B 2 dargestellt. Gase wie Wasserdampf, Ozon, Aerosole und Wolken streuen und absorbieren solare Strahlung innerhalb der Atmosphäre, so daß nur 47% der einfallenden Strahlung den Erdboden erreichen und diesen erwärmen. Die aufgenommene Energie wird vom Erdboden in Form sensibler und latenter Wärme und durch infrarote Strahlung an die Atmosphäre wieder zurückgegeben. Wasserdampf, Kohlendioxid und Ozon absorbieren die langwellige Strahlung und emittieren sie in Richtung Erdoberfläche und Weltraum, so daß sich ein Gleichgewicht zwischen der ankommenden solaren Strahlung und der langwelligen Ausstrahlung am Oberrand der Atmosphäre einstellt. Die Absorption infraroter Strahlung innerhalb der Atmosphäre und die Rückstrahlung zum Erdboden führt zu einer Erwärmung der unteren Luftsichten und der Erdoberfläche. Allgemein wird dieser Prozeß als "Treibhauseffekt" bezeichnet. Er wird in erster Linie durch H_2O und in zweiter Linie durch CO_2 verursacht.

Weitere wichtige Prozesse, die zu einem Austausch der von der Sonne empfangenen Energie im Klimasystem führen, sind:

- Wärmetransport in Atmosphäre und Ozean zum Ausgleich der Energiebilanz

- Erwärmung des Bodens → Erwärmung der Luft → Aufsteigen von Luftmassen → Zirkulation
- Verdunstung von Wasser → Kondensation → Wolkenbildung → Niederschlag
- Energieaustausch Atmosphäre-Ozean.

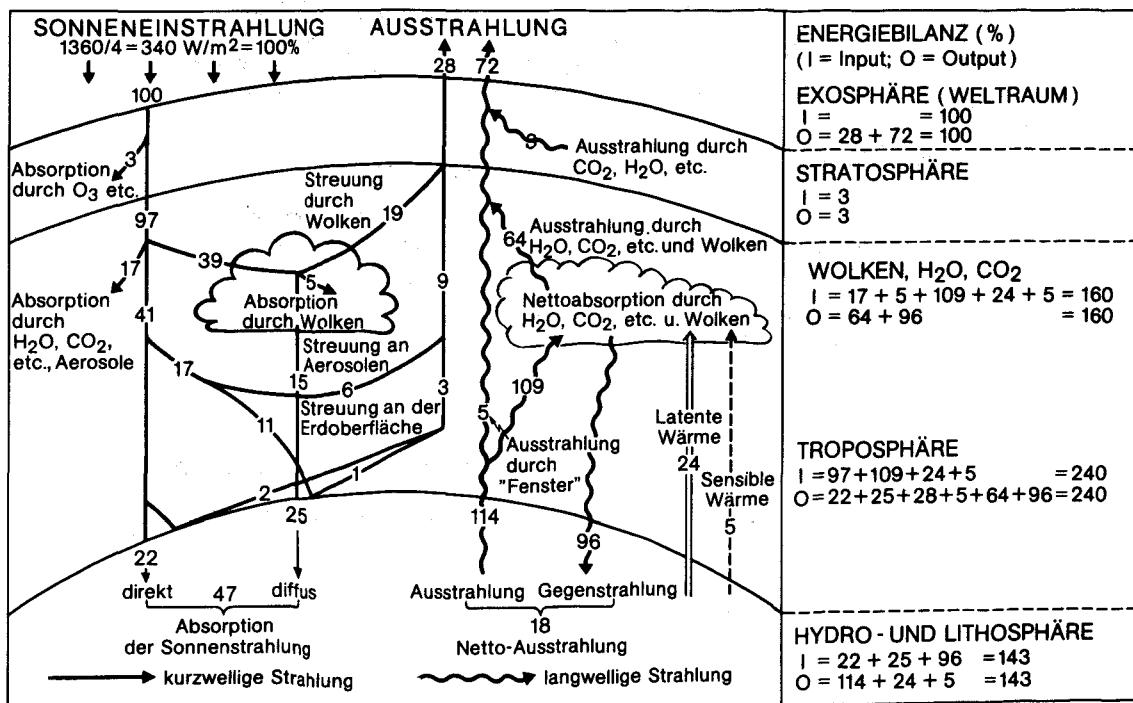


Abb. B 2 Darstellung des Strahlungshaushalts des Systems Erde-Atmosphäre. (Zahlenangaben sind auf 100% einfallende Sonneneinstrahlung bezogen).

Quelle: Bach (1982)

Untersuchungen über die Auswirkungen eines CO₂ Anstiegs auf das Klima bedürfen nicht nur einer genauen Kenntnis der Strahlungsprozesse, sondern auch der Berücksichtigung der verschiedenen Rückkopplungsmechanismen, die eine Störung des Klimasystems verstärken oder dämpfen können. Da diese Prozesse nichtlinear sind, ist eine eindeutige Vorhersage potentieller Klimaänderungen extrem schwierig. Die Wirkung einzelner Rückkopplungsmechanismen auf die durch eine CO₂ Verdopplung hervorgerufene Temperaturerhöhung ist von Ramanathan (1981) untersucht worden (Abb. B 3).

Ein CO₂ Anstieg erwärmt die bodennahe Luftschicht durch die mit (1), (2) und (3) gekennzeichneten Grundprozesse. Darin sind die Prozesse

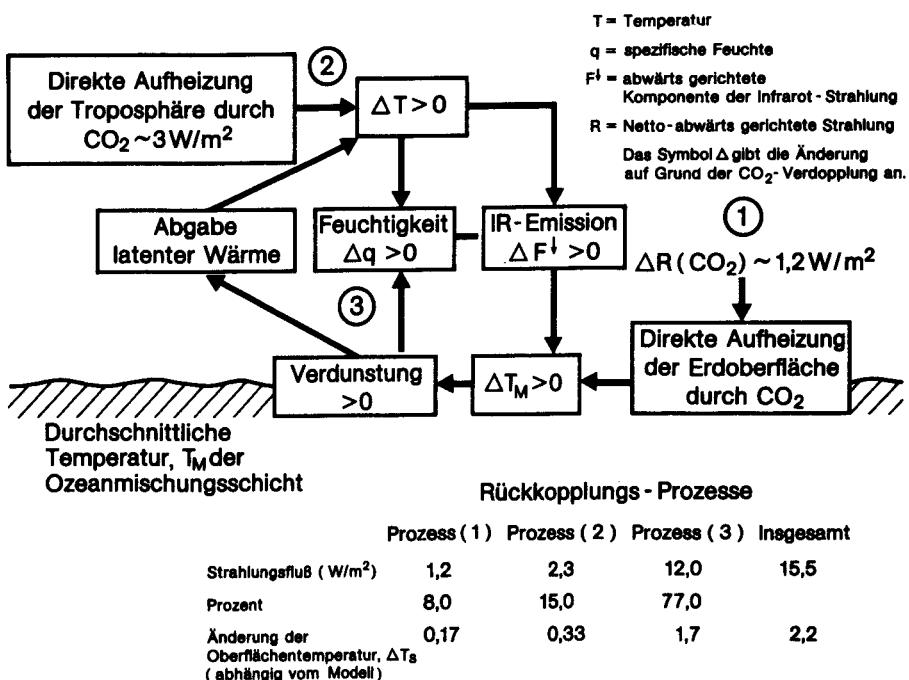


Abb. B 3 Schematische Darstellung der Rückkopplungsprozesse zwischen Ozean und Atmosphäre, die zu einem Temperaturanstieg bei einer CO_2 Verdopplung beitragen.

Quelle: Ramanathan (1981)

(1) und (2) reine Strahlungseffekte, die sowohl die Erdoberfläche als auch die Troposphäre aufheizen. In äquatorialen und mittleren Breiten ist die direkte Erwärmung der Troposphäre rd. 2-3 mal größer als die Oberflächenaufheizung. Gerade die troposphärische Erwärmung erhöht die Oberflächentemperatur durch den Prozeß (2). Eine wärmere Bodenoberfläche führt zu einer erhöhten Verdunstung, und eine wärmere Troposphäre kann mehr Feuchtigkeit aufnehmen. Der Netto-Effekt (3) führt über die positive Rückkopplung zwischen erhöhter Oberflächentemperatur, Verdunstung und Feuchtigkeit in der Troposphäre zu einer erhöhten infraroten (IR-) Gegenstrahlung, was wiederum zur weiteren Aufheizung der Oberfläche beiträgt. Wie die tabellarische Zusammenstellung in Abb. B 3 zeigt, sind die Prozesse (2) und (3) mit 92% ganz dominierend am Temperaturanstieg beteiligt. Eine Vernachlässigung dieser wichtigen Rückkopplungsmechanismen muß notwendigerweise zu niedrigeren und unrealistischeren Temperaturänderungen führen.

Weitere Rückkopplungsprozesse sind:

- Erwärmung \rightarrow Abschmelzen von Eis \rightarrow geringere Albedo \rightarrow zusätzliche Erwärmung (Eis-Albedo-Rückkopplung; positive Verstärkung)

- Erwärmung → höhere Verdunstung → höhere Kondensation → größere Wolkenbedeckung → höhere Albedo → Abkühlung (Nettoeffekt unsicher).

Eine Abschätzung der Rolle der Rückkopplungseffekte im Klimasystem kann nur mit Hilfe von Klimamodellen durchgeführt werden.

1.2 Klimamodellierung

Klimamodelle dienen als Hilfsmittel, um die Wirkungsmechanismen für den natürlichen Ablauf des Klimas zu untersuchen und um die Sensitivität des Klimasystems gegenüber Änderungen von Randbedingungen (z.B. Sonneninstrahlung, Erdbodenbeschaffenheit, CO_2 Gehalt der Atmosphäre) zu erfassen. Studien mit Hilfe dieser Modelle sind notwendig, da eine mögliche Klimabeeinflussung durch einen CO_2 Anstieg in der Atmosphäre erst spät in der natürlichen Klimavariabilität erkennbar sein wird. Wegen der großen Reaktionszeiten des Klimasystems könnte es dann für die Einleitung von Gegenmaßnahmen bereits zu spät sein.

Im folgenden wird ein kurzer Überblick über die Grundprinzipien der Klimamodelle, die ein möglichst naturgetreues mathematisch-physikalisches Abbild des Klimasystems (vgl. Abb. B1) sein sollen, gegeben. Zu den wichtigsten Prozessen, die in einem vollständigen Modell berücksichtigt werden müssen, gehören:

- Strahlungsbilanz (Streuung, Absorption und Reflektion von einfallender Sonnenstrahlung und Wärmestrahlung der Erde)
- Zirkulation in der Atmosphäre und im Ozean
- Hydrologischer Zyklus (Verdunstung, Transport, Kondensation, Niederschlag).

In der Praxis der Klimamodellrechnungen sind jedoch Näherungen und Vereinfachungen notwendig, da wegen mangelnder Beobachtungen und unzureichender Kenntnisse klimatologischer Prozesse sowie wegen zu geringer Computerkapazitäten eine vollständige Erfassung des Klimasystems nicht möglich ist. Es gibt daher unterschiedliche Klassen von Klimamodellen, die sich in ihrer räumlichen und zeitlichen Auflösung, sowie in der Berücksichtigung bzw. Nichtberücksichtigung von einzelnen Klimaprozessen unterscheiden.

Zur Untersuchung der Klimasensitivität werden folgende Modelltypen herangezogen:

- Strahlungsbilanzmodelle berechnen den Transport solarer und infraroter Strahlung durch die Erdatmosphäre als Funktion der absorbierenden und streuenden Bestandteile der Atmosphäre. Sie berücksichtigen keine zusätzlichen Klimaprozesse und sind daher für eine Untersuchung der potentiellen Klimaänderung durch eine CO₂ Erhöhung nicht geeignet.
- Strahlungskonvektionsmodelle stellen ein eindimensionales, vertikal hoch aufgelöstes, Strahlungsbilanzmodell dar, bei dem ein Gleichgewicht zwischen der in der Atmosphäre absorbierten solaren Strahlung und der langwelligen Nettostrahlung am Oberrand der Atmosphäre besteht. Eine Änderung der Strahlungsflüsse durch einen CO₂ Anstieg resultiert in einem Temperaturanstieg, der von der relativen Feuchte, den Wolkeneigenschaften und den einzelnen Rückkopplungsprozessen abhängig ist.
- Energiebilanzmodelle betrachten dagegen die Wärmebilanz an der Erdoberfläche in Abhängigkeit von der geographischen Breite. Die Flüsse latenter sowie sensibler Wärme und die Strahlungsflüsse ergeben sich als Funktion der Bodentemperatur und einer angenommenen oder berechneten vertikalen Struktur der Atmosphäre.
- Allgemeine Zirkulationsmodelle stellen die umfassendsten Klimamodelle dar, da sie global die dreidimensionale Struktur der Atmosphäre auf der Basis der zeitabhängigen Lösung der dynamischen und thermodynamischen Gleichungen erfassen. Wegen der unzureichenden räumlichen Auflösung müssen viele kleinräumige Prozesse wie Konvektion, Reibung und Wolkenbildung als Funktion der großräumigen Variablen parametrisiert und daher vereinfacht werden.

Die für die Simulation einer CO₂ induzierten Klimaänderung verwendeten Modelle unterscheiden sich nicht nur durch die Behandlung atmosphärischer Prozesse (z.B. Vorhersage von Wolken), sondern auch durch die Berücksichtigung des Ozeans. Da die Behandlung des Ozeans in CO₂ Studien von besonderer Bedeutung ist, sollen die bisher verwendeten Ansätze kurz aufgeführt werden:

- Klimatologischer Ozean - Die Ozeantemperaturen werden entsprechend den klimatologischen Daten vorgegeben. Es finden keine Rückkopplungsprozesse zwischen Atmosphäre und Ozean statt.

- Sumpf-Modell des Ozeans - Der Ozean besitzt keine Wärmekapazität und kann daher sofort auf Änderungen der Atmosphäre reagieren.
- Mischungsschichtmodell des Ozeans - Der Ozean besitzt eine endliche Wärmekapazität und kann daher die Wechselwirkung mit der Atmosphäre realistischer simulieren. Modelle dieses Typ unterscheiden sich in der Behandlung horizontaler Wärmetransporte und der Mischungsschichttiefe.

Sensitivitätsexperimente über den Einfluß der steigenden CO₂ Konzentration auf das Klima können auf zweifache Weise durchgeführt werden:

- Vorgabe eines neuen zeitunabhängigen Wertes für den CO₂ Gehalt und damit Berechnung eines neuen Klimagleichgewichtszustandes.
- Untersuchung über das Verhalten des Klimasystems gegenüber einem zeitabhängigen Anstieg von CO₂.

1.3 Sensitivitätsexperimente mit Klimamodellen für einen zeitlich konstanten CO₂ Gehalt

Studien über die Sensitivität des Klimas bei einer Verdopplung der CO₂ Konzentration von 300 (1xCO₂) auf 600 ppmv (2xCO₂) wurden mit unterschiedlichen Klimamodellen durchgeführt. Während ein- und zweidimensionale Modelle in erster Linie dazu dienen, die Rolle einzelner physikalischer Prozesse wie z.B. Rückkopplungsmechanismen auf die CO₂ induzierte Erwärmung zu überprüfen, können dreidimensionale Modelle den Effekt einer Störung des Klimasystems für eine Vielzahl von Klimaparametern in hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung simulieren.

Abb. B 4 zeigt die von einfachen und komplexen Klimamodellen berechneten globalen Temperaturänderungen für eine CO₂ Verdopplung. Ein- und zweidimensionale Klimamodelle ergeben einen Temperaturanstieg von 0,7 bis 3,1°C; die entsprechenden Werte für die dreidimensionalen Modelle liegen zwischen 1,5° und 3°C. Ursache für die niedrigen Werte ist entweder die Vernachlässigung wichtiger Rückkopplungsprozesse (Wasserdampf-Strahlung; Eis-Albedo) oder die Annahme unrealistischer Randbedingungen (z.B. Vorgabe der Ozeantemperatur). So beträgt die Temperaturänderung für ein Modell mit einem klimatologischen Ozean ca. 0,2°C, da keine Reaktion des Ozeans auf veränderte Eigenschaften der Atmosphäre erfolgt. Diese Modellergebnisse

können daher nicht zur Beurteilung eines CO_2 Klimaeinflusses herangezogen werden. Steht der Ozean jedoch in Wechselwirkung mit der Atmosphäre, so steigt die globale Temperatur um 2-3°C an. Dieser Temperaturanstieg erhöht wiederum die Verdunstung und damit den Wasserdampfgehalt der Atmosphäre, wodurch der positive Rückkopplungseffekt zwischen Wasserdampf und langwelliger Strahlung verstärkt wird. Eine detaillierte Übersicht über die Ergebnisse von Klimamodellrechnungen für einen CO_2 Anstieg gibt Schlesinger (1983).

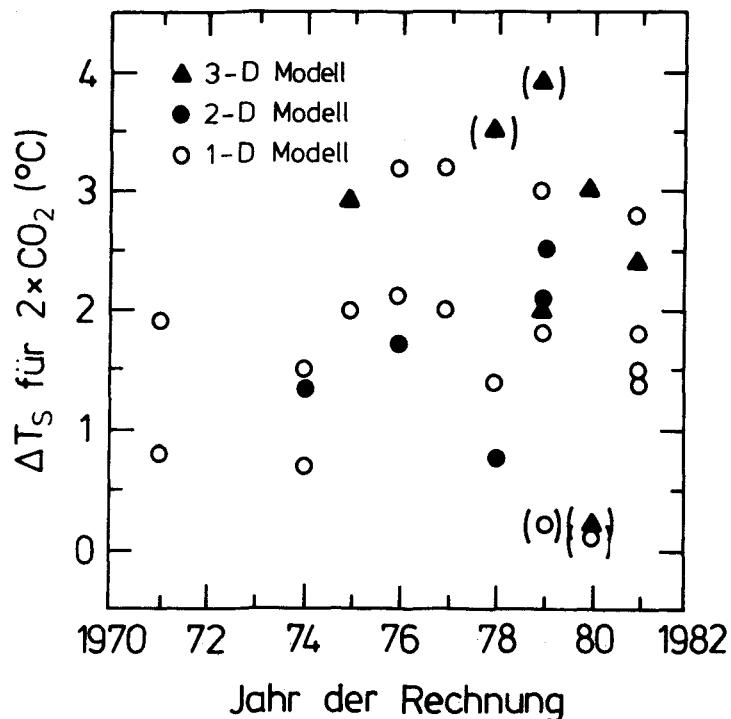


Abb. B.4 Von Klimamodellen berechneter Temperaturanstieg bei einer CO_2 Verdopplung. Die eingeklammerten Symbole stellen unveröffentlichte oder als unrealistisch erkannte Werte dar.

Quelle: Clark (1982)

Die Übereinstimmung in den Ergebnissen der dreidimensionalen Modelle, die zur CO_2 Simulation verwendet werden ist gut, obwohl diese sich in vielerlei Hinsicht unterscheiden. Einige berechnen lediglich einen Klimagleichgewichtszustand für eine mittlere jährliche Einstrahlung statt für einen saisonalen Zyklus, andere wiederum verwenden unterschiedliche Parametrisierungen für die Bewölkung, den Transport fühlbarer und latenter Wärme, den Ozean, die Eisbedeckung usw. Zur Verbesserung der Modellergebnisse ist daher eine genauere Untersuchung und Analyse der einzelnen physikalischen Prozesse und ihrer Auswirkungen auf das Modellklima notwendig.

Zur Absicherung der Klimamodellergebnisse muß die Signifikanz der simulierten Klimänderungen für einen CO_2 Anstieg untersucht werden. Die Signifikanz der Änderungen zwischen dem 2xCO_2 und dem 1xCO_2 Experiment kann aus dem Signal (durch 2xCO_2 verursacht) zu Rausch Verhältnis (Variabilität des Modells) abgeleitet werden. Am verlässlichsten wird gegenwärtig die Temperaturverteilung von den Modellen simuliert, während der Niederschlag noch unzureichend wiedergegeben wird (US NAS, 1982). Die dreidimensionalen Klimamodelle stellen zur Zeit die besten Hilfsmittel zur Untersuchung der Auswirkungen eines CO_2 Anstieges auf das Klima dar (siehe B2).

1.4 Sensitivitätsexperimente mit Klimamodellen für einen zeitabhängigen CO_2 Anstieg

Der größte Teil der Modelle, die den CO_2 Effekt auf das Klima untersuchen, berechnen den Gleichgewichtszustand des Klimasystems für eine zeitlich konstante CO_2 Konzentration. Modelle, die die zeitabhängige Reaktion des Klimasystems für einen kontinuierlichen CO_2 Anstieg betrachten, ergeben eine zeitliche Verzögerung des Temperaturanstiegs. Ursache hierfür ist die große thermische Trägheit des Ozeans.

Die zeitabhängige Reaktion des Klimasystems gegenüber einem CO_2 Anstieg ermittelten Hunt und Wells (1979) durch Kopplung eines Strahlungskonvektionsmodells mit einem Mischungsschichtmodell des Ozeans. Die thermische Trägheit des Ozeans führt zu einer Verzögerung des globalen Temperaturanstieges gegenüber den Ergebnissen aus Experimenten für einen zeitunabhängigen CO_2 Anstieg. Bei dieser zeitabhängigen Simulation betrug die Verzögerung durch den Ozean 8 Jahre.

Mit einem erweiterten Ozeanmodell, das Absinkprozesse in hohen Breiten und Aufquellvorgänge in niederen Breiten berücksichtigt, untersuchten Michael et al. (1981) die Rolle des Ozeans im Klimasystem. Dieses einfache Ozeanmodell ist mit einem global gemittelten Klimamodell gekoppelt. Zusätzlich wird der CO_2 Anstieg in der Atmosphäre mit Hilfe eines CO_2 Kreislauf-Modells simuliert. In Abhängigkeit vom Wärmetransport in die Tiefsee ergibt sich für eine angenommene CO_2 Konzentration von 501 ppm im Jahre 2020, eine Temperaturerhöhung zwischen $1,2^\circ\text{C}$ und $1,5^\circ\text{C}$. Der Wert der entsprechenden Simulation ohne Berücksichtigung des Ozeaneffekts beträgt $2,2^\circ\text{C}$. Eine

Erhöhung des Wärmetransportes verringert den Temperaturanstieg und verlängert damit die Verzögerungszeit, die hier in der Größenordnung von 40 Jahren liegt.

Neben diesen global gemittelten Ergebnissen ist die breitenabhängige Reaktion des Klimasystems gegenüber einem CO_2 Anstieg von Interesse. Schneider und Thompson (1981) zeigen, daß die zonal gemittelte Reaktion des Klimasystems von der Land-Meer-Verteilung und dem polwärts gerichteten Wärmetransport in der Atmosphäre und im Ozean abhängt. Die resultierende Klimaänderung unterscheidet sich wesentlich von den Ergebnissen für die Simulation eines zeitunabhängigen CO_2 Klimaexperiments, da der Ozean eine verzögernde Rolle im Klimageschehen spielt.

Bryan et al. (1982) untersuchen diese Frage weiter, indem sie ein dynamisches Ozeanmodell mit einem dreidimensionalen atmosphärischen Zirkulationsmodell koppeln und damit die zeitabhängige Reaktion des Klimasystems auf eine plötzliche Vervierfachung des CO_2 Anstiegs in der Atmosphäre simulieren. Diese Untersuchungen, die noch im Anfangsstadium stehen, zeigen jedoch, daß Sensitivitätsstudien für eine konstante CO_2 Konzentration einen Überblick über den Trend der zonal gemittelten Meeresoberflächentemperatur geben können.

Die hier dargestellten Sensitivitätsexperimente zeigen einen Verzögerungseffekt des Ozeans gegenüber einem CO_2 -induzierten Temperaturanstieg. Diese Ergebnisse bedürfen einer weiteren Bestätigung durch Modellrechnungen mit einem vollständigen Atmosphäre-Ozean gekoppelten Zirkulationsmodell.

1.5 Klimaprognose mit Klimamodellen

Die Grenze der Wettervorhersage liegt gegenwärtig bei einigen Tagen, und die absolute Grenze der Vorhersagbarkeit täglicher Wetterfluktuationen wird wahrscheinlich nicht über einige Wochen hinausgehen. Da diese keiner Periodizität unterliegen, wird es auch nicht möglich sein, die tägliche Wetterabfolge für eine Jahreszeit, oder für Jahrzehnte oder gar Jahrhunderte vorherzusagen. Lediglich die mittleren Eigenschaften des Klimasystems sind erfassbar.

Lorenz (1975) hat für die praktische Anwendung der Klimamodelle zwei Arten der Klimavorhersage unterschieden. Bei der Vorhersage der 1. Art wird die interne zeitliche Entwicklung des Klimasystems bei festgehaltenen externen Randbedingungen bestimmt. Diese Stabilitätsbetrachtung des Klimas geht davon aus, daß die Autovariationen des Klimasystems und deren Wechselwirkung ohne äußere Einwirkung Klimaänderungen hervorrufen können. Untersucht werden dabei Phänomene der Transitivität (d.h. bei konstanten externen Einwirkungen gibt es nur einen stabilen Klimazustand, der auch bei Störungen immer wieder in den alten Gleichgewichtszustand zurückfindet); der Intransitivität (d.h. es gibt keinen stabilen Klimazustand, so daß bei Störungen ein Übergang in einen beliebigen anderen Klimazustand möglich ist); oder der Fast-Intransitivität (d.h. die Existenz eines Klimasystems mit mehreren quasistabilen Klimazuständen und sprunghaften Übergängen). Konkret können mit dieser Art der Vorhersage z.B. die klimatischen Bedingungen über Jahrzehnte oder auch Jahrtausende erfaßt werden, was im ersten Fall z.B. für die Landwirtschaft, und im zweiten Fall z.B. für das Studium der Eiszeiten von Interesse wäre.

Klimavorhersagen der 2. Art simulieren den Gleichgewichtszustand des Klimas für zeitlich konstante Randbedingungen. Mit diesen Sensitivitätsstudien wird die Reaktion des internen Klimamodellsystems auf künstlich herbeigeführte Änderungen im internen System (etwa durch Ausschalten der Rückkopplungsmechanismen) oder auch im externen System (etwa durch eine Erhöhung des CO₂ Gehalts in der Atmosphäre) untersucht.

Literaturverzeichnis

- Bach, W. (1982): Gefahr für unser Klima: Wege aus der CO₂ Bedrohung durch sinnvollen Energieeinsatz, C.F. Müller-Verlag, Karlsruhe
- Bryan, K., F.G. Komro, S. Manabe and M.J. Spelman (1982): Transient climate response to increasing carbon dioxide, Science, 215, 56-58
- Clark, W.C. (ed.) (1982): Carbon Dioxide Review: 1982, Oxford Univ. Press, Oxford
- Hunt, B.G. and N.C. Wells (1979): An assessment of the possible future climatic impact of carbon dioxide increases based on a coupled one-dimensional atmosphere-oceanic model, J.Geophys. Res., 84, 787-791
- Lorenz, E.N. (1975): Climate predictability, In: The physical basis of climate modeling, GARP No 16, 132-136, WMO, Geneva.
- Michael, P., M. Hoffert, M. Tobias and J. Tichler (1981): Transient climatic response to changing carbon dioxide concentrations, Climatic Change 3, 137-153
- Ramanathan (1981): The role of ocean-atmosphere interactions in the CO₂ climate problem, J. Atmos. Sci. 38, 918-930
- Schlesinger, M.E. (1983): Simulating CO₂-induced climatic change with mathematical climate models: Capabilities, limitations and prospects, III 3-III 139, US DOE 021, Washington, D.C.
- Schneider, S. and S.L. Thompson (1981): Atmospheric CO₂ and climate: Importance of the transient response, J. Geophys. Res. 86, 3135-3147
- US NAS (1982): Carbon dioxide and climate: A second assessment, Washington, D.C.

2. Mögliche anthropogene Klimaänderungen und ihre Auswirkungen

Wilfrid Bach und Hans Josef Jung

Zur Erfassung von Klimaauswirkungen eines CO_2 -Anstiegs werden nun diese globalen Klimamodelle, die das komplexe Klimasystem so realistisch wie möglich widerspiegeln, benutzt.

2.1 Vorgehensweise

Die Zeitintegrationen werden durch das Modell für die folgenden drei CO_2 -Konzentrationen durchgeführt, nämlich für 300 ppm (auch $1 \times \text{CO}_2$ oder Standard-Fall genannt), 600 ppm ($2 \times \text{CO}_2$, also eine Verdopplung) und 1200 ppm ($4 \times \text{CO}_2$, d.h. eine Vervierfachung). Ein Vergleich der Unterschiede zeigt dann den Einfluß der jeweiligen CO_2 -Erhöhung auf das Klima an. Man geht dabei von einer Anfangsbedingung einer isothermen und trockenen Atmosphäre aus und integriert das $1 \times \text{CO}_2$ -Experiment über eine Zeitperiode von 1200 Tagen. Der Zustand der Modell-Atmosphäre am Ende der $1 \times \text{CO}_2$ -Integration bildet dann die Anfangsbedingung für die Integration über weitere 1200 Tage für die $2 \times \text{CO}_2$ und $4 \times \text{CO}_2$ -Fälle. Ein quasi Gleichgewichtsklima wird durch die Mittelung über die letzten 300 Tage einer jeden Integration erreicht.

Zur Erreichung des quasi Gleichgewichtszustands benötigt das herkömmliche 3-D GCM (ohne Wärmetransport im Ozean) rd. 300 Tage, bei Kopplung mit dem Ozean-Mischungsschichtmodell rd. 10 Jahre, und bei Einbeziehung des gesamten Ozeans würde es Tausende von Jahren dauern. Da die gekoppelten Atmosphäre/Ozeanmodelle einen beträchtlichen Computeraufwand erfordern, ist eine zeitlich synchrone Kopplung für ein vollständiges Modell nicht durchführbar. Es ist deshalb eine asynchrone Kopplungs-Technik vorgeschlagen worden, bei der die Berechnung der Atmosphäre über Tage bzw. Monate und die des Ozeans in zyklischer Art über mehrere Jahre hin erfolgt (Washington und Ramanathan, 1980). Gegenwärtig ist jedoch noch nicht klar, ob dabei ein wirklichkeitsnahe Gleichgewicht erreicht wird, d.h. ob die Lösungen aus der synchronen und asynchronen Kopplung vergleichbar sind.

Auf die Entwicklung eines Klimamodells erfolgt als erster Schritt der Vergleich der berechneten mit den beobachteten Werten. Abb. B5 zeigt ein Beispiel für eine Modellverifikation. Hier wird die mit dem gekoppelten Ozean-Atmosphäre 3-D GCM berechnete geographische Verteilung der mittleren Oberflächentemperatur für Februar mit den beobachteten Verteilungsmustern verglichen (Manabe und Stouffer, 1980 b). Im Allgemeinen reproduziert das Modell aber die jahreszeitliche Temperaturverteilung recht realistisch, so daß es gerechtfertigt erscheint, es für die Abschätzung der

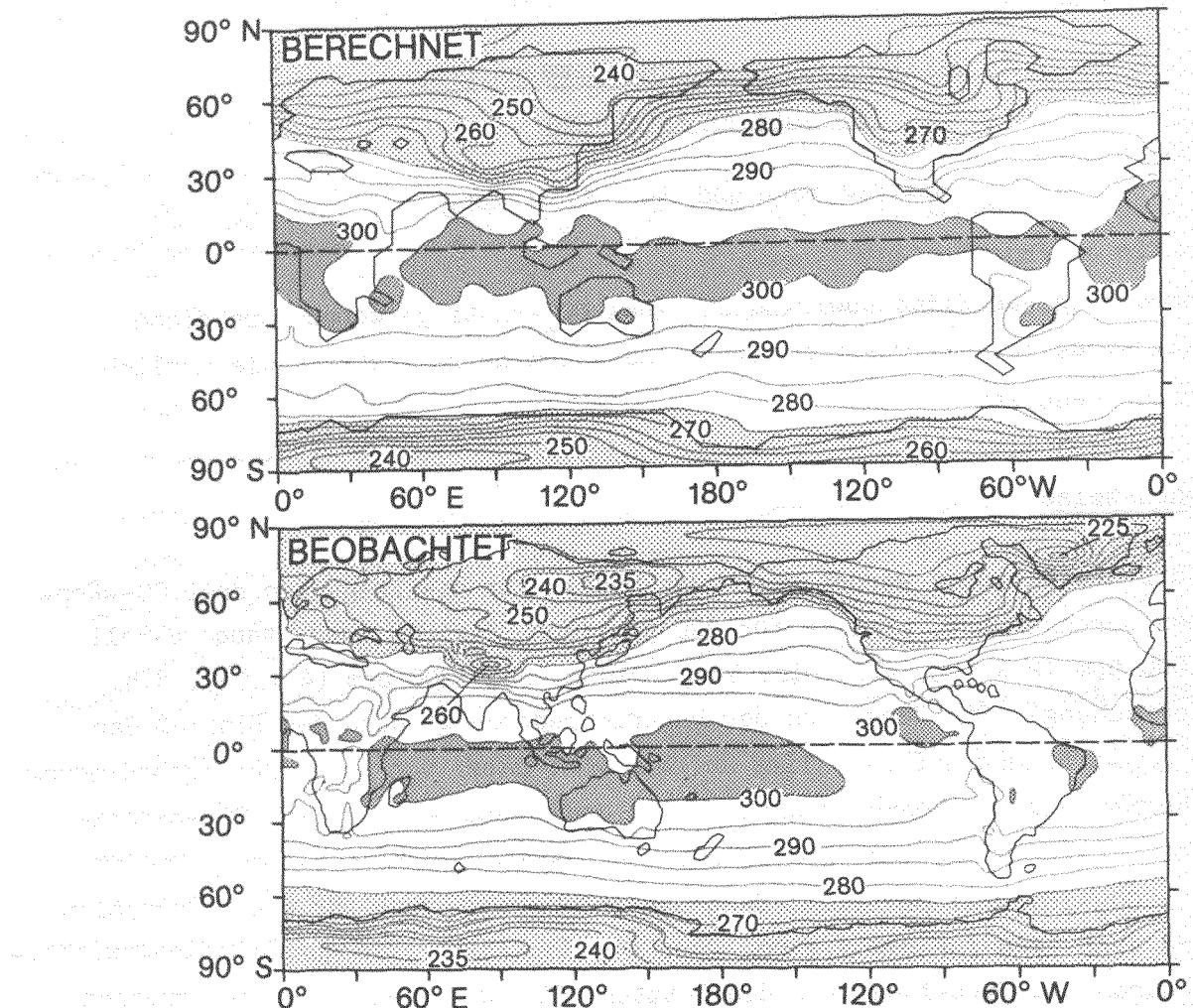


Abb. B5 Geographische Verteilung der mittleren monatlichen Oberflächentemperatur ($^{\circ}\text{K}$) für Februar. Oben: Berechnete Werte. Unten: Beobachtete Werte.

Quelle: Manabe und Stouffer (1980)

Reaktionen des Modellklimas auf eine CO_2 -Zunahme zu benutzen. Aus der Vielzahl der Sensitivitätsstudien wählen wir einige markante Beispiele aus, die wir nach ihren Reaktionen in einen thermischen und einen hydrologischen Bereich gruppieren.

2.2 Änderungen im thermischen Bereich

Abb.B6 zeigt die zonalgemittelte Breiten/Höhen-Temperaturverteilung der Modellatmosphäre als Reaktion auf eine CO_2 -Verdopplung ($2 \times \text{CO}_2$). Mittelt man die Temperaturen in der unteren Troposphäre über die nördliche Hemisphäre, erhält man die viel zitierte mittlere Temperaturzunahme von rd. 3°C für $2 \times \text{CO}_2$. Deutlich ist auch der starke Temperaturanstieg bis zu 8°C in polaren Breiten und eine Abnahme um den gleichen Betrag in der Stratosphäre über dem Äquator zu erkennen. Die Abkühlung in der Stratosphäre wird verursacht durch den starken Wärmeverlust infolge Ausstrahlung in den Weltraum bzw. Rückstrahlung in die Troposphäre. Die starke

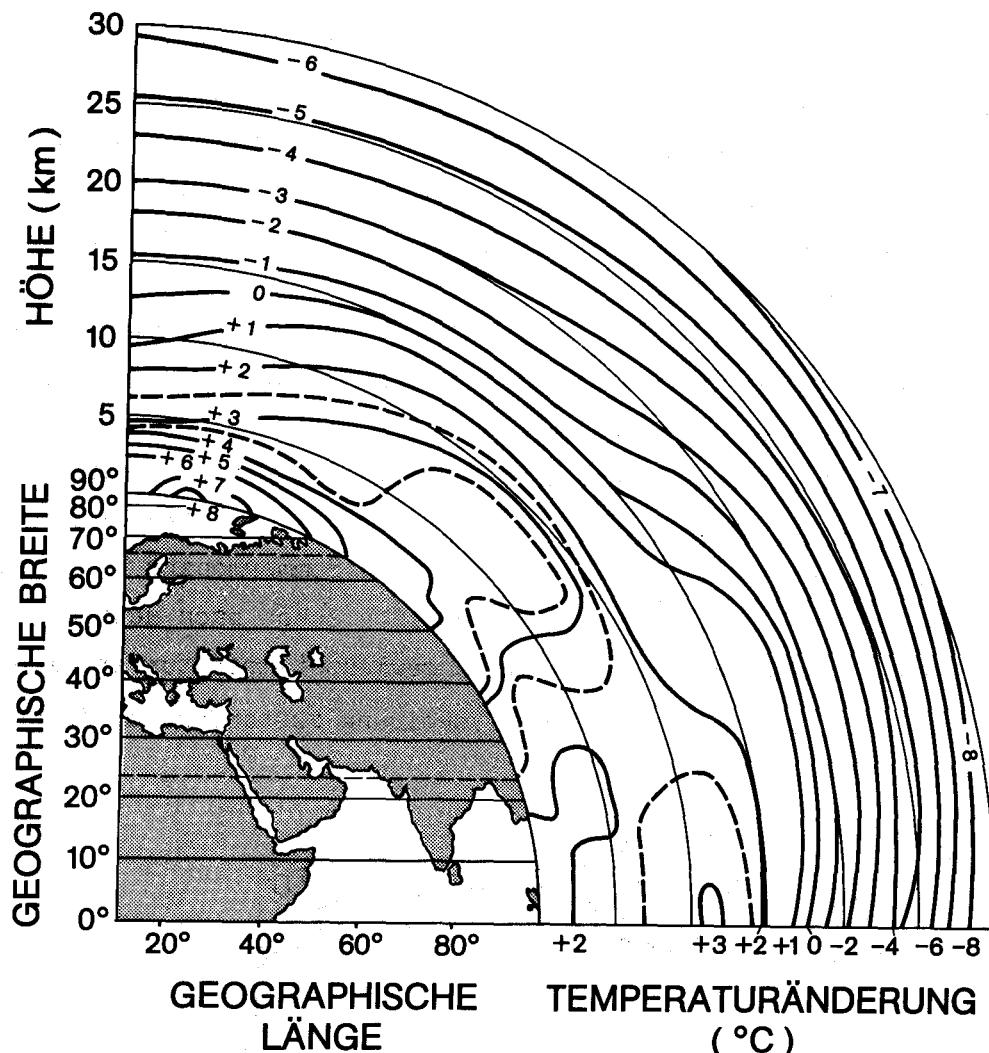


Abb. B6 Die Temperaturänderungen ($^{\circ}\text{C}$) in der Atmosphäre über der Nordhalbkugel bei einer CO_2 -Verdopplung

Quelle: Manabe und Wetherald (1980)

Temperaturzunahme zu den Polen hin und damit die Abschwächung des für die atmosphärische Zirkulation so wichtigen meridionalen Temperaturgradienten wird u.a. bedingt durch die polwärtige Verlagerung der stark reflektierenden Schnee- und Eisflächen, die starke Zunahme des Transports von latenter Wärme zu den Polen (siehe unten auch die Verstärkung des hydrologischen Zyklus), den Einschluß dieser zusätzlichen Wärmeenergie in die stabil geschichtete flache polare Troposphäre und die Überlappung der CO_2 - und H_2O -Absorptionsbande, die den CO_2 -Einfluß auf den Strahlungsfluß noch verstärken (Bach, 1980 a,b).

Wie wir oben gesehen haben, nimmt bei einer CO_2 -Verdopplung die Temperatur insbesondere in polaren Breiten stark zu. Budyko (1974) hat den Erwärmungstrend auf das arktische Treibeis mit einem Strahlungsbilanz-Modell untersucht mit dem Ergebnis, daß ein Anstieg der Sommertemperatur um 4°C ausreicht, das Treibeis voll-

kommen abschmelzen zu lassen. Dagegen fanden Parkinson und Kellogg (1979) mit Hilfe eines zeitabhängigen Treibeis-Modells, welches den Wärmefluß in und aus dem Eis sowie das jahreszeitliche Auftreten von Schnee und Eisbewegungen berücksichtigt, daß sich sogar bei einem Temperaturanstieg von 6 - 9°C das Treibeis im Winter immer wieder neu bildete. Sie erinnern daran, daß es während der letzten Million Jahre keinen ganzjährig eisfreien arktischen Ozean gegeben hat. Manabe und Stouffer (1980 a) haben mit einem Atmosphäre-Ozean gekoppelten globalen 3-D GCM den Einfluß einer Zunahme des CO₂-Gehalts auf 1200 ppm (4 x CO₂) auf den Jahresgang der Dicke des arktischen Treibeises untersucht. Wie der Vergleich zum Basis-CO₂-Gehalt (1 x CO₂) in Abb.B7 zeigt, wird nicht nur die Eisdicke drastisch reduziert, sondern das Treibeis verschwindet auch vollkommen sowohl im Sommer auf der Nordhalbkugel als auch im Winter auf der Südhalbkugel. Während der wolkenarmen Sommermonate heizt sich dann das offene Wasser rasch auf, so daß wahrscheinlich schon nach wenigen Jahren durch diese positive Rückkopplung eine neue Gleichgewichtstemperatur erreicht wird, bei der im Winter dann nur noch eine randliche Vereisung zustandekommt (Flohn, 1980).

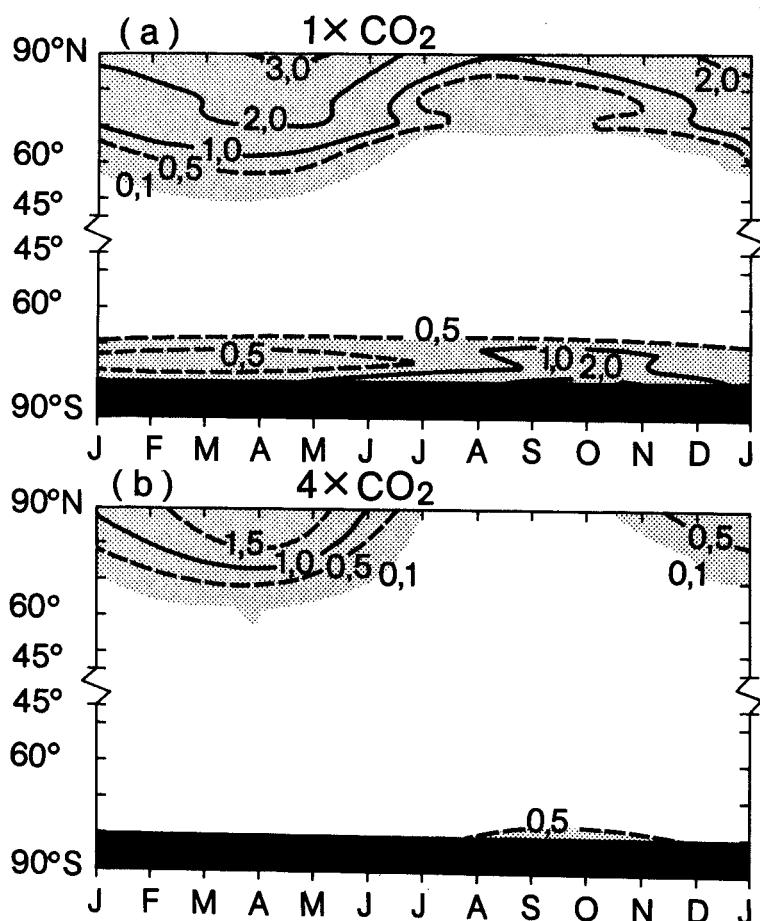


Abb. B7 Jahresgang der Dicke des arktischen und antarktischen Treibeises (m).

(a) Modellrechnung für den gegenwärtigen Zustand; (b) für eine Vervierfachung des CO₂-Gehalts auf 1200 ppm

Quelle: Manabe und Stouffer (1980)

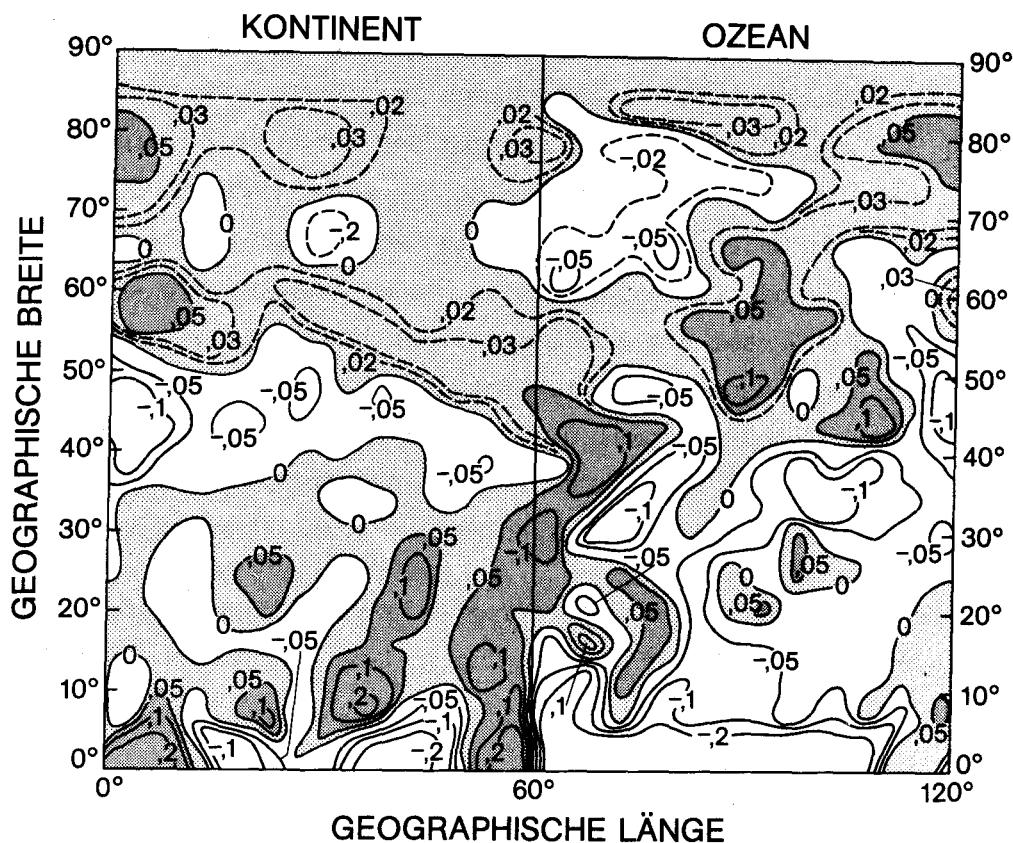


Abb.B7 Geographische Verteilung der Änderungsrate von Niederschlag minus Verdunstung bei einer CO_2 -Verdopplung. Angaben sind in cm/Tag

Quelle: Manabe und Wetherald (1980)

Der entscheidende Effekt ist, daß es dadurch zu einer weltweiten Umverteilung der Niederschläge und damit des Wasserhaushalts kommen kann.

2.3 Änderungen im hydrologischen Bereich

Alle Modellergebnisse zeigen, daß ein CO_2 -Anstieg eine Intensivierung des hydrologischen Zyklus* bewirkt und zwar um rd. 7 % für $2 \times \text{CO}_2$. Der Grund dafür liegt in der Zunahme der Gegenstrahlung zur Oberfläche (Glashaus-Effekt), was wiederum die Verdunstung und damit den Wasserdampfgehalt der Luft erhöht. Abb. B8 zeigt die Reaktion der Änderungsrate von Niederschlag P minus Verdunstung E ($P - E$ entspricht ungefähr der Abflußrate) auf eine CO_2 -Verdopplung. Wir erkennen eine Zunahme von $P - E$ entlang der Ostküste des Modell-Kontinents sowohl in den Tropen als auch in den Subtropen, was auf eine Intensivierung der Monsunregen schließen läßt. Die Zunahme von $P - E$ in subpolaren und polaren Breiten hängt u.a. davon ab, daß die Regenzone der gemäßigten Breiten polwärts verlagert wird (Manabe und Wetherald, 1980).

Dagegen finden wir zwischen dem 40. und 50. Breitengrad des Modell-Kontinents eine Abnahme von P - E, also eine Verringerung der verfügbaren Bodenfeuchtigkeit. Der relative Rückgang des Niederschlags in diesem Bereich erklärt sich wahrscheinlich aus der signifikanten Verringerung der turbulenten kinetischen Energie, die das Modell über diesem Gebiet feststellt. In einer neueren Studie zeigen Manabe, Wetherald und Stouffer (1981), daß in den mittleren Breiten des US-Kontinents im Frühjahr die Bodenfeuchtigkeit, im Sommer dagegen die Trockenheit, stark zunimmt. Da in diesem Gürtel die Kornkammern der USA liegen, kann das möglicherweise gravierende Auswirkungen auf die Landwirtschaft und damit die Welternährungssituation haben. An diesem Beispiel wird einmal mehr deutlich, wie wichtig gerade die regionale Verteilung von Klimaanomalien bei der Bewertung möglicher sozio-ökonomischer und damit politischer Folgen durch einen CO₂-Anstieg ist.

Zusammenfassend läßt sich anhand der Modellergebnisse das folgende Reaktionsschema plausibler Ereignisse aufstellen (Bach, 1980 b). Danach führt eine Zunahme des CO₂-Gehalts der Atmosphäre zu einer

- Erhöhung der Lufttemperatur, was zu einer
- Erhöhung des Wasserdampfgehalts und zu einer
- Erhöhung des Transfers von latenter Wärmeenergie zu den Polen führt; das wiederum führt zu einer
- Schwächung des meridionalen Temperaturgradienten, und zu einer
- Schwächung der Intensität der globalen atmosphärischen Zirkulation; das wiederum kann führen zu einer
- Beeinflussung der Temperatur- und Niederschlagsverteilung, und zu einer
- Beeinträchtigung der landwirtschaftlichen Produktivität sowie der Wasser- und Energieversorgung.

2.4 Einfluß auf die Ernährungssicherung

Eines der wichtigsten Menschheitsprobleme ist die Versorgung der zunehmenden Weltbevölkerung mit genügend Nahrungsmitteln (Bach et al., 1981). In Anbetracht der Tatsache, daß gegenwärtig schon rd. 400 Mill. Menschen hungern und in den nächsten 20 Jahren die Weltbevölkerung um weitere 2 Mrd. Menschen zunehmen wird, erscheint die Sicherstellung der Ernährung für die Menschheit als eine fast unlösbare Aufgabe.

Herstellung, Speicherung, Verteilung und Verbrauch von Nahrungsmitteln hängen von vielen untereinander verflochtenen Faktoren ab. Zu den wichtigsten Einflußfakto-

* (Niederschlag, Verdunstung, Bodenfeuchte)

ren gehören Ackerland, Arbeitskräfte, Kapital, Energie, technische Entwicklung, Bevölkerungsgröße, Sozialstruktur, wirtschaftliche Entwicklung und nicht zuletzt das Klima, das eine der unsichersten Variablen in der gesamten Nahrungsmittelherstellung darstellt (Schneider und Bach, 1981).

Die Notwendigkeit, die landwirtschaftlichen Erträge durch die Einführung besonders ertragreicher, aber zugleich klimatisch spezialisierter Sorten, steigern zu müssen, hat die Anfälligkeit der Nahrungsmittelherstellung gegenüber Klimavariationen erhöht. Darüberhinaus können Klimaanomalien in den verschiedenen Erzeugerländern gleichzeitig auftreten. Dadurch kann es zu einer weltweiten Nahrungsmittelverknappung und in den devisenschwachen Entwicklungsländern zu Hungersnöten kommen.

Die Welternährung beruht zu 70% auf Getreide (Coakley und Schneider, 1976). Die Veränderungen in der Welternährungslage seien deshalb an den Änderungen des Weltgetreidehandels demonstriert. Wie Tab.B1 zeigt, hat in den letzten 40 Jahren ein deutlicher Wandel stattgefunden, wobei die bevölkerungsreichsten Regionen von Nettoexporteuren zu starken Nettoimporteuren von Getreide geworden sind. Die Importe für Afrika, wo sich in jüngerer Zeit insbesondere in der Sahelregion die Hungerkatastrophen häufen, sind wahrscheinlich nur deshalb so niedrig, weil für die devisenschwachen Länder dieser Region das auf dem Weltmarkt angebotene Getreide zu teuer ist. Seit mindestens 10 Jahren erwirtschaften nur noch zwei Regionen, nämlich die USA/Kanada und Australien/Neuseeland, Getreideüberschüsse. Klimaanomalien und Klimaänderungen in diesen Kornkammern würden für einen großen Teil der Weltbevölkerung katastrophale Folgen haben.

Tabelle B1: Änderungen im Weltgetreidehandel (Mill. t) von 1934 - 80

Region	1934-38	1948-52	1960	1970	1976	1978	1980
Nordamerika	+ 5	+ 23	+ 39	+ 56	+ 94	+104	+131
Lateinamerika	+ 9	+ 1	0	+ 4	- 3	0	- 10
Westeuropa	- 24	- 22	- 25	- 30	- 17	- 21	- 16
Osteuropa und UDSSR	+ 5	0	0	0	- 25	- 27	- 46
Afrika	+ 1	0	- 2	- 5	- 10	- 12	- 15
Asien	+ 2	- 6	- 17	- 37	- 47	- 53	- 63
Austral. & Neuseel.	+ 3	+ 3	+ 6	+ 12	+ 8	+ 14	+ 19

+ = Nettoexport; - = Nettoimport

Nach Coakley und Schneider (1976); Brown (1980, 1981)

Die sicherste Methode, um sich gegen klima-induzierte Hungerkatastrophen zu schützen, ist die Anlage eines Getreidevorrats in den Verbraucherländern (Schneider und Mesirow, 1976). Eine Aufstellung der Weltgetreidereserven zeigt aber, daß sie in den letzten 20 Jahren erheblich abgenommen haben (Brown, 1978, 1981). Konnte im Jahre 1960 die Weltbevölkerung mit den vorhandenen Getreidevorräten noch rd. 102 Tage lang ernährt werden, so waren es im Jahre 1980 nur noch 40 Tage.

Die Welternährungslage sieht also keineswegs rosig aus, und daran wird sich bei der rapiden Bevölkerungszunahme sicher auch nicht viel ändern. Deshalb ist die Frage, ob zusätzlich zu den schon wirksamen natürlichen Klimaeinflüssen eine CO_2 -induzierte Klimaänderung die Ernährungslage beeinflussen kann, mehr als nur von akademischem Interesse.

Modellrechnungen zeigen, daß die CO_2 -induzierte Erwärmung mit der geographischen Breite zunimmt und damit die für die Landwirtschaft geeigneten Zonen polwärts verschiebt (US NAS, 1977 a). Dabei gilt als Faustregel, daß eine Änderung der sommerlichen Lufttemperatur am Boden um 1°C die Vegetationsperiode um rd. 10 Tage verlängert oder verkürzt (Kellogg, 1978).

Die bei einer Erwärmung erwartete Beschleunigung des hydrologischen Kreislaufs hat ambivalente Auswirkungen. Zwar können einige Regionen von reichlichen Niederschlägen profitieren, während andererseits die erhöhte Evapotranspiration die Erträge auch wieder zu schmälern vermag. Allgemein gilt, daß diejenigen Kulturpflanzen die höchsten Erträge liefern, die sich im Laufe der Zeit an die klimatischen Bedingungen und die Bodenverhältnisse ihres Standorts optimal angepaßt haben (Andreae, 1980). Hochentwickelte Landwirtschaften haben diesen Umstand stets genutzt. Eine Verschiebung der Klimazonen könnte daher erheblichen Schaden anrichten, weil sie zu Standortverlagerungen zwingt und damit zum Verlust der optimalen Anbaubedingungen führt. Besonders betroffen wäre das Hauptüberschußgebiet der Welt, nämlich der mittlere Westen der USA mit seinen zonal angeordneten Monokulturen zur Erzeugung von Mais, Weizen und Erdnüssen. Eine Verschiebung nach Norden zu den weniger geeigneten Böden in den glazialen Erosionsgebieten könnte zu einer Ertragsminderung führen.

Es ist wichtig festzuhalten, daß jede Anbauart unterschiedlich auf die einzelnen Klimaeinflüsse reagiert. Hier können jedoch nur die Ergebnisse für die drei wichtigsten Getreidearten, nämlich Mais, Weizen und Reis, zusammengefaßt werden. Weitergehende Ausführungen befinden sich z.B. in Bach (1978; 1979a); Schneider und Bach (1980) und Bach et al. (1981).

Die landwirtschaftliche Produktivität hängt u.a. ab von technischen Innovationen(z.B. neuartigen Geräten, Bewässerungsmethoden, Züchtung neuer und resistenter Arten, Varianten von Dünge- und Pestizidmitteln); Umweltstress(z.B. Ungezieferplagen); sozialen Faktoren(z.B. Agrar- und Wirtschaftsstruktur) und nicht zuletzt von der Klimavariabilität. McQuigg et al.(1973) gelang es mit ihrem semi-empirischen Modell zur Erfassung der US-Maisproduktion unter Verwendung historischer Klimadaten seit 1890 und unter Festbeschreibung "technologischer" Faktoren auf den Stand von 1973 die Klimaeinflüsse zu isolieren. Die Ergebnisse in Abb.B 9 zeigen deutlich die sehr niedrigen Maiserträge(weniger als 8t/ha) für die Dürreperiode von 1930-40 mit den berüchtigten Staubstürmen und im Vergleich dazu die höheren Erträge (mehr als 9 t/ha) für die sog. Hochertragsperiode von 1957-1972. Während der Dürreperiode registrierte man Niederschläge, die unter und Temperaturen, die über dem langjährigen Mittelwert lagen; in der Hochertragsperiode waren die Verhältnisse genau umgekehrt(Abb.C). Die Ansichten, welcher Anteil der Erträge aus der Hochertragsperiode auf das Konto des günstigen Wetters und welcher auf das Konto anderer Faktoren geht, gehen bis heute weit auseinander. McQuigg et al. versichern jedoch, daß die Wahrscheinlichkeit des Auftretens einer weiteren 15-Jahresperiode mit einem so günstigen Klima und mit ähnlich hohen Erträgen nur bei 1 zu 10 000 liegt.

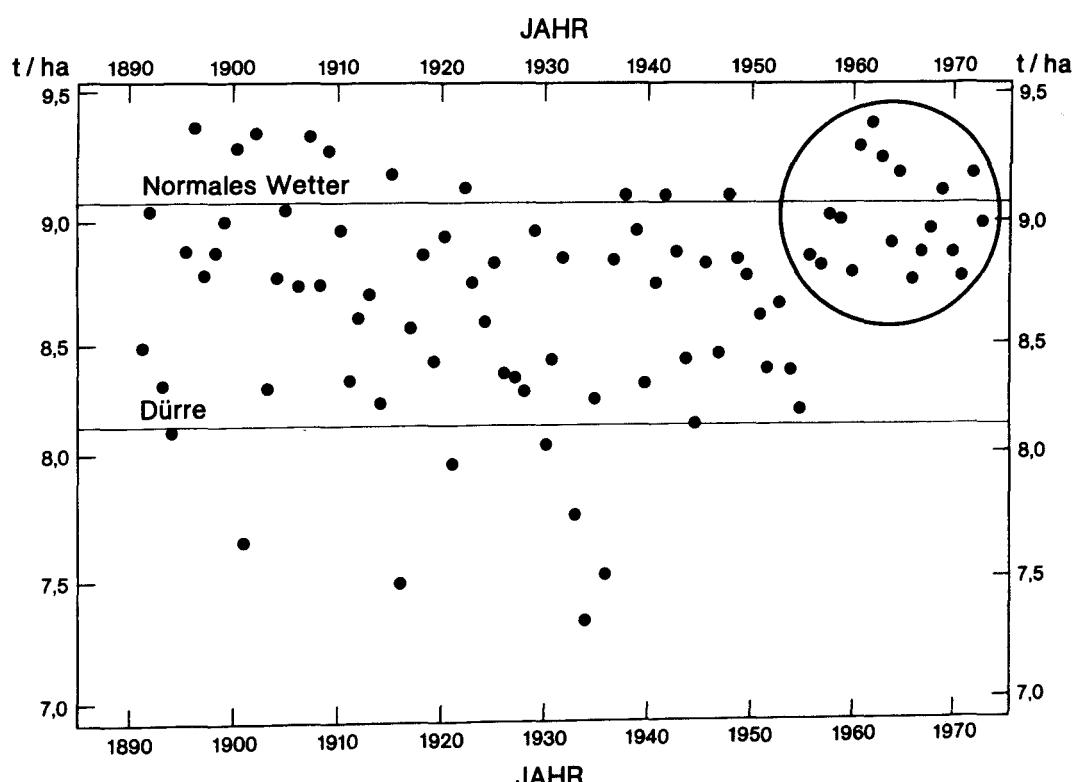


Abb.B9 Simulierte durchschnittliche Maiserträge für den Technologiestand von 1973 und für die gewichtete Anbaufläche der 5 Staaten: Ohio, Indiana, Illinois, Iowa und Missouri

Quelle: McQuigg et al. (1973)

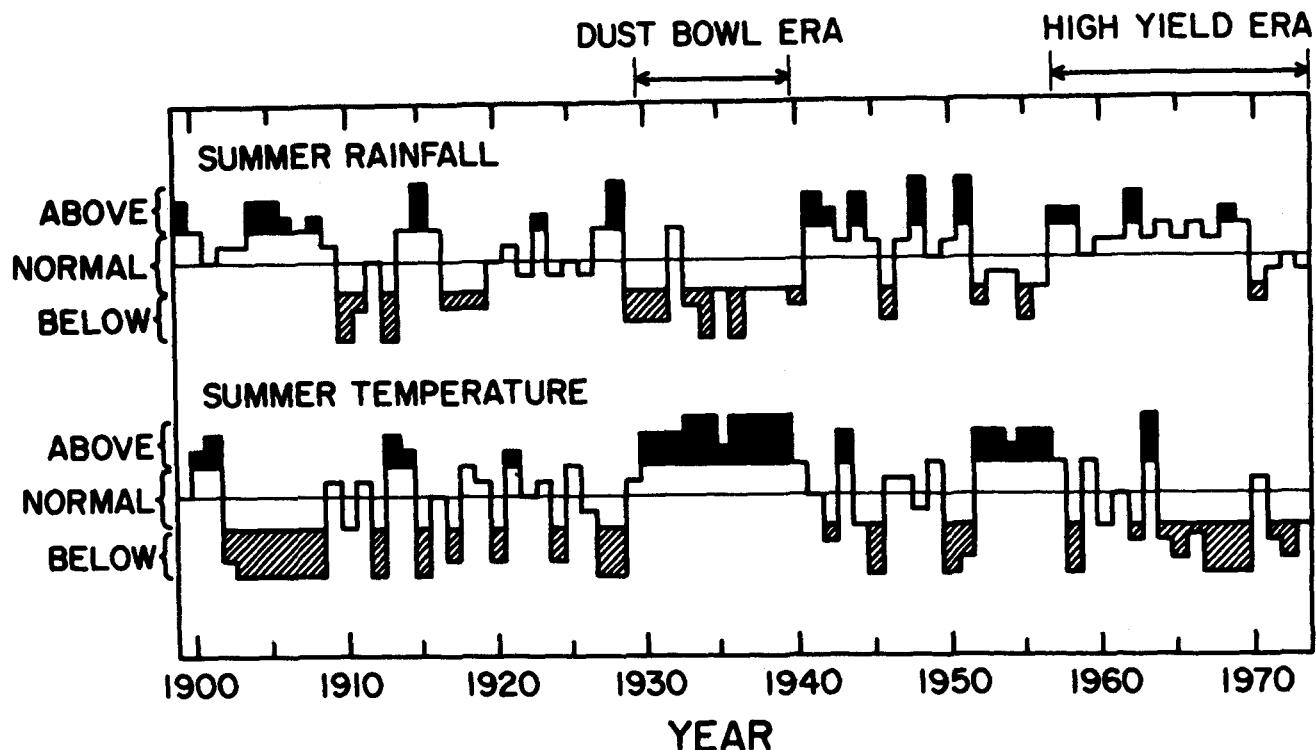


Abb.B10 Variabilität von Niederschlag und Temperatur im Sommer von 1900 - 1970
in den 5 Staaten des US-Weizengürtels (Oklahoma, Kansas, Nebraska,
S. Dakota und N. Dakota)

Quelle: Gilman (1974): Präsentiert auf der 140. AAAS-Konferenz
in San Francisco am 27.2.1974

Wie würde sich nun eine CO_2 -induzierte Klimaänderung auf die Maisproduktion auswirken? Tab.B2 zeigt, daß bei einer Temperaturzunahme um 2°C , die wir im Laufe des 21. Jahrhunderts erwarten, im US-Maisgürtel sowohl bei einer Niederschlagszunahme als auch -abnahme die Maisproduktion um 20-26% abnehmen würde. Änderungen in diesen Größenordnungen müßten schwerwiegende wirtschaftliche Folgen haben. Im allgemeinen gilt für die amerikanische Kornkammer, daß ein kühleres und feuchteres Klima die Maiserträge erhöhen, wärmere und trockenere Bedingungen sie jedoch verringern würde (Benci et al., 1975).

Der Weizen zählt wie der Mais zu den wichtigsten Getreidearten der Welt. Er unterscheidet sich von anderen Getreidearten dadurch, daß er eine längere Wachstumsperiode und etwas höhere Wachstumsmimumtemperaturen braucht, und daß die verschiedenen Sorten unterschiedlich auf zu hohe und zu niedrige Temperaturen reagieren. Während der Wachstumszeit, und zwar zwischen Blüte und Fruchtansatz, ist er besonders gegen Hitze ($>35^\circ\text{C}$) empfindlich.

Eine ähnliche Änderung in den Temperatur- und Niederschlagsfeldern wie für Mais würde im US-Weizengürtel mit rd. 10% zu einer etwas geringeren Ertragsminderung führen (Tab.B2). Andere wichtige Regionen der Weizenerzeugung, wie z.B. Kasachstan in der UdSSR, würden für eine Temperaturerhöhung von 1°C und eine Niederschlagsabnahme von 10% sogar eine Ertragseinbuße von 20% erleiden (Ramirez et al., 1975).

Tabelle B2: Mögliche Auswirkungen einer Klimaänderung auf die Mais-, Weizen- und Reiserträge in den Hauptanbaugebieten ausgedrückt in Prozent der Durchschnittserträge

Bei einer Niederschlagsänderung (%) von	Änderung der Maiserträge (%) im U.S. Maisgürtel ¹⁾ bei einer Temperaturänderung (°C) von				
	- 2°	- 1°	0°	+ 1°	+ 2°
- 20	+ 19,8	+ 8,4	- 2,9	- 14,2	- 25,6
- 10	+ 21,2	+ 9,8	- 1,5	- 12,8	- 24,2
0	+ 22,7	+ 11,3	0	- 11,3	- 22,7
+ 10	+ 24,2	+ 12,8	+ 1,5	- 9,8	- 21,2
+ 20	+ 25,2	+ 14,2	+ 2,9	- 8,4	- 19,8

Änderung der Weizerträge (%) im U.S. Weizengürtel ²⁾ bei einer Temperaturänderung (°C) von						
- 2°	- 1°	- 0,5°	+ 0,5°	+ 1°	+ 2°	
- 20	0	+ 0,6	- 0,4	- 3,4	- 5,5	- 9,7
- 10	+ 2,5	+ 1,8	+ 0,7	- 2,2	- 5,8	- 8,6
+ 10	+ 3,2	+ 3,1	+ 1,4	- 1,7	- 3,6	- 7,8
+ 20	+ 3,2	+ 2,0	+ 1,0	- 2,0	- 3,7	- 8,7

Änderung der Weltreiserträge (%) bei einer Temperaturänderung (°C) von						
- 2°	- 1°	- 0,5°	+ 0,5°	+ 1°	+ 2°	
- 15	- 19	- 13	- 8	- 4	0	+ 3
- 10	- 17	- 11	- 6	- 2	+ 2	+ 5
- 5	- 13	- 7	- 2	+ 2	+ 6	+ 9
+ 10	- 5	+ 1	+ 6	+ 10	+ 14	+ 17
+ 20	- 3	+ 3	+ 8	+ 12	+ 16	+ 19

+ = Ertragssteigerung; - = Ertragsminderung

1) Zum U.S.-Maisgürtel gehören: Indiana, Illinois, Iowa, Missouri, Nebraska, Kansas

2) Zum U.S.-Weizengürtel gehören: Indiana, Illinois, Oklahoma, Kansas, S. und N. Dakota

Quellen: für Maiserträge Benci et al. (1975); für Weizerträge Ramirez et al. (1975); für Reiserträge Stansel und Huke (1975)

Für die ärmsten und am dichtesten besiedelten Regionen der Welt ist Reis die Hauptnahrung, und bildet damit für ein Drittel der Menschheit die Gewähr fürs Überleben. Wie die Modellrechnungen oben gezeigt haben, ist die Temperaturzunahme in den niederen Breiten gering, und zusätzlich wird der Wasserkreislauf aktiviert. Danach müßte aufgrund der Angaben in Tab.B2 mit einer Zunahme der Weltreiserträge zwischen 10 und 16% zu rechnen sein (Stansel und Huke, 1975).

Nach diesem Überblick hat es den Anschein, als ob durch eine mögliche CO₂-induzierte Klimaänderung die zukünftige Weltreiserzeugung begünstigt, die Mais- und Weizenproduktion in den USA und der UdSSR dagegen benachteiligt würde. Der europä-

ische Getreideanbau wird wahrscheinlich wegen der geringeren Feuchtigkeitsschwankungen weniger stark beeinflußt.

Es besteht auch die Möglichkeit, daß sich die technisierte Landwirtschaft durch Umzüchten der Getreidesorten den Klimaschwankungen anpaßt. Wichtig ist dabei, daß die Klimaänderung nicht zu schnell erfolgt, sodaß die Pflanzen genügend Zeit zum Anpassen haben. Schädlich für die Landwirtschaft ist nicht so sehr eine allmähliche Klimaänderung, sondern eine Zunahme der Wetterextreme und jährlichen Witterungsschwankungen, die als Begleiterscheinung erwartet wird.

In den oben gemachten Aussagen blieben die nicht un wesentlichen Einwirkungen durch Schädlinge unberücksichtigt. Die jährlichen Schäden in der Land- und Forstwirtschaft sind jedoch beträchtlich. Sogar in den USA fallen ihnen trotz aller chemischen und nicht-chemischen Bekämpfungsmethoden rd. 37% der landwirtschaftlichen- und rd. 25% der forstwirtschaftlichen Produktion zum Opfer (Pimentel, 1980).

Die Vermehrung tierischer Schädlinge ist stark temperaturabhängig. So produzieren z.B. einige Insektenweibchen innerhalb von 2-4 Wochen 500-2000 Nachkommen. Eine wärmere und längere Wachstumsperiode könnte zu 1-3 zusätzlichen Generationen und damit zu einem exponentiellen Anstieg der Schädlinge führen. Zu warme Winter würden die Schädlingssterblichkeit weiter reduzieren. Geringerer Schneefall und Frost hätten jedoch den umgekehrten Effekt.

Höhere Temperaturen könnten auch die Insektenbekämpfung ungünstig beeinflussen, da die Wirksamkeit der Pestizide abnimmt. Ähnliches gilt auch für die Unkrautvertilgung, da unter warmen und trockenen Bedingungen die physiologische Tätigkeit der Unkräuter stark herabgesetzt ist, wodurch die toxische Wirkung der Herbizide nicht voll zur Geltung kommen kann. Unter warmen und feuchten Bedingungen vermehren sich Pflanzenkrankheiten besonders gut und führen zu beträchtlichen Ernteschäden. Die Vermutung liegt nahe, daß ein milderes Klima (mit milderem Wintern und einer verlängerten Wachstumsperiode) das Pflanzenschutzproblem noch verschärft.

Klimafaktoren können aber auch eine nützliche Rolle bei der sog. integrierten Schädlingsbekämpfung spielen. So kann man z.B. eine nicht-schädliche Fadenwurmart züchten, die sich besonders gut bei hoher Temperatur und Luftfeuchtigkeit vermehrt, um sie dann zur Vertilgung schädlicher Insekten zu benutzen (Klingauf, 1981). Biologisch/klimatologische Kontrollmethoden wie diese, verbesserte Anbaumethoden, Erhöhung der Widerstandsfähigkeit der Pflanzen und die Erhaltung des Artenreichtums sind einige der Möglichkeiten, die das Risiko einer vom Klima begünstigten Ertragsminderung durch Schädlinge verringern können (Hekstra, 1981).

Unter optimalen Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnissen kann die CO_2 -Zunahme in der Atmosphäre die Blatt-Photosynthese ankurbeln und damit zu einer verstärkten Pflanzenproduktion führen, wie sich durch Experimente unter bestimmten Bedingungen nachweisen läßt(Rosenberg, 1981). Für natürliche Bedingungen trifft das aber offenbar nicht zu, da die Verfügbarkeit von Nährstoffen und Wasser für das Wachstum entscheidender ist(Van Keulen et al., 1980). Darüberhinaus gibt es bisher keine Anzeichen für eine Änderung der Netto- CO_2 -Assimilationsrate durch die beobachtete CO_2 -Zunahme (Goudriaan und Ajtay, 1979). Es ist deshalb unwahrscheinlich, daß die durch die CO_2 -Erwärmung ausgelöste Ertragsminderung durch eine CO_2 -bedingte Wachstumszunahme der Biomasse ausgeglichen werden könnte(Pimentel, 1981).

Ein Vergleich der Witterungsgeschichte Mitteleuropas mit dem Getreidepreisindex zeigt deutlich, daß Klimaextreme in den vergangenen 400 Jahren immer zu deutlichen Preissteigerungen geführt haben(Flöhn, 1978a; 1981a). Wie die Geschichte zeigt, hatten Klimaanomalien häufig Hungersnöte und soziale Unruhen zur Folge. So waren z.B. die Dürren und Mißernten von 1788/89 in Frankreich u.a. ein auslösendes Element für die Französische Revolution; und die kalten und nassen Jahre zwischen 1845 und 1850 lösten in Irland die Kartoffel-Hungersnot aus und zwangen fast eine ganze Nation zur Auswanderung in die USA, während sie auf dem europäischen Kontinent die Revolution von 1848 stark mitbeeinflußte. Auch in unserer hochtechnisierten Zeit geht die Klimaeinwirkung auf dem Agrar- und Preissektor unvermindert weiter. In den USA, dem bisher einzigen Land, wo seit 1980 Monat für Monat alle Klimaschäden im Agrarbereich systematisch erfaßt werden, verursachte die Hitze- und Dürreperiode von 1980 einen Gesamtschaden von rd. 19,3 Mrd. Dollar(US DOC, 1980).

Es wird oft behauptet, daß es bei einer globalen Erwärmung Gewinner und Verlierer gäbe, und daraus leiten einige ab, daß sich die positiven und negativen Wirkungen die Waage hielten. Weiter wird behauptet, daß sich mit der Züchtung von neuartigen Getreidesorten und damit höheren Erträgen die Schäden durch Klimaeinflüsse ausgleichen ließen. Die Erfahrungen aus der jüngeren Vergangenheit geben aber keinen Anlaß zu diesem Optimismus(Bach, 1979b). Im Gegenteil, sofern Getreideüberschüsse vorhanden, gehen sie vorwiegend in solche Länder, die dafür bezahlen können. In der Vergangenheit waren das die UdSSR und die Volksrepublik China; und in den Sahelstaaten Afrikas halten die Hungersnöte unvermindert an. An diesen trüben Aussichten wird sich auch in Zukunft nicht viel ändern, da gerade in den Entwicklungsländern der Bevölkerungsdruck stark zunimmt und das Potential zu Ertragssteigerungen aus Energie-, Kapital- und sozialpolitischen Erwägungen heraus sehr begrenzt ist. Die Verlierer waren also bisher vorwiegend die Entwicklungsländer.

Sollte es zu der CO_2 -induzierten Klimavariabilität im mittleren Westen der USA kommen, dann wären zum ersten Mal viele Industrieländer davon betroffen, denn schließlich sind Getreideexporte im großen Stil nur aus den US-Kornkammern zu erwarten. Die Folge für Europa wären vor allem verminderte Futtermittelimporte mit allgemeinen Preissteigerungen insbesondere für Fleisch.

2.5 Einfluß auf Antarktis und Arktis

Das Abschmelzen der arktischen Eismassen und das Ansteigen des Meeresspiegels sind die Prozesse, die am häufigsten in der Öffentlichkeit mit einer CO_2 -induzierten Erwärmung in Verbindung gebracht werden. Wir wollen nun im einzelnen untersuchen, welche der Abläufe am ehesten eintreffen und die Menschheit am stärksten beeinflussen könnten.

Zu den Komponenten der Kryosphäre, die durch eine Erwärmung beeinflußt werden könnten, gehören das arktische Treibeis, die Eisschilde Grönlands und der West- und Ostantarktis sowie die Gletscher und Schneedecken auf den Kontinenten. Aufgrund der gegenwärtigen Massenverteilungen könnten sich bei einem hypothetischen völligen Abschmelzen folgende Meeresspiegelanstiege ergeben(Hollin, 1980): Für den Eisschild der Ostantarktis rd. 60 m, für die Eisschilde der Westantarktis bzw. Grönlands je 6 m; und für die Gletscher und Schneedecken rd. 0,3 m.

Welche Effekte sind nun bei der zu erwartenden CO_2 -induzierten Klimaänderung in der nahen Zukunft, d.h. für etwa die nächsten 100 Jahre möglich? Ein völliges Abschmelzen des arktischen Treibeises würde den Meeresspiegel überhaupt nicht beeinflussen, da es mit ihm im Schwimmgleichgewicht steht(Flohn, 1980). Wohl aber könnte es durch die Verminderung der Albedo zu einer starken Beeinflussung des Klimasystems kommen(Parkinson und Kellogg, 1979; Hollin und Barry, 1979). Strahlungsbilanzabschätzungen lassen für den Eisschild Grönlands ein nur langsames sich über Jahrtausende hinziehendes Abschmelzen erwarten. Dabei könnten Meeresspiegelschwankungen auftreten, die den heutigen(1,2 mm/a)vergleichbar wären. Bei Oberflächentemperaturen von -20°C im Sommer und Jahresmitteltemperaturen von -50° bis -60°C wäre jedoch der Eisschild der Ostantarktis der erwarteten Erwärmung gegenüber relativ unempfindlich.

Anders ist die Situation bei der kleineren, nur etwa 10% der gesamten Eismasse umfassenden, Westantarktis; hier haben alle ernst zunehmenden Befürchtungen eines bevorstehenden Meeresspiegelanstiegs ihren Ursprung(Mercer, 1978). Wie Abb.B11 zeigt, ruhen rd. 70% des westantarktischen Eisschildes (schraffierte Fläche) auf einem

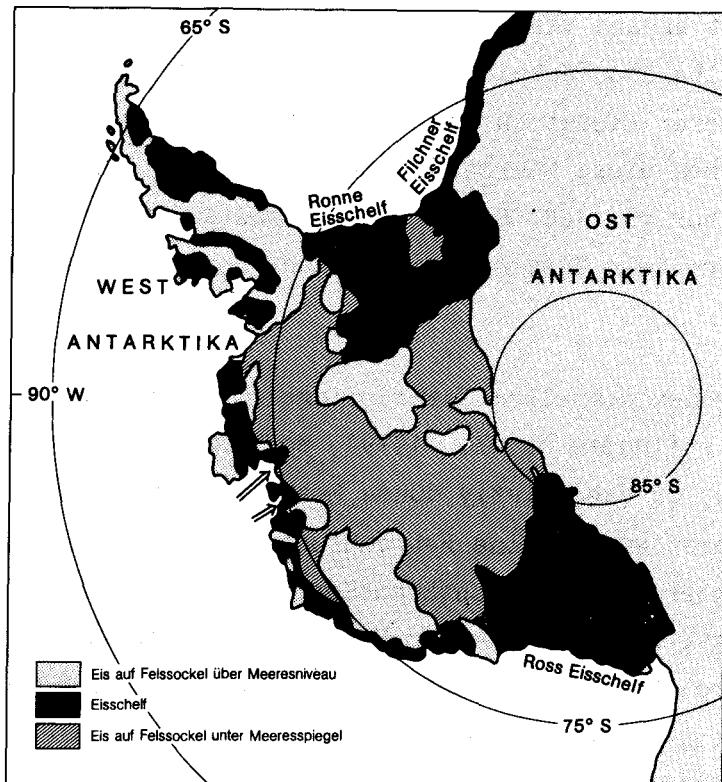


Abb.B11 Eisschild und Eisschelfe in der West-Antarktis

Nach Mercer (1978) und Flchn (1980)

Felssockel unterhalb des Meeresspiegels, festgehalten durch Eisschelfe (punktierte Fläche) und Meereis. Wenn sich nun, so die Argumentation, durch die in polaren Breiten zu erwartende Temperaturzunahme von 5-10°C die schützenden Eisbarrieren abschwächen, dann könnten rd. 2-2,5 Mill. km^3 Eismassen ins Schwimmen kommen. Dieser Vorgang, so meinen Thomas et al.(1979), habe schon begonnen, während Sugden und Clapperton(1980) mit dieser Hypothese nicht übereinstimmen.

Sollte sich diese "Aufschwimm"-Theorie bewahrheiten, dann wären folgende Szenarien möglich. Als unmittelbarer Effekt wird von einigen durch das Abbrechen großer Eismassen ins Meer eine mehrere Meter hohe Tsunami oder Flutwelle, die rund um den Erdball spürbar wäre, für möglich gehalten. Ein weiterer Effekt wäre, daß die riesige Eismasse die Meerestemperatur um mehrere Grad Celsius abkühlen und diese Wirkung noch durch die Erhöhung der Albedo verstärken könnte. Diese Vorgänge bilden die Grundlage der Wilsonschen Eiszeithypothese, die in jüngster Zeit durch neue Erkenntnisse weiteren Auftrieb erhalten hat. So meinen Aharon et al.(1980) aufgrund ihrer Muschelfunde mehrere Meter über der Riffküste im Süden Neuguineas, daß vor 120 000 aBP* ein großer Eislutsch stattgefunden haben

* aBP = Jahre vor der Gegenwart

muß. Hollin(1980) postuliert anhand von Muschel- und Schneckenschalen in 10-18 m Höhe über den Steilküsten Libanons, Spaniens und Marokkos und anderer Untersuchungen einen noch gewaltigeren Eisrutsch aus der Ostantarktis vor rd. 95 000 aBP. Erdgeschichtlich scheinen diese Meeresspiegelanstiege mit der Entstehung der letzten großen Eiszeit vor rd. 100 000 aBP zusammenzufallen. Nach Flohn(pers. Mitteilung, 1981) besteht aber kein Zusammenhang mit der nordhemisphärischen Vereisung.

Auch wenn die Gefahr eines schnellen Meeresspiegelanstiegs um 5 m wahrscheinlich nicht unmittelbar gegeben ist(Thomas et al., 1979), so nimmt sie dennoch bei der zu erwartenden Erwärmung zu, da das relativ dünne Meereis ziemlich rasch auf einen wärmeren Ozean reagieren würde. Eine Betrachtung der möglichen Auswirkungen anhand der detaillierten Untersuchungen von Schneider und Chen (1980) ist deshalb angebracht. Wie Tab.B3 zeigt, würden bei einem Meeresspiegelanstieg von rd. 5 m an den Küsten der USA rd. 12 Mill. Menschen obdachlos (rd. 6% der Gesamtbevölkerung), und es entstünde ein Immobilienverlust von rd. 110 Mrd. Dollar (Preisbasis 1971). Bei einem Meeresspiegelanstieg auf rd. 8 m würden sich die entsprechenden Zahlen auf 16 Mill. Menschen(8% der Gesamtbevölkerung) und rd. 150 Mrd. Dollar an Eigentumsverlusten erhöhen. Da in den USA ein Drittel der Grundeigentümer keine Grundsteuer zahlen, und folglich bei der Untersuchung nicht erfaßt wurden, erhöhen sich die entsprechenden Zahlen auf 160 bis 220 Mrd. Dollar. Weiterhin bleiben die Sekundärkosten, Wirtschafts- und Bevölkerungsentwicklungen sowie die zu erwartenden starken in die südlichen Küstenregionen gerichteten Wanderungsbewegungen unberücksichtigt. Die Kosten wären also noch um einiges höher, besonders in einigen Jahrzehnten, wenn die Schäden eintreten. Insgesamt würden rd 2% der Gesamtfläche der USA überflutet. Wichtiger sind jedoch die regionalen Betrachtungen, wenn man bedenkt, daß ein Drittel Floridas im Meer verschwinden könnte (Tab.B3). Auf dem restlichen Gebiet könnten dann die Grundstückspreise ins Unermeßliche steigen.

Ein Schadensvergleich mit anderen Katastrophen zeigt, daß Küstenerosion in den USA einen jährlichen Schaden von rd. 300 Mill. Dollar verursacht und Wirbelstürme, Blitzschlag und Erdbeben jährlich hunderte von Millionen Dollar kosten, während es sich bei einem möglichen Meeresspiegelanstieg umgerechnet um Milliardenbeträge handeln würde. Bei der Schadensabschätzung wäre aber vor allem die Schnelligkeit des Meeresspiegelanstiegs von ausschlaggebender Bedeutung. Angenommen der Meeresspiegelanstieg erstreckte sich über ein Jahrzehnt oder länger, dann könnten die rd. 16 Mill. Betroffenen in Raten von 1-1,5 Mill.pro Jahr ausgesiedelt werden, was bei einem Gesamtbauvolumen von 2 Mill.Einheiten in den gesamten

Tabelle B3: Geographische, demographische und ökonomische Auswirkungen unterschiedlicher Meeresspiegelanstiege in den verschiedenen Küstenregionen der USA

Küstenregion	Meeresspiegelanstieg: 4,6 m			Meeresspiegelanstieg: 7,6 m		
	Prozent der Region überflutet	Bevölkerung (Mill.)	Geschätzter Immobilienwert (Mrd. \$)*	Prozent der Region überflutet	Bevölkerung (Mill.)	Geschätzter Immobilienwert (Mrd. \$)*
Nord-Atlantik	0,9	3,6	33,3	1,3	5,0	47,6
Mittel-Atlantik	5,3	1,8	11,6	7,6	2,5	16,6
Florida	24,1	2,9	33,4	35,5	3,8	41,7
Golf-Küste	4,7	2,7	21,3	5,8	3,3	26,9
West-Küste	0,6	0,8	7,8	1,2	1,4	14,2
Summe aller Regionen	-	11,8	107,4	-	16,0	147,0
Anteil an Gesamt-USA	1,5	5,7	6,2	2,1	7,8	8,4

*auf der Basis der Grundsteuer und bezogen auf den Dollarwert von 1971

Nach Schneider und Chen (1980)

USA vielleicht zu verkraften wäre. Schneider und Chen(1980) meinen, daß ein direkter Verlust von 15-20 Mrd. Dollar für die Gesamtwirtschaft der USA zwar schwerwiegend aber keineswegs katastrophal sein würde.

Auch in Europa könnten durch einen Meeresspiegelanstieg große Küstenbereiche beeinflußt werden. Für die deutsche Nord- und Ostseeküste wurden die Flächen unter 5 m bzw. 10 m über NN (Abb.B12) auf einer Karte 1:500 000 unter Anwendung der digitalen Kartographie ausplanimetriert und die jeweilige Bevölkerungszahl bestimmt.* Die Ergebnisse zeigen, daß bei einem Meeresspiegelanstieg von 5 bzw. 10 m die Länder Niedersachsen, Schleswig-Holstein, Hamburg und Bremen mit einem Verlust von rd. 16% bzw. 23% der Landfläche zu rechnen hätten. Die davon betroffene Bevölkerung beträgt nach dem gegenwärtigen Stand zwischen 2 und 3 Mill. was immerhin 1/6 bzw. 1/4 der Gesamtbevölkerung dieser Länder entspricht

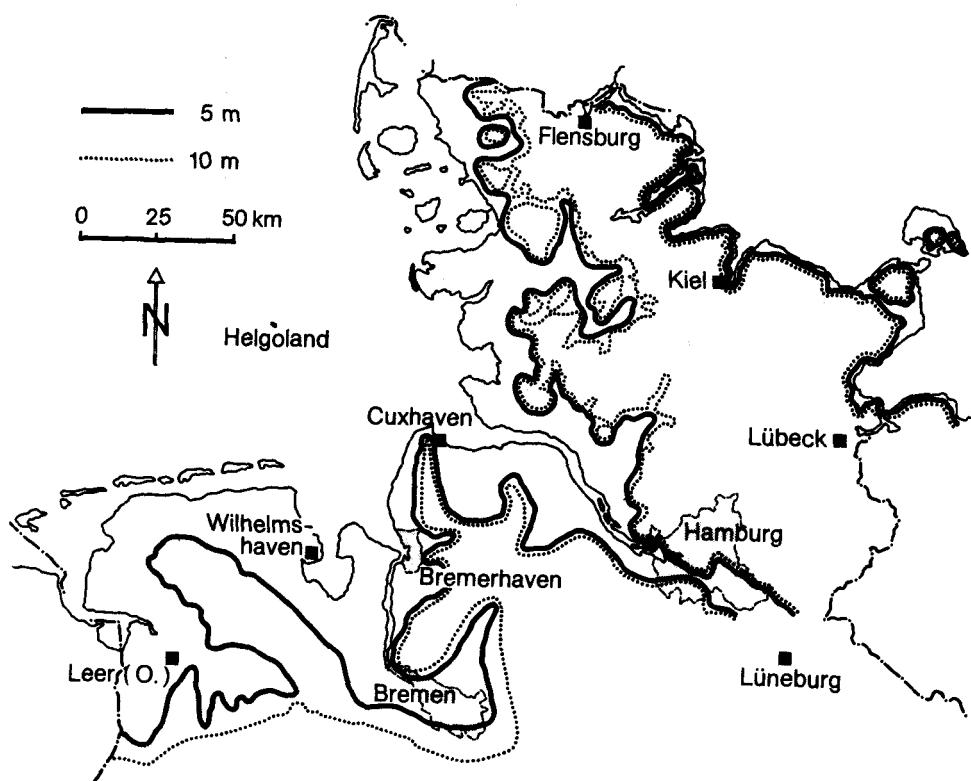


Abb.B 12 Durch einen möglichen Meeresspiegelanstieg von 5 m bzw. 10 m betroffene Gebiete an der deutschen Nord- und Ostseeküste

Das zweite Szenario einer CO₂-induzierten Klimaänderung zieht das völlige Abschmelzen des arktischen Meereises mit sehr weitreichenden Konsequenzen in Betracht. Budyko hatte für einen Temperaturanstieg von rd 4°C ein völliges Verschwinden des arktischen Treibeises im Sommer berechnet, während der antarktische Eisschild erhalten bleibt. Die Hauptfrage ist, kann ein eisfreier arktischer Ozean gleichzeitig neben einer vereisten Antarktis existieren?

* Die Arbeiten wurden von Herrn Dr. Rauschelbach von der Dornier Planungsberatung in Friedrichshafen durchgeführt.

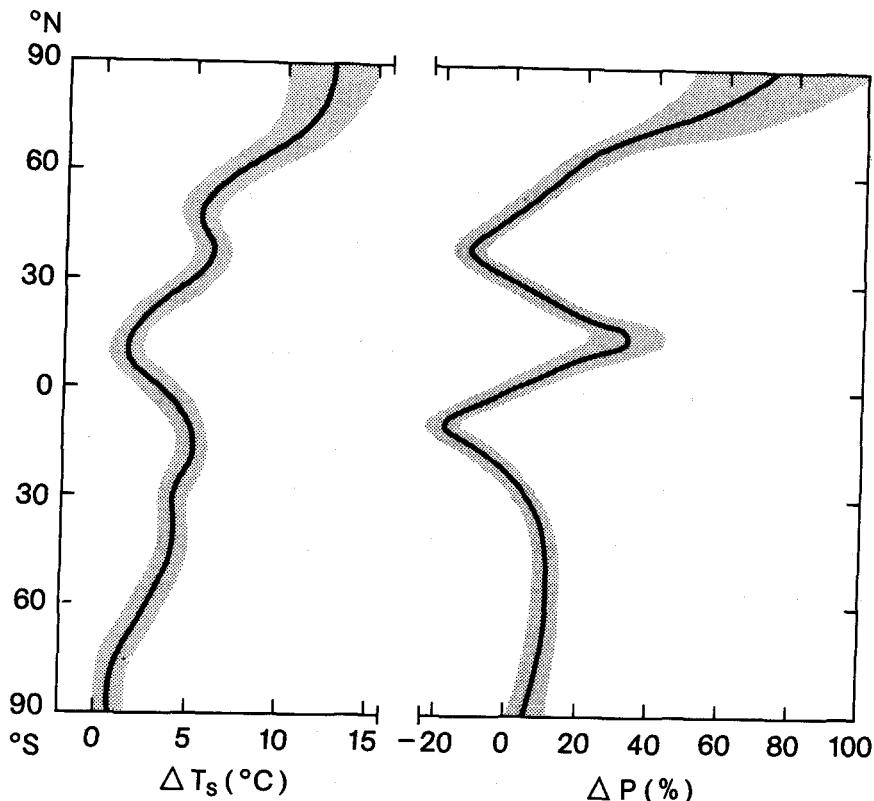


Abb.B13 Mögliche Änderungen der jährlichen Oberflächentemperatur (ΔT_s) und des jährlichen Niederschlags (ΔP) für den Fall einer eisfreien Arktis. Die punktierte Schraffur stellt den Unsicherheitsbereich dar.

Quelle: Flohn (1981b)

Flohn (z.B. 1978b, 1980) ist der Frage der unipolaren Warmzeit und der dadurch verursachten Asymmetrie der Klimazonen auf den beiden Hemisphären wiederholt nachgegangen. So wissen wir aus dem Deep Sea Drilling Program mit dem Forschungsschiff Glomar Challenger, daß eine solche Asymmetrie der Polargebiete schon einmal ununterbrochen 10 Mill. Jahre unmittelbar vor dem Pleistozän existiert hat (Kennett, 1977). Damals war die antarktische Troposphäre rd. 18 - 20°C (heute nur 11°C) kälter als die arktische (Flohn, 1980). Der meteorologische Äquator war bis zu einer nördlichen Breite von 9 - 10° (heute im Jahresmittel bei 6°N) verschoben wodurch sich auch die Subtropenhochs der Nordhalbkugel im Sommer um 1 - 2° und im Winter um 6 - 8° nach Norden verlagerten. Besonders wichtig war die Ausweitung der Trockengebiete bis ins südliche Mitteleuropa und den zentralen Teil Nordamerikas, was bei einer ähnlichen zukünftigen Konstellation schwerwiegende Folgen insbesondere für die Wasserversorgung und die Ernährungssicherung haben müßte.

Mit Hilfe von empirischen Daten aus beobachteten Zirkulationsparametern, leitete Flohn (1981b) die in Abb.B13 dargestellten Temperatur- (ΔT_s) und Niederschlagsänderungen (ΔP), die bei einer eisfreien Arktis zu erwarten wären, ab. In Übereinstimmung mit den Klimamodellrechnungen erhalten wir eine sehr starke

Zunahme von T_s und P in arktischen und subarktischen Breiten. Die Verlagerung des tropischen Regengürtels ist für die relative Niederschlagszunahme bei ungefähr 15°N , und die leichte Verlagerung der Innertropischen Konvergenzzone ist zusammen mit dem äquatorialen Auftriebwasser für die Niederschlagsabnahme bei ungefähr 10°S verantwortlich. Das Niederschlagsdefizit bei ungefähr 38°N , das sowohl in den Klimamodellrechnungen als auch durch paläoklimatische Untersuchungen seine Bestätigung findet, erhält bei gleichzeitiger Temperaturzunahme und damit erhöhter Verdunstung besondere wirtschaftliche Bedeutung. In diesem Bereich, wie oben schon angedeutet, würden Wasserversorgung und landwirtschaftliche Produktion am meisten gefährdet sein. Die geringen Temperatur- und Niederschlagsänderungen in der Antarktis leiten sich aus dem sehr geringen Wasserdampfgehalt der Luft und der nur schwachen Erwärmung bei einem CO_2 -Anstieg ab.

Zur Beantwortung der wichtigen Frage, was wahrscheinlich eher eintreten könnte, der Kollaps des westantarktischen Eisschildes mit einem 5 m hohen Meeresspiegelanstieg, oder das Verschwinden des arktischen Meereises und die damit verbundene Verschiebung der Klimazonen, lassen sich nach dem gegenwärtigen Stand des Wissens folgende Argumente anführen. Auf Grund der daran beteiligten geophysikalischen Prozesse sollten die Schmelzvorgänge im arktischen Treibeis schneller vor sich gehen als in den antarktischen Eisschilden. Darüberhinaus deutet die hohe Variabilität der Ausdehnung des dünnen Meereises in den letzten 1000 Jahren verglichen mit den wenig veränderlichen mächtigen kontinentalen Eisschilden auf eine viel höhere Anfälligkeit gegenüber einer Klimaänderung hin. Daraus könnte man folgern, daß ein Verschwinden des arktischen Meereises schneller vor sich gehen (vielleicht schon nach einer Übergangszeit von wenigen Jahrzehnten um die Mitte des nächsten Jahrhunderts) und wahrscheinlich eher als ein Meeresspiegelanstieg auftreten würde (Flohn, 1980, 1981b).

Das hätte natürlich auch Auswirkungen auf die Forschungsprioritäten. Wichtig wäre die Fortführung des Fernerkundungsprogramms mit Hilfe der LANDSAT-Satellitenaufnahmen und der Radioechountersuchungen mit Flugzeugen zur Feststellung von Abschmelz- und Bewegungsvorgängen beim westantarktischen Eisschild (Hughes et al., 1980). Durch Vergleich von alten Karten und Logbüchern von Walfängern mit neuen Satellitenaufnahmen fanden Kukla und Gavin (1981) heraus, daß das Treibeis in der Antarktis in den 30er Jahren ausgedehnter als in den 70er Jahren gewesen sein muß. Darüberhinaus müßten die bestehenden Klimamodelle so modifiziert werden, daß sie insbesondere das jahreszeitliche Verhalten des Meereises

besser simulieren können. Auch sollte der Einfluß der Umleitung großer sibirischer Flüsse nach Süden und die damit verbundene Reduzierung der Süßwasserzufuhr auf die Bildung arktischen Meereises vor einem solch schwerwiegenden Eingriff genauer untersucht werden. Schließlich könnte ein intensiviertes paläoklimatologisches Forschungsprogramm die so wichtigen Ergänzungsdaten liefern, die für die zu treffenden Maßnahmen notwendig wären.

Literaturverzeichnis

- Aharon, P., J. Chappell and W. Compston(1980): Stable isotope and sea-level data from New Guinea supports Antarctic ice-surge theory of ice ages, *Nature*, 283, 649-651.
- Andreae, B.(1980): Weltwirtschaftspflanzen im Wettbewerb. Ökonomischer Spielraum und ökologische Grenzen. Eine produktbezogene Nutzpflanzengeographie, de Gruyter, Berlin, New York.
- Bach, W.(1978): The potential consequences of increasing CO₂ levels in the atmosphere. In: J. Williams (ed.) *Carbon Dioxide, Climate and Society*, 141-167, Pergamon Press, Oxford.
- Bach, W.(1979a): Impact of increasing atmospheric CO₂ concentrations on global climate: Potential consequences and corrective measures, *Environm. Int.* 2, 215-228.
- Bach, W.(1979b): Impact of world fossil fuel use on global climate: Policy implications and recommendations. In: Symp. on Carbon Dioxide Accumulation in the Atmosphere, Synthetic Fuels and Energy Policy, 121-160; Committee on Governmental Affairs, U.S. Senate, Washington, D.C.
- Bach, W.(1980a): Klimaeffekte anthropogener Energieumwandlung. In: H.A.Oomatia (Hrsg.) *Energie und Umwelt*, 84-98, Vulkan-Verlag, Essen.
- Bach, W.(1980b): Climatic effects of increasing atmospheric CO₂ levels, *Experientia* 36(7), 796-806.
- Bach, W., J. Pankrath and S.H. Schneider(eds.1981): *Food/Climate Interactions*, Reidel Publ. Co., Dordrecht.
- Benci, J.F. et al.(1975): Effects of hypothetical climate changes on production and yield of corn. In: *Impacts of Climatic Change on the Biosphere*, CIAP Monograph 5, pt.2, 4-3 to 4 - 36.
- Brown, L.R.(1978): *The Twenty Ninth Day*, W.W.Norton, New York.
- Brown, L.R.(1980): Food or fuel: New competition for the world's cropland, *Worldwatch Paper* 35, Washington, D.C., March.
- Brown, L.R.(1981): World population growth, soil erosion, and food security, *Science* 214, 995-1002.
- Budyko, M.I.(1974): *Climate and Life*, Int. Geophys. Series Vol. 18, Academic Press, New York, 508 pp.
- Coakley, S.M. and S.H. Schneider(1976): Climate-food interactions: How real is the crisis? *Prcdgs. Amer. Phytopathological Soc.* 3, 22-27.
- Flohn, H.(1978a): Gefährden Klimaanomalien die Welt-Ernährung? *Bild d. Wiss.* 12, 132-139.
- Flohn, H.(1978b): Die Zukunft unseres Klimas: Fakten und Probleme, *Promet* 2/3, 1-21.
- Flohn, H.(1980a): Modelle der Klimaentwicklung im 21. Jahrhundert. In: H. Oeschger et al.(eds.) *Das Klima* 3-17, Springer-Verlag, Berlin.
- Flohn, H.(1980b): Possible climatic consequences of a man-made global warming, RR-80-30, Int. Inst. Applied Systems Analysis, Laxenburg.
- Flohn, H.(1981a): Climatic variability and coherence in time and space. In: W. Bach et al.(eds.) *Food/Climate Interactions*, 423-441, Reidel, Dordrecht.
- Flohn, H.(1981b): Major climatic events as expected during a prolonged CO₂-warming. Report Institute of Energy Analysis, Oak Ridge Assoc. Universities, Oak Ridge, U.S.A.
- Goudriaan, J. and G.L. Ajtay(1979): The possible effects of increased CO₂ on photosynthesis. In: B.Bolin et al.(eds.) *The Global Carbon Cycle*, 237-249, SCOPE 13, J.Wiley & Sons, New York.
- Hekstra, G.P.(1981): Toward a conservation strategy to retain world food and biosphere options. In: W. Bach et al.(eds.) *Food/Climate Interactions*, 325-359, Reidel Publ. Co., Dordrecht.
- Hollin, J.T. and R.G. Barry(1979): Empirical evidence concerning the response of the earth's ice and snow cover to global temperature increase, *Environm. Int.* 2, 437-444.

- Hollin, J.T.(1980): Climate and sea level in isotope stage 5: an East Antarctic surge at about 95 000 BP? *Nature* 283, 629-633.
- Hughes,T., J.T. Fastook and G.H. Denton(1980): Climatic Warming and collapse of the West Antarctic ice sheet. In: Workshop on Environmental and Societal Consequences of a possible CO₂-induced Climatic Change, 152-182, US DOE 009, Washington, D.C.
- Kellogg,W.W.(1978): Effects of human activities on global climate, *World Meteorol. Organiz. Bulletin*, pt.2, 3-10.
- Kennett,J.P.(1977): Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the Circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography, *J. Geophys. Rev.* 82(27) 3843-3860.
- Klingauf,F.(1981): Interrelations between pests and climatic factors. In: W. Bach et al.(eds.) *Food/Climate Interactions*, 285-301, Reidel Publ. Co., Dordrecht.
- Kukla,G. and J. Gavin(1981): Summer ice and carbon dioxide, *Science* 214, 497-503.
- Manabe,S. and R.J. Stouffer(1980a): Sensitivity of a global climate model to an increase of CO₂-concentration in the atmosphere, *J. Geophys. Res.* 85(C10), 5529-5554.
- Manabe,S. and R.J. Stouffer(1980b): Study of climatic impacts of CO₂ increase with a mathematical model of the global climate. In: US DOE Workshop 009, 127-140, Washington, D.C.
- Manabe,S. and R.T. Wetherald(1980): On the distribution of climatic change resulting from an increase in CO₂ content of the atmosphere, *J. Atmos. Sci.* 37, 99-118.
- Manabe,S., R.T. Wetherald and R.J. Stouffer(1981): Summer dryness due to an increase of atmospheric CO₂ concentration, *Climatic Change* 3, 347-386.
- McQuigg,J.D. et al.(1973): The influence of weather and climate on United States grain yields: Bumper crops or droughts, *Nat. Oceanic and Atmosph. Administr. Report*, 30S., Washington, D.C., Dec. 1973.
- Mercer, J.H.(1978): West Antarctic ice sheet and CO₂-greenhouse effect: a threat of disaster, *Nature*, 271, 321-325.
- Parkinson,C.L. and W.W. Kellogg(1979): Arctic sea ice decay simulated for a CO₂-induced temperature rise, *Climatic Change* 2(2), 149-162.
- Pimentel,D.(1980): Increased CO₂ effects on the environment and in turn on agriculture and forestry. In: US DOE, Workshop on Environmental and societal consequences of a possible CO₂-induced climatic change, 264-274, CONF - 7904143, No. 009, Washington, D.C., Oct. 1980.
- Pimentel,D.(1981): Food energy and climate change. In: W.Bach et al.(eds.) *Food/Climate Interactions*, 303-323, Reidel Publ. Co., Dordrecht.
- Ramanathan,V.(1980): Climatic effects of anthropogenic trace gases, In: W.Bach et al. (eds.) *Interactions of Energy and Climate*, 269-280, Reidel Publ. Co., Dordrecht.
- Ramirez,J.M. et al.(1975): Wheat. In: *Impacts of Climatic Change on Biosphere*, CIAP Monograph 5, pt 2, 4-37 to 4 - 90.
- Rosenberg, N.J.(1981): The increasing CO₂ concentration in the atmosphere and its implication on agricultural productivity, *Climatic Change* 3, 265-279.
- Schneider,S.H. and L.E. Mesirov(1976): *The Genesis Strategy*, Plenum Press, New York.
- Schneider,S.H. and W. Bach(1980): Food Climate Interactions, Bericht im Auftrag des Umweltbundesamtes, Berlin, 282S. + XL.
- Schneider,S.H. and R.S. Chen(1980): Carbon dioxide warming and coastline flooding: Physical factors and climatic impact, *Ann. Rev. Energy*, 5, 107-140.
- Schneider,S.H. and W. Bach(1981): Interactions of food and climate: Issues of policy considerations. In: W. Bach et al.(eds.) *Food/Climate Interactions*, 1 - 19, Reidel Publ. Co., Dordrecht.
- Stansel,J. and R.F. Huke(1975): Rice. In: *Impacts of Climatic Change on the Biosphere*, CIAP Monograph 5, pt.2, 4-90 to 4-132.
- Sugden,D.E. and C.M. Clapperton(1980): West Antarctic ice sheet fluctuations in the Antarctic Peninsula area, *Nature*, 286, 378-381.
- Thomas, R.H., T.J.O. Sanderson and K.F. Rose(1979): Effect of climatic warming on the West Antarctic ice sheet, *Nature* 277, 355-358.
- USDOC(Dept. of Commerce) (1980): Climate Impact Assessment U.S., Annual Summary, Washington, D.C.
- USNAS (1977a): *Energy and Climate*, Washington, D.C.
- Van Keulen, H., H.H. van Laar, W. Louwerse and J. Goudriaan(1980): Physiological aspects of increased CO₂ concentration, *Experientia* 36, 786-792.
- Washington,W.M. and V. Ramanathan(1980): Climatic response due to increased CO₂: Status of model experiments and the possible role of the oceans. In: Proceedings of the CO₂ and climate research program conference, 107-131, US DOE 011, Washington, D.C.

3. DER EINFLUSS VON ANDEREN SPURENGASEN, AEROSOLEN, ABWÄRME UND LANDNUTZUNGSÄNDERUNGEN AUF DAS KLIMA

Andreas Voß

Obwohl sich die vorliegende Studie in erster Linie mit dem Einfluß von CO₂ auf das Klima befaßt, so müssen bei der Betrachtung zukünftiger Klimaänderungen und ihre Folgen eine ganze Reihe von zusätzlichen Faktoren berücksichtigt werden, die ebenso wie CO₂ einer Beeinflussung durch den Menschen unterliegen können.

Neben CO₂ sind eine ganze Reihe von Spurengasen in der Atmosphäre vorhanden, die infrarote Strahlung absorbieren und daher zum Treibhauseffekt beitragen. Aerosole, das sind mikroskopisch kleine Schwebeteilchen, haben ebenfalls einen Einfluß auf die Strahlungsbilanz, indem sie Strahlung absorbieren und reflektieren. Landnutzungsänderungen gehen einher mit Änderungen der Albedo (Reflektivität) der Erdoberfläche und können daher das Klima beeinflussen. Schließlich fällt bei jeder Form von Energieproduktion Abwärme an, die unmittelbar zu einer Erwärmung der Umgebung führt. Um den Rahmen dieser Studie nicht zu sprengen, können hier nur die wichtigsten Punkte diskutiert werden.

3.1 Spurengase

Neben H₂O und CO₂ gibt es in der Atmosphäre eine ganze Reihe von Spurengasen, die ebenso wie CO₂ durch Absorption von infraroter Strahlung am Treibhaus- effekt beteiligt sind. Zu den wichtigsten zählen Ozon (O₃), Methan (CH₄), Distickstoffoxid (N₂O) sowie die Fluorchlorkohlenwasserstoffe F-11 (CFC₁₃) und F-12 (CF₂Cl₂). Von den Fluorchlorkohlenwasserstoffen abgesehen, die ausschließlich industriell hergestellt werden, besitzen diese Gase neben den anthropogenen auch natürliche Quellen. Es ist daher sehr schwierig, die zukünftige Entwicklung abzuschätzen. Insbesondere das Ozon, welches potentiell einen großen Einfluß haben kann, wird in der Atmosphäre selbst durch photo- chemische Reaktionen gebildet und zerstört.

Im folgenden sollen kurz die Zyklen dieser Spurengase beschrieben und ihre potentielle Beeinflussung durch den Menschen abgeschätzt werden. Eine bewertende Diskussion des potentiellen Einflusses von Spurengasen auf das Klima wurde 1982 von der WMO veröffentlicht.

3.1.1 Methan

Der globale Kreislauf von CH_4 wurde von Ehhalt und Schmidt (1978), Ehhalt (1979) und Sheppard et al. (1982) diskutiert. Danach entsteht CH_4 hauptsächlich beim Abbau von organischem Material durch Bakterien unter anaeroben Bedingungen, wie sie in Sümpfen, Reisfeldern und im Verdauungstrakt einiger Tiere (Kühe etc., Termiten) vorliegen. Nur etwa 10 % des atmosphärischen CH_4 stammt nach Ehhalt (1979) aus fossilen Quellen (Erdgasfelder, Öl- und Kohlelager, Verbrennung). Die jährliche Produktion von CH_4 wird zu etwa 500-1000 Mt/Jahr abgeschätzt und ist sehr unsicher, da z.T. von wenigen Messungen auf globale Verhältnisse geschlossen werden muß. Abgebaut wird CH_4 in der Atmosphäre durch Reaktion mit OH-Radikalen, das sind reaktive Moleküle, die photochemisch gebildet werden. Nach Abschätzungen von Volz et al. (1981) ergibt sich eine mittlere Verweilzeit von CH_4 in der Atmosphäre zwischen 5 und 10 Jahren.

Neuere Arbeiten deuten daraufhin, daß die Konzentration von CH_4 (zur Zeit etwa 1.6 ppm) langsam ansteigt (Rasmussen und Khalil, 1981; Seiler, 1981; Blake et al., 1982; Craig und Chou, 1982; Ehhalt et al., 1983), und zwar mit einer Rate von derzeit etwa 1-2 %/Jahr. Es ist jedoch nicht klar, ob es sich dabei um einen langfristigen Trend handelt und inwieweit menschliche Aktivitäten dafür verantwortlich sind.

3.1.2 Distickstoffoxid

Der globale Zyklus von N_2O wurde von Weiss (1981) untersucht. Danach, sowie aufgrund der Arbeiten von Bremner und Blackmer (1978), Breitenbach et al. (1980) und Weiss und Craig (1976), ergibt sich folgendes Bild: N_2O entsteht hauptsächlich bei der Umwandlung von Ammonium zu Nitrat (Nitrifizierung); geringere Mengen könnten auch bei Verbrennungsprozessen entstehen. Die Aufenthaltszeit von N_2O in der Atmosphäre liegt bei etwa 150 Jahren. Sie wird im wesentlichen durch den Transport in höhere Luftsichten (Stratosphäre) bestimmt, wo N_2O durch kurzwellige Sonnenstrahlung gespalten wird. Nach Weiss (1981) beträgt die Konzentration von N_2O derzeit 300 ppt und steigt seit 1960 mit einer Rate von 0,2 %/Jahr, bedingt durch menschliche Aktivitäten wie Düngung oder Nutzung fossiler Brennstoffe, an.

3.1.3 Fluorchlorkohlenwasserstoffe

Im Gegensatz zu den obengenannten Spurengasen sind F-11 und F-12 ausschließlich aufgrund menschlicher Aktivitäten in der Atmosphäre zu finden (Hahne et al., 1978). Sie werden als Treibmittel in Sprühdosen und als Kältemittel in Kühl- und Klimaanlagen verwendet. Die globalen Produktionsraten sind recht gut bekannt ($\pm 5\%$). Sie zeigten bis zum Jahre 1974 ein exponentielles Wachstum und gingen danach leicht zurück, wahrscheinlich als Folge von Rezession und gesetzlicher Einschränkungen wegen des potentiellen Einflusses auf die Ozonschicht. Extrapolationen in die Zukunft sind daher recht unsicher. Der Abbau von F-11 und F-12 geschieht ähnlich wie bei N₂O durch Photolyse in der Stratosphäre oberhalb 25 km Höhe. Die bei der Photolyse entstehenden Chloratome sind für einen möglichen Abbau der Ozonschicht verantwortlich.

Wegen der Unsicherheit bezgl. der zukünftigen Produktionsraten schreiben die meisten Szenarien die Produktionsraten von 1977 fest. Es würde dann zu einer weiteren Akkumulation von F-11 und F-12 kommen, bis schließlich nach dem Jahre 2100 ein Gleichgewichtszustand erreicht würde. Dann befänden sich etwa 1,5 ppb F-12 und 0,7 ppb F-11 in der Atmosphäre, etwa 5 mal mehr als heute. Man muß jedoch bedenken, daß dieses Szenario rein willkürlich gewählt wurde (siehe Ehhalt, 1978, 1980; NAS 1976, 1979, WMO Nr. 11, 1981).

3.1.4 Ozon

Ozon wird in der Atmosphäre durch photochemische Reaktionen gebildet und zerstört. Außerdem verschwindet es aus der Atmosphäre durch trockene Deposition an den Erdboden.

Neben seiner viel diskutierten Rolle als Absorber für ultraviolette Strahlung von der Sonne ist es auch in erheblichem Maß am Treibhauseffekt beteiligt. Aufgrund der unterschiedlichen chemischen Reaktionsmechanismen unterscheidet man zweckmäßigerweise zwischen troposphärischem und stratosphärischem Ozon. Dabei sind folgende Szenarien denkbar:

- In der Stratosphäre kann es zu einer Abnahme von Ozon kommen, bedingt durch steigende Konzentrationen von Fluorchlorkohlenwasserstoffen und Stickoxiden (NAS 1976, 1979; NASA 1049, 1979; WMO Nr. 11, 1981).

- In der Troposphäre kann die synergistische Wirkung steigender Emissionen von Kohlenwasserstoffen, Kohlenmonoxid und Stickoxiden zu einer Erhöhung der Ozonkonzentration führen (Ramanathan, 1980).

Eine zuverlässige Abschätzung ist wegen der ungeheuren Komplexizität des Systems unmöglich.

3.1.5 Klimawirkung der Spurengase

Obwohl die Konzentrationen der hier betrachteten Spurengase wesentlich niedriger sind als die von CO_2 , so ist doch ihr Einfluß auf die Strahlungsbilanz nicht zu vernachlässigen. Dies ist eine Folge ihrer relativ starken Absorptionsbanden im infraroten Spektralbereich. Der Einfluß steigender Konzentrationen dieser Spurengase auf das Klima wurde von Wang et al. (1976, 1980, 1982), Donner und Ramanathan (1980), Lacis et al. (1981) und Ramanathan (1975, 1980) mit Hilfe von eindimensionalen Klimamodellen untersucht.

Tabelle B 4: Potentieller Einfluß anderer Spurengase auf das Klima
(nach Volz, 1983)

Spurengas	beobachteter Anstieg	abgeschätzte Temperaturänderung im Jahr 2030	Grundlage für ΔT_s
Methan	0-2 %/Jahr (unsicher)	< 0,4°C	Extrapolation des Anstiegs
Distickstoff-oxid	0,2 %/Jahr (seit 1961)	0,1-0,4°C	"
Fluorchlorkohlenwasserstoffe	6-7 %/Jahr (rückläufig)	0,3°C	Konstante Produktion
Ozon	-	< 0,5°C	Indirekt beeinflußt*
Summe		< 1,6°C	

* Annahme: Verdopplung des Ozongehaltes der Troposphäre durch erhöhte Emissionen von CO , NO_x , CH_4 etc. (Ramanathan, 1980).

In Tabelle B 4 wurde die aufgrund der hier diskutierten Änderungsraten im Jahre 2030 zu erwartende mittlere globale Temperaturerhöhung aufgelistet (Ramanathan, 1980; Volz, 1983). In der Summe könnten die hier diskutierten Spurengase einen erheblichen Einfluß auf das Klima haben, der mit dem von CO₂ vergleichbar ist (siehe Abb. C 10). Man muß sich aber bewußt sein, daß die Grundlagen für die hier angenommenen Szenarien nicht oder nur ungenügend abgesichert sind.

3.2 Aerosole

Der Einfluß von Partikeln auf die Energiebilanz der Erde und somit auf das Klima ist zur Zeit noch ungeklärt. Eine Diskussion dieses Themas durch Kellogg (1980) zeigt, daß die Auswirkungen einer erhöhten Partikelemission sehr stark von den Eigenschaften der Partikel selber, sowie von der Lokalität der Emission abhängen. So ist zum Beispiel die Reflektivität der Erdoberfläche entscheidend für eine eventuelle Erhöhung oder Erniedrigung der Temperatur, sowie die Emissionshöhe der Partikel (oberhalb oder unterhalb der Wolkenschicht).

Tabelle B 5 gibt eine Übersicht über die globale Produktion von Aerosolen. Der natürliche Aerosolgehalt der Atmosphäre ist zum einen auf die Aufwirbelung von Teilchen (Saharastaub) oder Tröpfchen ((Seaspray) durch Wind sowie auf die Emission von Flugasche durch Vulkane zurückzuführen. Zum anderen entstehen auch bei der Reaktion von gasförmigen Verbindungen wie z.B. SO₂, NH₃, NO₂ und Kohlenwasserstoffen Aerosolpartikel.

Natürliche Aerosole beeinflussen die Strahlungsbilanz durch Streuung und Absorption von Sonnenlicht weltweit. Es handelt sich hierbei im wesentlichen um Teilchen, die durch Vulkanausbrüche bis in die Stratosphäre gelangen, wo sie Jahre verweilen und sich global ausbreiten.

Steigende Aerosolkonzentrationen aufgrund menschlicher Aktivitäten werden hauptsächlich in dicht besiedelten Gebieten durch vermehrte Staubaufwirbelung und durch erhöhte Emissionen von SO₂ etc., die zur Aerosolbildung führen, beobachtet. Sie werden fast ausschließlich in die untere Atmosphäre eingebracht, wo sie innerhalb weniger Tage mit dem Regen wieder ausgewaschen werden. Wegen dieser kurzen Verweilzeit in der unteren Atmosphäre sollten anthropogene Aerosole das Klima jedoch nur lokal und regional beeinflussen und da insbesondere im Hinblick auf die Bildung von Niederschlag (Kellogg, 1980).

Tabelle B 5: Geschätzte globale Aerosol- und Staubemissionen (Teilchendurchmesser < 5 µm) von natürlichen und anthropogenen Quellen

Quellen	Ursache	Emissionen Mill. t/a	%
Natürliche (ohne Vulkane)			
Meeressalz	Ozeangischt	500	46
Sulfate	Zerfall von Biomasse	335	31
Aufgewirbelter Staub	Wind	120	11
Kohlenwasserstoffe	Exhalationen	75	7
Nitrate	Zerfall von Biomasse	60	5
Aerosole und Staub	Waldbrände (durch Blitzschlag)	3	0
Zwischensumme		1093	100
Vulkane			
Sulfate	Eruption	42-255	63
Aerosole und Staub	Eruption	25-150	37
Zwischensumme		67-405	100
Anthropogene			
Gase (sekundäre Aerosolbildung)	Verbrauch fossiler Brennstoffe	311	45
Aerosole und Staub		54	8
Aufgewirbelter Staub	Menschliche Eingriffe	180	26
Gase (sekundäre Aerosolbildung in der Atmosphäre)	Brände in der Landwirtschaft	79	11
Aerosole und Staub		62	9
Aerosole und Staub	Holzfeuerungen	4	1
Aerosole und Staub	Waldbrände (beabsichtigte)	2	0
Zwischensumme		692	100
Gesamtsumme		1852 - 2190	

Nach Bach (1982)

3.3 Abwärme

Abwärme entsteht bei jeder Art von Energieerzeugung als Abfallprodukt. Es ist klar, daß diese Abwärme unmittelbar zu einer Temperaturerhöhung in der Umgebung der Emittenten (Kraftwerke, Städte etc.) führt. Dies wird deutlich aus dem Vergleich der Leistungsdichte von einzelnen Abwärmeketten mit der Strahlungsleistung, die die jeweilige Region von der Sonne erfährt. Eine Übersicht wird in Tabelle B 6 gegeben. Die Abwärme einer Großstadt beträgt z.B. etwa 20 W/m^2 und liegt damit bei etwa 10 % der von der Sonne empfangenen Strahlungsleistung. Noch deutlicher wird der Vergleich für ein Kraftwerk oder eine Industrieanlage.

Vergleicht man andererseits den globalen Primärenergieverbrauch von 8 TW mit der insgesamt von der Erde empfangenen Strahlung, nämlich 80000 TW, so ist im globalen Rahmen eine Störung des Klimasystems sehr unwahrscheinlich.

Eine Studie von Krömer et al. (1979) untersuchte die Auswirkungen von Abwärme auf das Klima in einem dreidimensionalen Klimamodell. Dabei zeigte sich, daß selbst bei einem Primärenergieverbrauch von 30 TW, wie er in den IIASA Szenarien für das Jahr 2030 angesetzt wird (siehe Kap. C 4), nicht mit signifikanten Änderungen des globalen Klimas zu rechnen ist. Lokale und regionale Änderungen sind jedoch durchaus zu erwarten.

3.4 Landnutzungsänderungen

Änderungen in der Nutzung von Landflächen sind in der Regel mit Änderungen der Albedo (Reflektivität) verbunden. Eine qualitative Übersicht wird in Tabelle B 7 gegeben. Diese Albedoänderungen koppeln direkt in die globale Strahlungsbilanz ein. Nach einer Modellstudie von Potter et al. (1980) könnte als Nettoeffekt eine geringfügige Abkühlung in der Größenordnung von einigen Zehntel Grad auftreten.

Wichtiger als dieser direkte Einfluß auf die Strahlungsbilanz sind aber wahrscheinlich die Auswirkungen auf den Wasserhaushalt und auf den CO_2 -Gehalt der Atmosphäre. Insbesondere die Umwandlung von Wäldern in Acker- oder Weideflächen kann zu einer signifikanten Erhöhung des CO_2 -Gehaltes der Atmosphäre führen (siehe Kap. A).

Tabelle B 6:

Vergleich der natürlichen Strahlungsleistung mit der Abwärmeleistung einiger anthropogener Quellen

	Fläche m ²	Gesamt- leistung kW	Leistungs- dichte W/m ²
<u>Strahlungsleistung der Sonne</u>			
an der Obergrenze der Atmosphäre		173×10^{12}	340
globales Mittel an der Erdoberfläche	$\} 5,1 \times 10^{14}$	81×10^{12}	160
<u>Abwärmeleistung von Stadtgebieten</u>			
Cincinnati	$2,0 \times 10^8$	5 000	26,2
Berlin (West)	$2,3 \times 10^8$	5 000	21,3
Los Angeles	$3,5 \times 10^9$	74 000	21
Ruhrgebiet	$6,5 \times 10^9$	111 000	17
<u>Abwärmeleistung ausgewählter Objekte</u>			
Naßkühlturm eines KKW mit 1000 MWe (Kreislaufbetrieb)	20 000	1 680 000	84 000
Raffinerie (Prozeßanlagen) mit einem Durchsatz von 5-6 Mill.t Rohöl/a	100 000	400 000	4 000
Zementfabrik mit einer Jahresproduktion von 800 000 t	80 000	48 000	600
Abschnitt des Oberrheins von 1 km Länge bei 1°C Erwärmung über die Gleichgewichtstemperatur	200 000	4 600	23
Autobahnabschnitt von 1 km Länge bei einer täglichen Verkehrsmenge von 30 000 PKW u. 7 000 LKW	50 000	2 300	46
Bundesbahn-Hauptstrecke von 1 km Länge bei 200 Zügen/d u. 95% E-Traktion	10 000	120	12
Einfamilienhaus (4-Personen-Haushalt)	100	5	56

Nach Bach (1982)

Tabelle B 7: Ursachen für großräumige Änderungen der Oberflächenalbedo

Prozesse, die die Albedo erhöhen

Desertifikation (Wüstenbildung)
Deforestation (Entwaldung)
Überweidung semiarider Gebiete
Abbrennen von Grasland in semi-ariden Gebieten
Bearbeitung der Felder
Pflanzenwuchs an Wasseroberflächen (Phytoplanktonwuchs)
Bodenversalzung durch Bewässerung
Landgewinnung aus dem Meer
Meersalzgewinnung
Trockenlegung von Sümpfen

Prozesse, die die Albedo erniedrigen

Überweidung in Gebieten mit mäßigem bis starkem Niederschlag
Stauseen und Bewässerungsanlagen
Stadt- und Industriegebiete
Schneeräumung
Verschmutzung von Eis- und Schneeflächen

Unklare Albedoänderung

Verschmutzung von Meeresoberflächen (z.B. Ölleckagen)
Energieanlagen (Sonnenenergiefarmen, Bioplantagen)
Gletscherabbau (z.B. für Trinkwassergewinnung)

Nach Bach (1982)

Literaturverzeichnis

Bach, W., 1982, Gefahr für unser Klima, C.F. Müller, Karlsruhe, GFR

Bach, W., J. Pankrath and J. Williams (eds.), 1980) Interactions of Energy and Climate, D.Reidel, Dordrecht, Holland, ISBN 90-277-1179-8

Bach, W., A. Crane, A. Berger, and A. Longhetto, 1983, Carbon Dioxide: A Text on Current Views and Developments in Energy/Climate Research, D. Reidel, Dordrecht

Blake, D.R., E.W. Mayer, S.C. Tayler, Y. Makide, D.C. Montague and F.S. Rowland, 1982, Global increase in atmospheric methane concentration between 1978 and 1980, Geophys. Res. Lett., 9, 477-480

Breitenbach, G.A., A.M. Blackmer, and J.M. Bremner, 1980, Effects of different nitrogen fertilizers on emissions of nitrous oxide from soil, Geophys. Res. Lett., 7, 85-87

Bremner, J.M. and A.M. Blackmer, 1978, Nitrous oxide: Emissions from soil during nitrification of fertilizer nitrogen, Science, 199, 295-296

Craig, H. and C.C. Chou, 1982, Methane: The Record in Polar Ice Cores, Geophys. Res. Lett., 9, 1221-1224

Craig, H., R.F. Weiss, and W.L. Dowd, 1976, paper presented at Symposium on The Terrestrial Nitrogen Cycle and Possible Atmospheric Effect, AGU, Washington, D.C.

Crutzen, P.J., L.E. Heidt, J.P. Krasnec, W.H. Pollock, and W. Seiler, 1979, Biomass burning as a source of the atmospheric gases CO, H₂, N₂O, NO, CH₃Cl, and COS, Nature, 282, 253-256

Donner, L. and V. Ramanathan, 1980, Methane and nitrous oxide: their effects on the terrestrial climatic, J. Atmos. Sci., 119-124

Ehhalt, D.H., 1978, Chlorfluormethane und ihr Einfluß auf die Stratosphärische Ozonschicht, JüL-Bericht Nr. 1545

Ehhalt, D.H. and U. Schmidt, 1978, Sources and Sinks of Atmospheric Methane,
Pageoph, 116, 452-464

Ehhalt, D.H., 1979, Der atmosphärische Kreislauf von Methan, Naturwissenschaften, 66, 307-311

Ehhalt, D.H., 1980, The Effects of Chlorfluormethanes on Climate, in: Bach et al. (eds.), 1980, pp. 243-255

Ehhalt, D.H., R.J. Zander, and R.A. Lamontagne, 1983, On the Temporal Increase of Tropospheric CH₄, J. Geophys. Res. (in press)

Häfele, W., 1981, Energy in a Finite World: A Global Systems Analysis, Ballinger, Cambridge, Mass., USA

Hahne, A., A. Volz, D.H. Ehhalt, H. Cosatto, W. Roether, W. Weiss and B. Kromer, 1978, Depth Profiles of Chlorflourmethanes in the Norwegian Sea, Pageoph, 116, 575-582

Kellogg, W.W., 1980, Aerosols and Climate, in: Bach et al. (eds.), 1980, pp. 281-296

Krömer, G., J. Williams, and A. Gilchrist, 1979, Impact of Waste Heat on Simulated Climate: A Megalopolis Scenario, WP-79-73, IIASA, Laxenburg, Austria

Lacis, A., J. Hansen, P. Lee, T. Mitchell, and S. Lebedeff, 1981, Greenhouse effect of trace gases, 1970-1980, Geophys. Res. Lett., 8, 1035-1038

National Academy of Science, 1976, Halocarbons: Effects on Stratospheric Ozone, National Academy of Sciences, NAS, Washington, D.C.

National Academy of Science, 1979, Stratospheric Ozone Depletion by Halocarbons: Chemistry and Transport, NAS Washington, D.C.

NASA 1049, 1979, The Stratosphere: Present and Future, R.D. Hudson and E.I. Reed (eds.), NASA-Goddard, Washington, D.C.

- Potter, G.L., H.W. Ellsaesser, M.C. Mac Cracken, J.S. Ellis, and F.M. Luther, 1980, Climatic Change due to Anthropogenic Surface Albedo Modification, in: Bach et al. (eds.), 1980, pp. 317-326
- Ramanathan, V., 1975, Greenhouse effect due to chlorofluorcarbons: climataic implications, *Science*, 190, 50-52
- Ramanathan, V., 1980, Climatic Effects of Anthropogenic Trace Gases, in: Bach et al. (eds.), 1980, pp. 269-280
- Rasmussen, R.A. and M.A.K. Khalil, 1981, Atmospheric Methane (CH_4): Trend and Seasonal Cycles, *J. Geophys. Res.*, 86, 9826-9832
- Seiler, W., 1981, The cycle of carbon compounds in the troposphere, Nato Advances Study Institute, Chemistry of the unpolluted and polluted troposphere, 28. Sept.-10. Oct. 1981, Corfu, Greece
- Sheppard, J.C., H. Westberg, J.F. Hopper, and K. Ganesan, 1982, Inventory of Global Methane Sources and Their Production Rates, *J. Geophys. Res.*, 87, 1305-1312
- Volz, A., D.H. Ehhalt, and R.G. Derwent, 1981, Seasonal and Latitudinal Variations of ^{14}CO and the Tropospheric Concentration of OH Radicals, *J. Geophys. Res.*, 86, 5163-5171
- Volz, A., 1983, Climatic Impact of Trace Gases, Aerosols, Land-use Changes, and Waste Heat Release, in: W. Bach, A. Crane, A. Berger, and A. Longhetto, eds., *Carbon Dioxide: A Text on Current Views and Developments in Energy/Climate Research*, pp. 353-356, D.Reidel, Dordrecht
- Wang, W.C., Y.L. Yung, A.A. Lacis, T. Mo, and J.E. Hansen, 1976, Greenhouse effects due to man-made perturbations of trace gases, *Science*, 194, 685-690
- Wang, W.C., 1982, Ozone changes: climatological effects, in: *Stratospheric Ozone and Man*, F.A. Bower and R.B. Ward, eds., CRC-Press, pp. 123-135
- Wang, W.C., J.P. Pinto, and Y.L. Yung, 1980, Climatic effect due to halogenated compounds in the earth's atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, 37, 333-338

Wang, W.C. and N.D. Sze, 1980, Coupled effects of atmospheric N₂O and O₃ on the earth's climate, Nature, 286, 589

WMO, Rep. No. 11, 1981, The stratosphere 1981: Theory and Measurements, WMO, Genf

WMO, Rep. No. 14, 1982, Report of the Meeting of Experts on Potential Climatic effects of Ozone and other Minor Trace Gases, Boulder, Colo., 13-17 Sept. 1982, WMO, Genf

Weiss, R.F., 1981, The Temporal and Spatial Distribution of Tropospheric Nitrous Oxide, J. Geophys. Res. 86, 7185-7195

Weiss, R.F. and H. Craig, 1976, Production of atmospheric nitrous oxide by combustion, Geophys. Res. Lett., 3, 751-753

4. Kombinierter Treibhaus-Effekt und
kritische Schwellenwerte

Wilfrid Bach und Hans-Josef Jung

Bei einer realistischen Gesamtbeurteilung der Klimaauswirkungen müssen alle bisher identifizierten Einflußfaktoren in Betracht gezogen werden, weil eine einseitige Fixierung nur auf das CO_2 die tatsächlichen Wirkungen unterschätzen würde. Zur Berücksichtigung auch der anderen Einflußfaktoren hat Flohn (1978, 1979) das Konzept des kombinierten Treibhaus-Effekts eingeführt. Er unterscheidet dabei einen realen CO_2 -Gehalt (d.h. ohne die anderen Spurengase) und einen virtuellen CO_2 -Gehalt, bei dem die CO_2 -Wirkung durch andere Spurengase verstärkt wird. Das Ergebnis ist, daß eine bestimmte CO_2 -Konzentration schon an einem früheren Zeitpunkt zu einer entsprechenden Temperaturzunahme führt.

Dieses Vorgehen hat Flohn (1981 a,b) nun mit einigen modellabhängigen Parametern aus bisherigen Modellergebnissen kombiniert und daraus kritische Schwellenwerte für einen bestimmten Anstieg der CO_2 -Konzentration der Atmosphäre und die entsprechende Temperaturzunahme abgeleitet. Das erscheint gerechtfertigt, denn Untersuchungen haben gezeigt, daß sich die verschiedenen Klimamodellergebnisse mit Hilfe modellabhängiger Parameter vergleichen lassen, und daß zwischen der mittleren Oberflächentemperatur T_s und dem CO_2 -Gehalt der Atmosphäre eine einfache logarithmische Relation besteht (Ramanathan, 1980; Gates, 1980; Hoffert et al., 1980; Flohn, 1981 a, b).

Wir gehen dabei von der Strahlungsbilanzgleichung an der Obergrenze der Atmosphäre aus:

$$Q = (1 - \alpha_p)(SC/4) = - E \quad (E \sim 240 \text{ W/m}^2 \pm 1\%) \quad (1)$$

wobei SC die Solarkonstante ($\sim 1360 \text{ W/m}^2$), E die terrestrische Ausstrahlung und α_p die planetare Albedo ($\sim 0,29 \pm 0,01$) ist.

Bei Annahme eines Strahlungsgleichgewichts (ΔE konstant) ergibt sich folgendes thermisches Gleichgewicht:

$$\Delta E(T_s, \text{CO}_2) = B \Delta T_s - nC \ln A \quad (2)$$

darin ist A der normalisierte CO_2 -Gehalt ($A = 1 + \Delta \text{CO}_2/\text{CO}_2^*$; ist die Abweichung von einem "ungestörten" Referenzwert* meist 300 ppm), die Parameter B, C und n sind von den Modellannahmen abhängig und lassen sich näherungsweise

abschätzen. Der Parameter B, der häufig als $\lambda = CB^{-1}$ angegeben wird, ist die thermische Sensitivität, d.h. das Verhältnis zwischen der Änderung der Oberflächentemperatur und der Änderung der Strahlungsbilanz:

$$B = \Delta E / \Delta T_s \sim 1,8 (\pm 0,4) \text{ W/m}^2 \cdot \text{K}$$

Der Parameter C hängt von B und der durch den CO₂-Anstieg bedingten Temperaturzunahme ab:

$$C = \Delta E / \Delta CO_2 \sim 6,8 (\pm 1,2) \text{ W/m}^2 \cdot \text{K} \text{ (für eine CO}_2\text{-Verdopplung } A = 2)$$

Unter Berücksichtigung der anderen IR-absorbierenden Gase ergibt sich für C ein Korrekturzuschlag von:

$$n = \frac{\Delta E \text{ (alle IR-absorbierenden Gase)}}{\Delta E \text{ (CO}_2 \text{ allein)}}$$

Der Wert n wird gegenwärtig auf $\approx 1,3$ geschätzt, sollte sich aber in den nächsten 50 - 60 Jahren auf $\approx 1,7 - 1,8$ erhöhen. Eine solche zeitabhängige Zunahme von n erscheint gerechtfertigt, weil insbesondere die Chlorfluormethane (60 - 80 Jahre für F-11 und 135 - 150 Jahre für F-12) und Lachgas mit 150 - 175 Jahren eine relativ lange atmosphärische Verweilzeit haben, und weil die CFM mit 9 - 10 %/a relativ höhere Wachstumsraten haben als CO₂ mit 0,4 %/a. Der Einfluß von Wasserdampf ist in C bereits berücksichtigt. Das Verhältnis zwischen einem virtuellen (alle Spurengase) und dem realen CO₂-Gehalt (nur CO₂) ist dann:

$$\frac{CO_2 \text{ (virtuell)}}{CO_2 \text{ (real)}} = \left(1 + \frac{\Delta CO_2}{CO_2} \right)^n \quad (3)$$

Unter der Annahme, daß $\Delta E = 0$ ergibt sich aus Gleichung (2) eine einfache Abschätzung der bodennahen Erwärmung ΔT_s mit dem kombinierten Parameter D = nCB⁻¹:

$$\Delta T_s = D \ln \left(1 + \frac{\Delta CO_2}{CO_2} \right) \quad (4)$$

Bei einem gegenwärtigen Wert von n $\sim 1,3$ ergibt sich für D ~ 5 , wobei in Zukunft aber eher mit n $\sim 1,7$ und damit D ~ 6 zu rechnen ist. Gleichung (4) läßt sich in einem semi-logarithmischen Netz darstellen (Abb.B14). Für kritische Temperatur-Schwellwerte lassen sich dann die korrespondierenden CO₂-Konzentrationen in der Atmosphäre ablesen.

Ein Vergleich mit den Verhältnissen in den verschiedenen Warmphasen der Vergangenheit erlaubt eine sinnvolle Abschätzung kritischer Schwellenwerte. Wenn wir das Klima einigermaßen stabil halten wollen, dann darf der virtuelle CO_2 -Gehalt der Atmosphäre nicht über 400 - 450 ppm hinaus ansteigen (Flohn 1980 a,b). Diesem ersten kritischen Schwellenbereich entspricht ein Temperaturanstieg von 1 - 1,5°C, wie er seit dem Mittelalter um 1000 n. Chr. nicht mehr vorgekommen ist. Katastrophale Klimaänderungen wären erst bei einer virtuellen CO_2 -Konzentration von 600 - 700 ppm zu erwarten (Flohn, 1981 c). Das würde zu einer mittleren globalen Temperaturzunahme um 4 - 5°C und damit zu Klimaverhältnissen führen, wie sie im Jungtertiär (vor rd. 5 - 3 Mill. Jahren) vorgeherrscht haben. Paläoklimatologische Funde deuten daraufhin, daß wir dann nicht nur mit einem eisfreien arktischen Ozean, sondern auch mit einer Verschiebung der agroklimatischen Zonen und schwerwiegenden Folgen für die Ernährungssicherung sowie mit möglicherweise irreversiblen Klimaänderungen zu rechnen haben.

Ohne korrigierende Eingriffe werden diese Schwellenwerte früher oder später im Laufe des 21. Jahrhunderts erreicht. Dabei besteht die Gefahr, daß die dann einzuleitenden Maßnahmen umso drastischer sein müssen, je länger sie hinauszögert werden. Damit erhält das CO_2 /Klima-Problem schon jetzt eine sehr hohe Dringlichkeitsstufe.

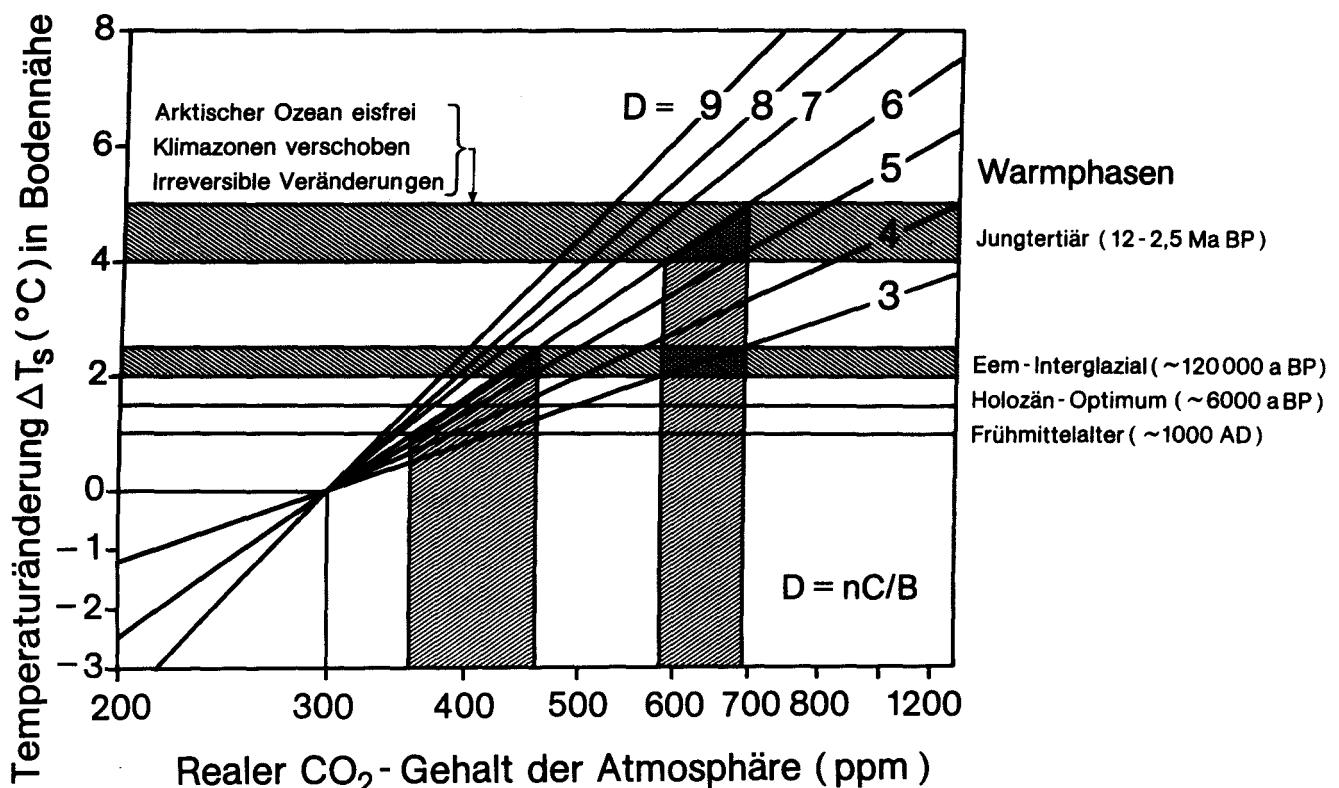


Abb.B14 Kritische Schwellenwerte für den CO_2 - und Temperaturanstieg in Abhängigkeit von den bisherigen Modellergebnissen

Quelle: Flohn (1981b)

Literaturverzeichnis

- Flohn, H.(1978): Die Zukunft unseres Klimas: Fakten und Probleme, Promet 2/3, 1-21.
- Flohn, H.(1979): Can climate history repeat itself? Possible climatic warming and the case of paleoclimatic warm phases. In: W.Bach et al.(eds.) Man's Impact on Climate, 15-28, Elsevier Publ. Co., Amsterdam.
- Flohn, H.(1980a): Das Energieproblem und die Zukunft unseres Klimas, Bonner Universitätsblätter, S. 9-18.
- Flohn, H.(1980b): Geophysikalische Grundlagen einer anthropogenen Klimamodifikation, Veröffentlichungen Joachim Jungius-Ges. Wiss. Hamburg, 44, 195-218.
- Flohn, H.(1981a): Klimaänderung als Folge der CO₂-Zunahme?, Phys. Bl. 37(7), 184-190.
- Flohn, H.(1981b): Major climatic events as expected during a prolonged CO₂-warming. Report Institute of Energy Analysis, Oak Ridge Assoc. Universities, Oak Ridge, U.S.A.
- Flohn, H.(1981c): Kohlendioxid, Spurengase und Glashauseffekt: Ihre Rolle für die Zukunft unseres Klimas, R.W. Akademie der Wiss., Heft Nr. 304, 46 S., Westdeutscher Verlag, Opladen.
- Gates, W.L.(1980): Modeling the surface temperature changes due to increased atmospheric CO₂. In: W. Bach et al.(eds.) Interactions of Energy and Climate, 169-190, Reidel Publ. Co., Dordrecht.
- Hoffert, M.I., A.J. Callegari and C.-T. Hsieh(1980): The role of deep sea heat storage in the secular response to climatic forming, I. Geophys. Res., 85(C11), 6667-6679.
- Ramanathan, V.(1980): Climatic effects of anthropogenic trace gases, In: W. Bach et al.(eds.) Interactions of Energy and Climate, 269-280, Reidel Publ. Co., Dordrecht.

5. Die Erkennbarkeit einer durch den Menschen verursachten Klimaänderung im natürlichen Schwankungsbereich.

Hans-Josef Jung und Wilfrid Bach

5.1 Einleitung

Um eine vom Menschen verursachte Klimaänderung z.B. durch CO₂ Erhöhung rechtzeitig aus dem Rauschen der natürlichen Klimavariabilität erkennen und um Gegenmaßnahmen einleiten zu können, ist eine genaue Kenntnis der Klimageschichte und der die Klimaschwankungen verursachenden Prozesse notwendig. Die anthropogene Beeinflussung des Klimas setzt sich im wesentlichen aus vier Faktoren zusammen:

- Änderung der gasförmigen Zusammensetzung der Atmosphäre (CO₂ und andere Spurengase)
- Modifikation der Landnutzung (Änderung der Albedo)
- Anstieg des Aerosolgehalts in der Atmosphäre
- Wärmeemission in die Atmosphäre.

Die Überlagerung von künstlichen und natürlichen Störungen des Klimasystems kann anhand von Klimamodellrechnungen studiert werden. Daneben müssen aber Beobachtungen und Messungen klimatologischer Variablen in hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung durchgeführt werden, um Klimamodelle verifizieren und die Ursachen der Klimavariabilität kennenzulernen zu können.

5.2 Klimgeschichte und Klimaänderungen im natürlichen Schwankungsbereich

Direkte Beobachtungen des Klimas über längere Zeiträume sind nur für wenige Größen wie z.B. Temperatur oder Druck erhältlich. Diese Beobachtungsreihen gibt es zudem nur an wenigen Stationen. Wegen des geringen Datenmaterials und der zum Teil noch heute unzureichenden Beobachtungsmöglichkeiten in der südlichen Hemisphäre und über den Weltmeeren, ist die zeitliche und räumliche Variation des Klimas in Vergangenheit und Gegenwart schwierig zu erfassen.

Über den Zeitraum der Instrumentenbeobachtungen hinaus lassen sich Informationen über Temperatur, Niederschlag usw. aus Gesteins- oder Sedi-

mentproben, Eisbohrkernen, Baumringen, Untersuchungen von Gletscherab-
ablagerungen und der Änderung des Meeressniveaus ermitteln.

Ein Einblick in den Ablauf und die Wirkungsmechanismen einer Klima-
änderung lässt sich aus der Rekonstruktion der Klimageschichte gewinnen,
die durch eine große Schwankungsbreite mit unterschiedlichen Zeitskalen
charakterisiert ist. Das Klima der letzten ein Million Jahre ist durch
einen Wechsel zwischen relativ kalten Glazial- und relativ warmen Inter-
glazialzeiten mit einem Abstand von jeweils 100 000 Jahren gekennzeichnet;
die wärmsten Abschnitte der Zwischeneiszeiten haben nur etwa 10 000 Jahre
angedauert. Die Übergänge zwischen den einzelnen Perioden können in noch
kurzfristigeren Zeiträumen erfolgen.

Eine genauere Betrachtung der letzten 10 000 Jahre ist wichtig,
da in diesem Zeitraum kurzfristige Klimafluktuationen auftraten, die für
die Untersuchung des gegenwärtigen Klimas nützlich sind, da ihre physi-
kalischen Ursachen anhand zahlreicher Daten untersucht werden können.
Insbesondere der Wechsel zwischen kalten und warmen Perioden und der Unter-
schied zwischen einzelnen Jahrhunderten und Jahrzehnten liefern wertvolles
Material, um zum einen die Auswirkungen von Klimaänderungen (z.B. Verschiebung
von Hoch- und Tiefdruckgürteln und damit Verbesserung bzw. Verschlechterung
der allgemeinen Lebensbedingungen in einer bestimmten Breitenzone) und
zum andern die natürliche Variabilität studieren zu können (Kutzbach, 1978).

5.3 Mögliche Ursachen der Klimavariabilität

Klimaschwankungen können sich aus Änderungen externer oder interner
Parameter des Klimasystems ergeben (Abb. C1). Eine eindeutige Ursache-Wirkungs-
kette lässt sich dabei nicht festlegen, da eine Störung des Klimasystems
durch Rückkopplungsprozesse abgeschwächt oder verstärkt werden kann. Darüber-
hinaus ist für die Erklärung einer Klimaschwankung die genaue Kenntnis
der Variabilität der externen und internen Parameter notwendig. Einige
Größen wie z.B. die Umlaufbahn der Erde um die Sonne lassen sich eindeutig
ableiten, während die Variabilität anderer Größen (z.B. Vulkanausbrüche)
über einen längeren Zeitraum weitgehend unbekannt ist. Außerdem hängt
die Reaktion des Klimasystems gegenüber äußeren Einwirkungen gerade wegen der
langen Zeitkonstanten von Ozean, Biosphäre, Lithosphäre und Kryosphäre ganz
besonders vom Klimaanfangszustand ab. Nach Lorenz (1970) besteht wegen der Komplex-
ität des Klimas sogar die Möglichkeit, daß für bestimmte Randbedingungen

mehrere Klimazustände existieren können.

Daneben entstehen Klimaschwankungen durch die statistischen Fluktuationen des sich von Tag zu Tag ändernden Wettergeschehens. Diese sind nicht über Zeitskalen, die für klimatologische Untersuchungen von Interesse sind, vorhersagbar. Sie werden daher auch als "Klimarauschen" oder als "inhärente Variabilität des Klimasystems" bezeichnet (Williams, 1977). Diese Eigenschaft des Klimasystems kann auch zur Erklärung der Übergänge zwischen glazialen und interglazialen Klimazuständen herangezogen werden (Kutzbach, 1978). Daher sind Untersuchungen über den Anteil des nicht vorhersagbaren "Klimarauschens" an der natürlichen Klimavariabilität notwendig, um eine Klimavorhersage über einen längeren Zeitraum zu ermöglichen.

5.4 Erkennbarkeit einer anthropogen verursachten Klimaänderung

Klimamodellrechnungen ergeben für den während der letzten hundert Jahre beobachteten CO_2 Anstieg von 260-290 ppmv auf rd. 340 ppmv eine globale Erwärmung von $0,7 \pm 0,3^\circ\text{C}$ (MacCracken, 1983). Zum gegenwärtigen Zeitpunkt kann der CO_2 Einfluß auf das Klima aus Beobachtungen noch nicht nachgewiesen werden. Ursache hierfür können natürliche Klimafluktuationen oder störende Einflüsse anderer Faktoren sein, die das CO_2 Signal überlagern.

Madden und Ramanathan (1980) berechneten die mittlere Bodentemperatur bei 60°N für die Periode 1906-1977. Durch den Vergleich des daraus abgeleiteten natürlichen Klimarauschens mit dem aus Klimamodellrechnungen für einen CO_2 Anstieg abgeleiteten Signal ergibt sich, daß der CO_2 Effekt während der Sommermonate innerhalb der nächsten Dekade sichtbar werden sollte.

Wigley und Jones (1981) beschreiten einen ähnlichen Weg, indem sie das CO_2 Signal aus Klimamodellrechnungen (Manabe und Stouffer) mit dem aus Bodentemperaturmessungen für die Periode 1941-1980 abgeleiteten natürlichen Rauschen vergleichen. Die räumliche Verteilung des Signal- zu Rausch-Verhältnisses zeigt Abb. C14. Ebenso wie Madden und Ramanathan (1980) erhalten sie die größten Werte für diesen Parameter im Sommer, jedoch nicht bei 60°N sondern bei rd. 40°N . Die Ergebnisse zeigen, daß das CO_2 Signal zuerst in mittleren Breiten im Sommer erkennbar sein wird. Dies resultiert aus der geringeren natürlichen Variabilität der Sommertemperaturen.

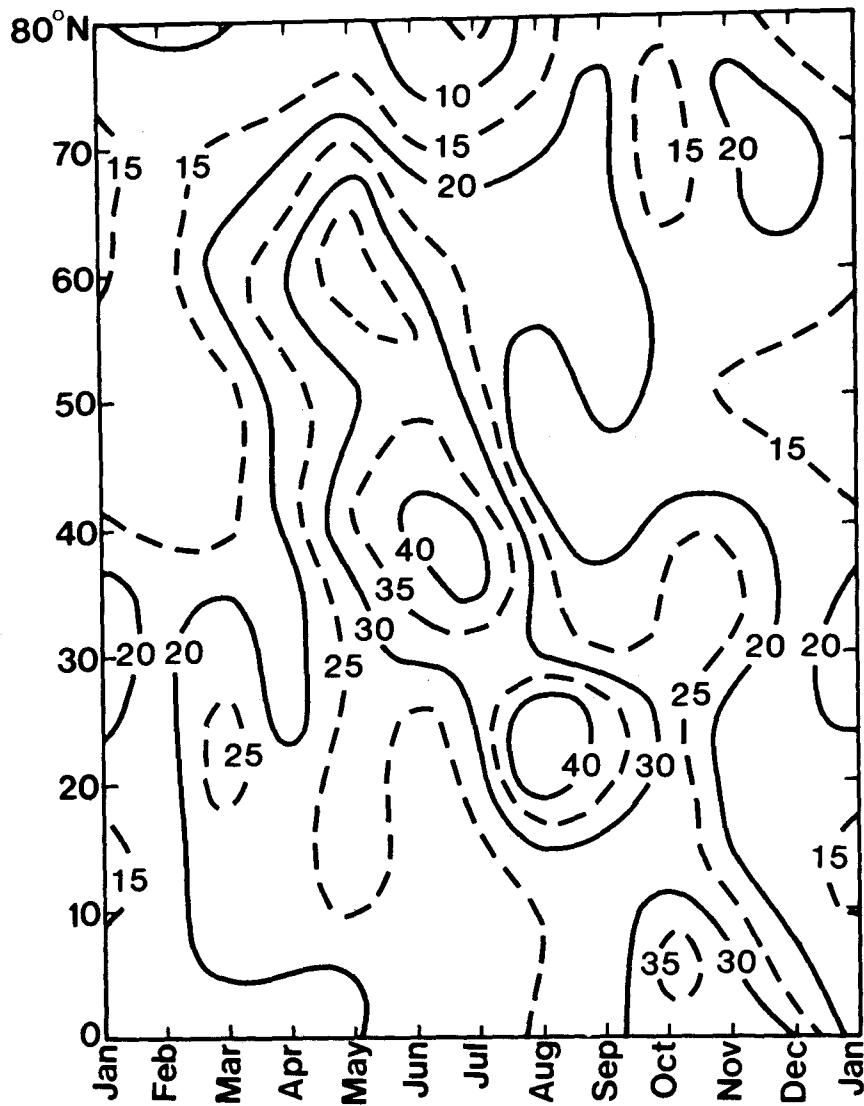


Abb. B15 Verteilung des Signal zu Rausch-Verhältnisses für einen CO_2 induzierten Temperaturanstieg
Quelle: Wigley and Jones (1981)

Eine andere Methode, das CO_2 Signal im Klimageschehen zu erkennen, besteht darin, den beobachteten globalen Temperaturverlauf in der Vergangenheit als Folge von Störungen des Strahlungshaushalts darzustellen. Hansen et al. (1981) berechnen mit Hilfe eines Strahlungskonvektionsmodells, das mit einem Ozeanmodell gekoppelt ist, den Einfluß von Änderungen nicht nur der solaren Einstrahlung, sondern auch der optischen Durchlässigkeit der Atmosphäre durch Vulkanausbrüche und der gasförmigen Zusammensetzung der Atmosphäre durch einen CO_2 Anstieg.

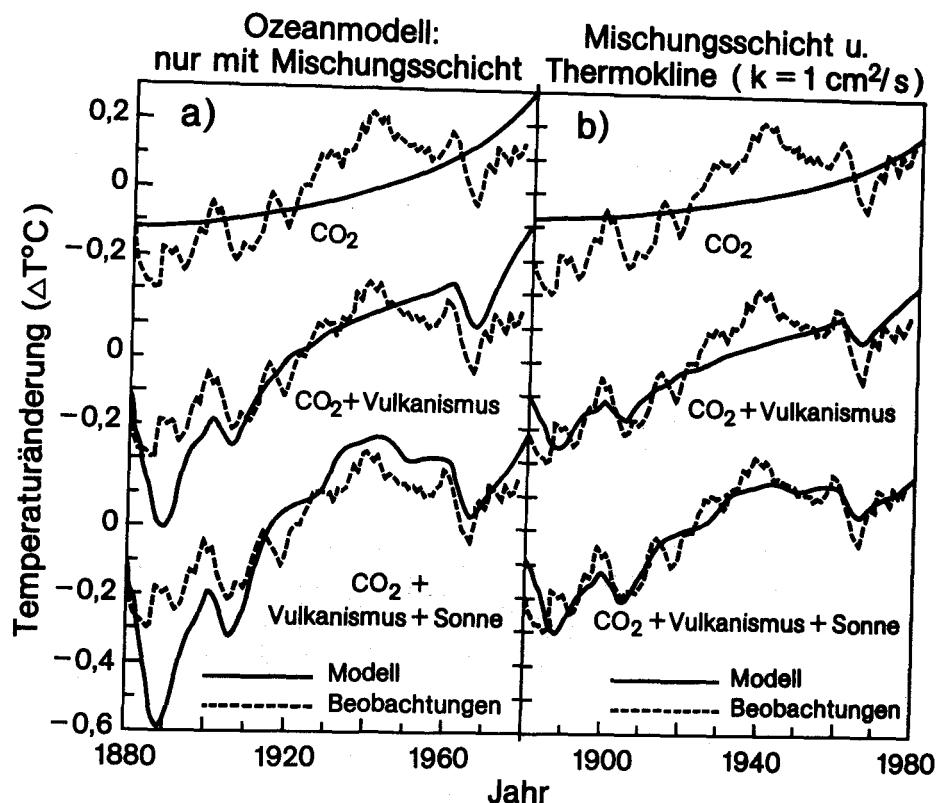


Abb. B16 Simulation des beobachteten globalen Temperaturverlaufs als Funktion von Störungen des Strahlungshaushalts und der Ozeanmodellierung.

Quelle: Hansen et al. (1981)

Abb. C15 zeigt einen Vergleich der gemessenen und berechneten Temperaturverteilung für zwei unterschiedliche Ozeanmodelle. Falls der Ozean nur aus einer Mischungsschicht besteht, ist die Übereinstimmung zwischen Modell und Beobachtungen unbefriedigend. Wird dagegen zusätzlich ein Wärmetransport in die Thermokline berücksichtigt, so ergibt sich eine gute Übereinstimmung der Beobachtungen durch die Modellsimulation. Daraus schließen Hansen et al. (1981), daß CO_2 und vulkanische Aerosole einen großen Einfluß auf die Temperaturverteilung der letzten 100 Jahre gehabt haben. Dies kann jedoch noch nicht als Beweis für den CO_2 Einfluß angesehen werden, da genaue Daten über die zeitliche Variation der solaren Einstrahlung und der optischen Eigenschaften der Atmosphäre fehlen. Bestätigt wird diese Einschätzung auch durch die Ergebnisse von Gilliland (1982), der eine ähnlich gute Übereinstimmung zwischen gemessenen und berechneten Temperaturen erhält, obwohl er unterschiedliche Daten über die Variation der solaren Einstrahlung und den Einfluß von Vulkanausbrüchen benutzt hat.

Um den Zeitpunkt für die Erkennbarkeit des CO_2 Signals in der Zukunft zu bestimmen, vergleichen Hansen et al. (1981) die CO_2 induzierte Erwärmung mit der natürlichen Variabilität des Klimas (Abb. C16). Danach sollte das CO_2 Signal zwischen 1990 und 2000 in den Klimadaten erkennbar sein.

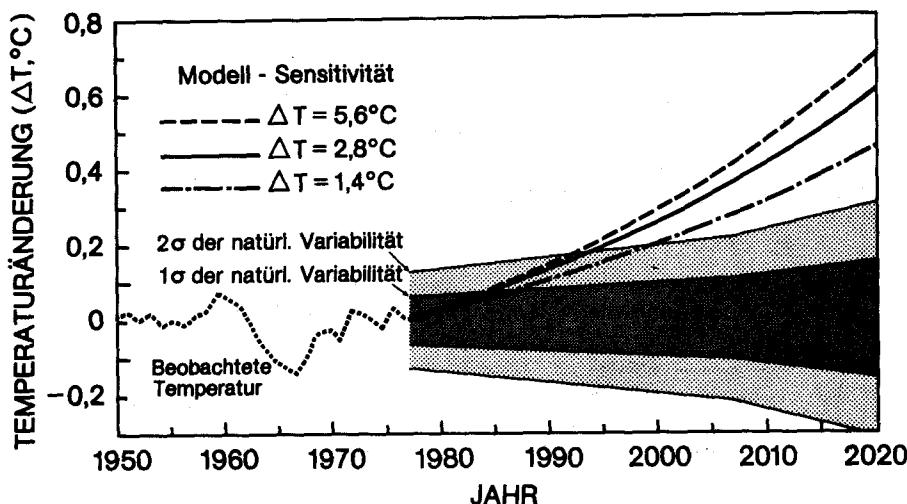


Abb. B17 Vergleich der simulierten Temperaturänderung für einen CO_2 Anstieg mit der natürlichen Klimavariabilität.

Quelle: Hansen et al. (1981)

Die Ergebnisse dieser Studien zeigen, daß eine Temperaturerhöhung durch einen CO_2 Anstieg prinzipiell bis zum Jahre 2000 in den Meßdaten nachgewiesen werden kann. Eine genaue Festlegung des Zeitpunkts und des Orts für das Auftreten eines CO_2 Signals ist bisher noch nicht möglich, da die hier angeführten Untersuchungen für eine nur unzureichende Basis von Meßdaten durchgeführt wurden und die Ergebnisse der Modellrechnungen für einen CO_2 Anstieg noch nicht als gesichert gelten können. Darüberhinaus ist die gegenwärtige Kenntnis der Ursachen der natürlichen Klimavariabilität und deren Wechselwirkung mit anthropogenen klimabeeinflussenden Faktoren noch nicht ausreichend, um den Einfluß eines bestimmten Faktor auf die Klimavariabilität nachweisen zu können.

Literaturverzeichnis

- Gilliland, R.L. (1982): Solar, volcanic and CO₂ forcing of recent climatic changes, Climatic Change 4, 111-131
- Hansen, J., D. Johnson, A. Lacis, S. Lebedeff, P. Lee, D. Rind and G. Russel (1981): Climatic impact of increasing atmospheric carbon dioxide, Science 213, 957-966
- Kutzbach, J.E. (1978): The nature of climate and climatic variations. IEEE Transact, Geosci. Electr., GE-16, 23-29
- Lorenz, E.N. (1970): Climatic change as a mathematical problem, J. Appl. Meteor., 9, 325-329.
- MacCracken, M.C. (1983): Is there climatic evidence now for carbon dioxide effects? UCRL-88613, Lawrence Livermore National Laboratory
- Madden, R.A. and V. Ramanathan (1980): Detecting climate change due to increasing CO₂, Science 209, 763-768
- Wigley , T.M.L. and P.D. Jones (1981): Detecting CO₂ induced climatic change. Nature, 292, 205-208
- Williams, J. (1977): Can we predict climatic fluctuations? IIASA Laxenburg, Professional Paper, PP-77-7, 25p

C. DER ZEITLICHE RAHMEN DER ZU ERWARTENDEN KLIMAÄNDERUNG

U. Birnbaum und M. Walbeck

C.1 Verbrauch fossiler Primärenergieträger

Die heute existierende überregionale durch umfangreiche Transport- und Verteilungssysteme gekennzeichnete Energieversorgung ist im wesentlichen auf die Verwendung fossiler Primärenergieträger ausgerichtet. Wie Abbildung C1 zeigt, betrug ihr Beitrag an der Deckung des Weltenergiebedarfs 1980 etwa 90 %.

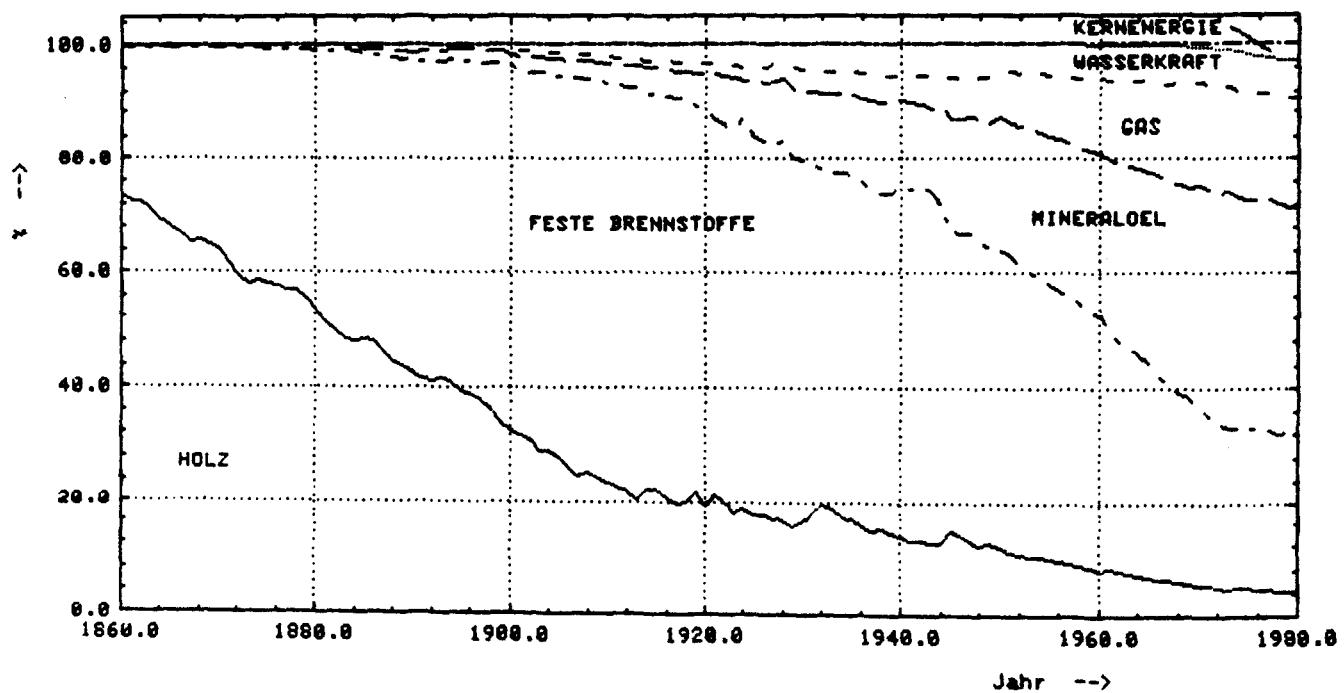


Abb. C1: Prozentualer Beitrag der Primärenergieträger zur Energiebedarfsdeckung /1/

C.2 Ressourcen und Reserven fossiler Primärenergieträger

2.1 Vorratsklassifikation

Die in diesem Kapitel aufgeführten Zahlenangaben zu Vorräten bzw. Reserven sind, falls nicht gesondert ausgewiesen, dem "Survey of Energy Ressourcen 1980" ("Survey") entnommen /2/.

In Anlehnung an die Definitionen für die Kohlenwasserstoffvorräte wurde das Zahlenmaterial nach folgenden Kriterien erhoben:

gesamte Ressourcen: vermutete anstehende Gesamtvorräte.

nachgewiesene Reserven: der Anteil der gesamten Ressourcen, der nicht nur sorgfältig untersucht, sondern dessen Bauwürdigkeit auch in einem bestimmten Land oder Gebiet unter gegenwärtigen und erwarteten örtlichen ökonomischen Bedingungen (oder zu spezifischen Kosten) und mit existierender verfügbarer Technologie festgestellt wurde.

nachgewiesene ausbringbare Reserven: der Anteil an den nachgewiesenen Reserven *in situ*, der unter den obengenannten ökonomischen und technischen Grenzen ausgebracht (in roher Form aus der Erde gewonnen) werden kann.

zusätzliche Ressourcen: umfassen alle Ressourcen zusätzlich zu den nachgewiesenen Reserven, die von mindestens voraussichtlichem ökonomischen Interesse sind.

Definitionsgemäß setzen sich die "gesamten Ressourcen" aus den Teilmengen "nachgewiesene Reserven" und "zusätzliche Ressourcen" zusammen. Die "nachgewiesenen ausbringbaren Reserven" sind eine Teilmenge der "nachgewiesenen Reserven" /3/. Es handelt sich dabei um die Menge, die um notwendigerweise in der Lagerstätte verbleibende Reste vermindert, zu Tage gefördert werden kann.

Im "Survey" wird ausdrücklich auf die Probleme der Vorratserhebung hingewiesen und auch darauf, daß die ausgewiesenen Zahlen nicht immer den vorgegebenen Definitionen entsprechen.

2.2 Ressourcen

Nach heutigem Kenntnisstand betragen die Ressourcen fossiler Primärenergieträger etwa 12.329 Mrd t SKE, von denen rund 1.036 Mrd t SKE als nachgewiesene ausbringbare Reserven angesehen werden. Diese Zahlen können einen Anhaltswert für die prinzipielle Verfügbarkeit fossiler Rohstoffe abgeben, denn der Begriff "nachgewiesene ausbringbare Reserven" ist als Funktion des Explorationsstandes, der Gewinnungstechniken und schließlich des Energiepreisniveaus anzusehen.

2.3 Reserven

2.3.1 Kohlenreserven

Von insgesamt 11.000 Mrd t SKE Kohlenressourcen werden derzeit 775 Mrd t SKE Steinkohlen, 173 Mrd t SKE Glanzbraunkohlen und 113 Mrd t SKE sonstige Braunkohlen als nachgewiesene Reserven



Abb. C2: Hauptsteinkohlenlagerstätten /Mrd t SKE/

SKE = Steinkohleneinheiten

1 Milliarde (Mrd) = 10^9

10^9 t SKE = $9,28 \times 10^8$ kW

klassifiziert. Von diesen 1.061 Mrd t SKE gelten zum gegenwärtigen Zeitpunkt 687 Mrd t SKE als nachgewiesene ausbringbare Reserven.

Die ergiebigsten Steinkohlenlagerstätten, Abbildung C2, liegen mit 107 Mrd t SKE in den USA, mit 104 Mrd t SKE in der UdSSR, mit 100 Mrd t SKE in Europa (ohne UdSSR), mit mindestens 99 Mrd t SKE in China, mit je 25 Mrd t SKE in Australien und Süd-Afrika sowie mit 13 Mrd t SKE in Indien.

2.3.2 Erdölreserven

Die nachgewiesenen ausbringbaren Erdölreserven werden mit knapp 130 Mrd t SKE angegeben (Ressourcen etwa 400 Mrd t SKE). Mit 74 Mrd t SKE liegen die ergiebigsten Ölvorkommen in den arabischen Ländern des Mittleren Ostens. Die UdSSR verfügt über 14 Mrd t SKE. Weitere bedeutende Lagerstätten mit insgesamt 11,6 Mrd t SKE befinden sich in Ländern des nördlichen und mittleren Afrikas. Es folgen dann die USA und Kanada mit insgesamt 6,4 Mrd t SKE, Mexiko mit 5,8 Mrd t SKE, Südamerika mit 5,2 Mrd t SKE sowie einige weitere Länder oder Ländergruppen mit Vorkommen von 3-4 Mrd t SKE, vergleiche Abbildung C3.



Abb. C3: Haupterdöllagerstätten /Mrd t SKE/

2.3.3 Ölreserven aus Ölschiefer und bituminösen Sanden

Abweichend von der unter 2.1 angegebenen Vorratsklassifikation erfolgt die Einteilung bei Ölreserven aus Ölschiefer und bituminösen Sanden in folgende zwei Gruppen:

- unter nachgewiesenen Reserven ist der Teil des "oil in place" zu verstehen, der unter den gegebenen bzw. zu erwartenden lokalen wirtschaftlichen Bedingungen (bzw. bei definierten Kosten) mit erprobter Technologie gewinnbar ist, ausgedrückt in gewinnbarer Rohölmenge,
- der Begriff zusätzliche Ressourcen umfaßt solche Mengen, die aller Voraussicht nach wirtschaftliches Interesse erlangen werden.

In Anbetracht bestehender Unsicherheiten werden die Ressourcen an Ölschiefer mit 482 Mrd t SKE gewinnbarem Öl und an bituminösen Sanden mit 168 Mrd t SKE gewinnbarem Öl angegeben. Die nachgewiesenen Reserven im Sinne obiger Definition belaufen sich auf 67 Mrd t SKE Öl aus Ölschiefer und 58 Mrd t SKE Öl aus bituminösen Sanden.


Größere zusammenhängende Lagerstätten sind bisher nur in den USA, Marokko und der UdSSR bzw. in Venezuela und Kanada bekannt.

2.3.4 Erdgasreserven

Die Datenerfassung von Ressourcen und Reserven ist noch recht uneinheitlich. Während im "Survey" 279 Mrd t SKE als gesamte Ressourcen und 94 Mrd t SKE als nachgewiesene ausbringbare Reserven angegeben werden, spricht Meyerhoff von 245 Mrd t SKE Ressourcen und von 75,6 Mrd t SKE nachgewiesenen und wahrscheinlichen Reserven /4/, Shell von 94,4 Mrd t SKE Weltreserven /5/ oder der Gesamtverband des deutschen Steinkohlenbergbaus /6/ von 88,7 Mrd t SKE Erdgasvorräten.

Nach dem Survey liegen die ergiebigsten Lagerstätten in der UdSSR, in den Ländern des Mittleren Ostens, im nördlichen Afrika und in Nordamerika, vergleiche Abbildung C4.



Abb. C4: Haupterdgaslagerstätten /MrdtSKE/

2.4 Zukünftige Förderung

2.4.1 Kohlenförderung

Die umfangreichen Kohlenreserven stellen auf absehbare Zeit keine Förderbegrenzung dar. Im Gegenteil, sie lassen sogar eine beträchtliche Expansion der Förderung zu, zumal die Gewinnungsverfahren sowohl für den Tagebau wie auch für den Tiefbau einen hohen technischen Stand erreicht haben /7/. Es ist deshalb damit zu rechnen, daß die Förderung bei steigender Nachfrage rasch zunehmen wird, ob allerdings bis 2000 Förderzahlen von 7 Mrd t pro Jahr erreicht werden können, bleibt in Anbetracht der dazu erforderlichen großen technischen und finanziellen Anstrengungen offen.

2.4.2 Erdölförderung

Da die Erdölförderung von einer Vielzahl ungewisser Faktoren beeinflußt wird - Gewinnungsverfahren, Förder- und Exportbereitschaft der Erdölländer u.ä. - stehen verschiedene Förderzahlen im Raum, die z.B. für das Jahr 2000 von knapp 3 Mrd t SKE bis 7,5 Mrd t SKE reichen /9, 10, 11/. Am anschaulichsten lassen sich diese Zahlen in zwei Kategorien einordnen, einmal in technisch mögliche und zum anderen in realisierbare Förderung. Letztere Gruppe stellt sich mit Rücksicht auf angesprochene Unsicherheiten als Streubereich dar, wie in Abbildung C5 dargestellt.

2.4.3 Ölgewinnung aus Ölschiefern und bituminösen Sanden Die zukünftige Gewinnung von Öl aus Ölschiefern und bituminösen Sanden wird trotz bereits im Betrieb befindlichen Anlagen in der UdSSR und Kanada allgemein sehr zurückhaltend beurteilt. Die wesentlichen Gründe dafür sind sicherlich in der bestehenden Unsicherheit über die zu erwartende Wirtschaftlichkeit entsprechender Anlagen zu sehen, die beeinflußt wird von der außerordentlichen Kapital- und Lohnintensität der Gewinnung bzw. Umwandlung sowie von den notwendigerweise zu ergreifenden Umweltschutzmaßnahmen.

Während zum einen nur davon gesprochen wird, daß diese Energieträger grundsätzlich einen Beitrag zur zukünftigen Energieversorgung liefern können, wird ihr Beitrag in anderen Arbeiten konkretisiert und mit jährlich etwa 290 Mio t SKE Öl ab Ende dieses Jahrhunderts beziffert.

2.4.4 Erdgasförderung

Zwischen 1950 und 1980 ist die Erdgasförderung von knapp 250 Mio t SKE auf knapp 1.900 Mio t SKE angestiegen, wobei diese Entwicklung in den letzten Jahren mit verringerten Zuwachsralten abließ /12/. Ähnlich wie beim Erdöl liegen auch zur zukünftigen Erdgasförderung unterschiedliche Aussagen vor. Zum einen wird davon ausgegangen, daß die Förderung wegen

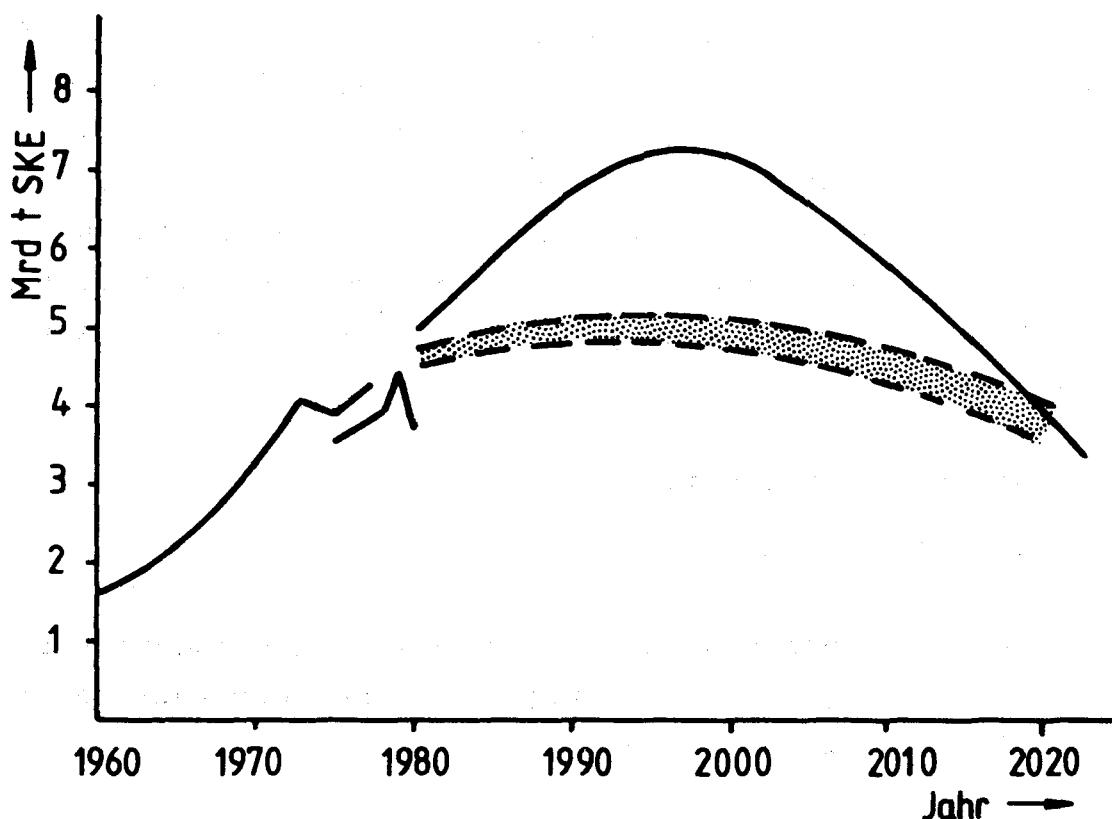


Abb. C5: Welterdölförderung /8/

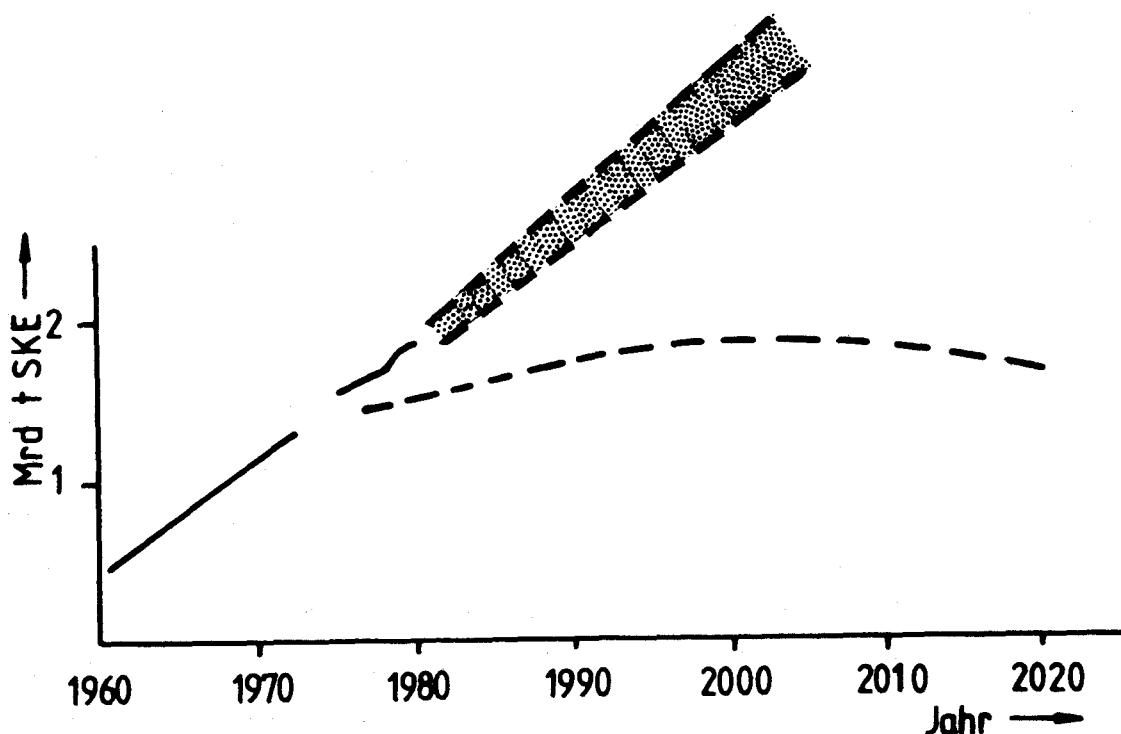


Abb. C6: Welterdgasförderung

stagnierender Nachfrage nicht wesentlich über 2.000 Mio t SKE ansteigen wird, zum anderen wird argumentiert, daß die Nachfrage weiterhin ansteigt und sich die Förderung um 2010 bis auf knapp 4.000 Mio t SKE erhöhen wird. Für die in Abbildung C6 dargestellte hohe Förderung spricht die Erwartung, daß das Erdgas seinen prozentualen Anteil von 20 % an der Energiebedarfsdeckung halten wird und infolge wachsender Energienachfrage ebenfalls steigt.

C.3 Sonstige Energieträger

3.1 Uran und Thorium

In Zukunft wird neben den fossilen Primärenergieträgern vor allem die Kernenergie eine wichtige Rolle bei der Deckung des Energiebedarfs übernehmen können.

Für die langfristige Energieversorgung wird erwartet, daß die Kernenergie nicht nur zur Stromerzeugung eingesetzt wird, sondern über die Bereitstellung industrieller Prozeß- und Fernwärme auch in den Wärmemarkt eindringt oder bei der Gaserzeugung Anwendung findet.

Das derzeitige Wissen über den Umfang der Uran- und Thoriumressourcen oder -reserven muß als unvollständig apostrophiert werden, da zum einen noch kein einheitliches Klassifikationsschema existiert und zum anderen gesichertes Datenmaterial nicht verfügbar ist. Als relativ sicher gelten nur die Angaben über westliche Länder, da CPE-Länder* in der Veröffentlichung von Zahlen sehr zurückhaltend sind. Für die WOCA-Länder** gibt der "Survey" 2,6 Mio. t Uran als sicher gewinnbare Ressourcen an, die mit Gewinnungskosten bis zu 130 \$/kg gefördert werden können. Als geschätzte zusätzliche Uranressourcen werden für die gleiche Kostenkategorie 2,6 Mio. t Uran genannt. Für die gesamte Welt, einschließlich der CPE-Länder, werden 3 Mio. t Uran bei Förderkosten bis 130 \$/kg als sicher gewinnbare Ressourcen und 4,1 Mio. t Uran bei gleichen Förderkosten als geschätzte zusätzliche Ressourcen angegeben. Wegen der ungenü-

* Centrally Planned Economies

** World Outside Communist Area

genden Zahlenangaben zu Thorium erfolgt die Zusammenstellung der Weltressourcen nur grob nach Niedrigpreis- und Hochpreiskategorien und beruht weitgehend auf Schätzungen. Als nachgewiesene Reserven werden insgesamt 1,1 Mio. t und als zusätzliche Ressourcen 2,7 Mio. t Thorium genannt.

Die Einführung fortgeschrittener Reaktorstrategien ist insofern von Bedeutung, da zum Beispiel durch den Einsatz von "Schnellen Brutreaktoren" die Uranreserven bis zu 60 mal besser ausgenutzt werden können als mit Leichtwasserreaktoren.

3.2 Regenerative Energiequellen

Unter regenerativen Energiequellen sind solche Energiequellen zu verstehen, die ihr Energiepotential aus der Sonneneinstrahlung, der Erdwärme und der natürlichen Erdbewegung schöpfen. Zu nennen sind Gezeiten, Wind, Sonne, Wasserkraft und Biomasse. Bei der Nutzbarmachung dieses Potentials ergeben sich erhebliche Probleme, von denen einige herausgegriffen werden sollen:

- um einen überregional nennenswerten Versorgungsbeitrag ermöglichen zu können, müssen mit großem Aufwand möglichst alle Energieträger mit ganz spezifischen Techniken nutzbar gemacht werden,
- die Energiedichten sind sehr gering,
- Speicher- bzw. Backupsysteme müssen entwickelt und aufgebaut werden, um auch bei ungünstigen Bedingungen die Energieversorgung sichern zu können.

Im allgemeinen wird in längerfristigen Energieversorgungsmodellen der Beitrag der Regenerativen nicht aufgeschlüsselt, sondern nur als Potential ausgewiesen.

In "Energy in a Finite World" /13/ ist der Versuch unternommen worden, dieses Potential näher zu bestimmen. Aus den natürlichen Energieströmen ergibt sich ein theoretisches Potential, aus dem sich unter bestimmten Vorgaben das technisch verfügbar zu machende Potential abgeleitet werden kann. Dieses technische

Potential muß in Konkurrenz zu anderen Energiesystemen treten. Aus diesem Vergleich ergibt sich ein realisierbares Potential, das für das Jahr 2030 mit 10,8 Mrd. t SKE ausgewiesen wird, vergleiche Tabelle C1.

Energiequelle	Technisches Potential 10 ⁹ tce	Realisierbares Potential 10 ⁹ tce	Begrenzungen	Anmerkungen
Biomasse	6,5	5,5	Landbedarf	die einzige erneuerbare Kohlenstoffquelle
Wasserkraft	3,2	1,6	ökologische Veränderungen	hochwertiges Produkt (Elektrizität)
Windenergie	3,2	1,1	Landbedarf Wirtschaftlichkeit	hochwertiges Produkt (Elektrizität), doch schwankendes Angebot und notwendiges Back-up
Geothermie (nab)	2,1	0,7	Unsicherheit der Quelle	niedriges Temperaturniveau
Solare Niedertemperaturwärme	enorm	1,0	Wirtschaftlichkeit	Überwiegend Warmwasserversorgung
ozeanische Wärme für Elektrizität (OTEC)	1,1	0,5	Wirtschaftlichkeit Markteinführung	noch spekulative Technik
Gezeiten	0,04	0	geeignete Küsten	im Vergleich zu den vorenannten Energiequellen realisierbares Potential unbedeutend
Wellenenergie, Ozean-Strömung	0,005	0	geeignete Technik	
Weltweit	~17,0	~11,0		

Tab. C1: Potential der regenerativen Energieträger /13/

In einer Veröffentlichung vom Juni 1982 versucht eine Gruppe von Wissenschaftlern der STE/KFA, den möglichen Beitrag der regenerativen Energiequellen zur zukünftigen Energieversorgung der Bundesrepublik Deutschland abzuschätzen /19/. Ausdrücklich weist sie darauf hin, daß die wesentlichen Eigenschaften dieser Energiequellen, wie geringe Energiedichte und starke zeitliche Schwankungen des Angebotes, den möglichen Beitrag entscheidend bestimmen. Unter Beachtung der Unsicherheiten und Unwägbarkeiten, die Einfluß auf die Nutzung dieser Energiequellen haben, kommen sie zu den in Tabelle C2 aufgelisteten Erwartungspotentialen für die Zeit um 2000, wobei diese Zahlen als optimistische Angaben verstanden werden sollen. In dieser Tabelle sind drei Kategorien der Erwartungspotentiale zu unterscheiden. In der zweiten Spalte wird die Energiebereitstellung der einzelnen Systeme aufgezeigt. Der Strom, die mechanische Energie und die Wärme, die durch die Nutzungssysteme Spalte 1 zur Verfügung ge-

Sutungssysteme	Energiebereitstellung	Endenergiedurchsetzung Mio t SKE	Entlastung der Primär- energiebilanz Mio t SKE
			10^{21}
1. Biokonversion	10 Mio t SKE Abfall und Rückstandsbiomasse	4-5 ²⁾	10^{21}
2. Wasserkraftwerke - große Anlagen (MW-Bereich) - kleine Anlagen (kW-Bereich)	23 TWh Strom 10 TWh Strom und mech. Energie	2,8 1,2 ¹⁾	7,9 3,7 -
Mareeskraftwerke			
3. Windkonverter - große Anlagen (MW-Bereich) - kleine Anlagen (kW-Bereich)	11 TWh Strom 1,25 TWh Strom	1,3 0,2	4,1 0,4
4. Sonnenenergieanlagen Niedertemperaturkollektoren Solarthermische Kraftwerke Photovoltaische Stromerzeugungsanlagen	1,6 Mio t SKE Wärme	2,9 ersetzt Gas/Heizöl ¹⁾ ¹⁾	3,2 -
5. Wärmepumpenanlagen elektrisch angetrieben fossil befeuert	3,1 Mio t SKE Wärme (Umwelt) 2,0 Mio t SKE Wärme (Antrieb) 1,2 Mio t SKE Wärme (Umwelt) 3,0 Mio t SKE Wärme (Antrieb)	7,1 ersetzt Gas/Heizöl durch Strom 3,1 Gas/Heizölein-sparung	bei Berücksichtigung 1,2 der Primärenergie zum Antrieb
6. Geothermische Heiz- und Kraftwerke		¹⁾	-
Summe	-	24,6	33,8

1) kein nennenswerter Beitrag bis zum Jahr 2000 zu erwarten
 2) Nicht detaillierter Beitrag vieler verschiedener Umwandlungsverfahren zur Bereitstellung von Wärme, sowie festen und flüssigen Sekundärennergieträgern aus Biomasse mit einem Heizwert an organischer Trockensubstanz in Höhe von 10 Mio t SKE/a. Angenommener Umwandlungswirkungsgrad 40-50 %.

Tab. C2: Beitrag der regenerativen Energiequellen zur Energieversorgung der Bundesrepublik Deutschland um 2000 /19/

stellt werden, müßten mit anderen Energieträgern erzeugt werden, falls eine Nutzung der regenerativen Energiequellen unterbliebe. Die Mengen der substituierten Endenergie werden in der dritten Spalte ausgewiesen. Dabei wird unterstellt, daß der Strom in einem Kohlekraftwerk erzeugt würde und die Wärme durch konventionelle Gas- und Ölheizungsanlagen. Eine Sonderstellung nehmen die Wärmepumpenanlagen ein, da sie zur Nutzung der Umweltwärme Antriebsenergie benötigen. Bei der elektrisch angetriebenen Wärmepumpe führt dies zu einer Substitution von Gas oder Heizöl durch Strom und Umweltenergie. Bei den fossil befeuerten Wärmepumpenanlagen wird eine Gas- oder Heizölein-sparung erzielt, da die Umweltenergie mitgenutzt wird. Anders sehen die Erwartungspotentiale aus, wenn die Frage gestellt wird, welche Entlastung der Primärenergiebilanz durch die Nutzung regenerativer Energiequellen erzielt werden kann. Bei dieser Fragestellung muß auch die Antriebsenergie für Wärmepumpenanlagen bis zu ihrem Primärenergieeinsatz hin zurückverfolgt

werden. Ebenso werden Raffinerieverluste oder Transport- und Metzverluste mitberücksichtigt.

Wird die Nutzung regenerativer Energiequellen für die Bundesrepublik Deutschland überwiegend aus dem Gesichtspunkt der Öl- und Gassubstitution angestrebt, so kann ein Erwartungspotential um das Jahr 2000 von etwa 25 Mio t SKE genannt werden. Interessiert aber vorrangig die Frage, inwieweit Primärenergie, gleich welcher Art, durch die Nutzung regenerativer Energiequellen eingespart werden kann, so ergibt sich ein Erwartungspotential von etwa 35 Mio t SKE eingesparter fossiler Primärenergie.

C.4 Zur weiteren Entwicklung des Primärenergieverbrauchs in der Welt

Da der weltweite Energieverbrauch von mehreren sich im Laufe der Jahre ändernden Einflußfaktoren bestimmt wird, ist es nicht zweckmäßig, seine zukünftige Entwicklung in Prognoseform zu beschreiben. Den anhaftenden Unsicherheiten entspricht eher die Darstellung in Szenarienform, mit der die Bandbreite möglicher Entwicklungen beschrieben wird. Wesentliche Bestimmungsgrößen für den Energieverbrauch sind die Zunahme der Weltbevölkerung sowie die regionale und globale Entwicklung der volkswirtschaftlichen Leistungserstellung.

4.1 Bevölkerungsentwicklung

Ein Rückblick auf die Entwicklung der Weltbevölkerung zeigt, daß sie bis etwa 1800 als Funktion mit linearem Anstieg dargestellt werden kann. Die Bevölkerung nimmt von etwa 250 Millionen im Jahre 0 der heutigen Zeitrechnung auf 1000 Millionen zu. Nach 1800 nimmt diese Kurve einen nahezu exponentiellen Verlauf an. In den letzten 180 Jahren ist die Bevölkerung auf 4400 Millionen angestiegen, und bis zum Jahre 2000 werden wahrscheinlich 6000 bis 6500 Menschen den Erdball bevölkern. Erst nach 2000 wird das Wachstum zurückgehen und die Bevölkerungskurve sich um 2100 zwischen 10000 und 12000 Millionen Menschen einstellen /14, 15, 16, 17/, Abbildung C7.

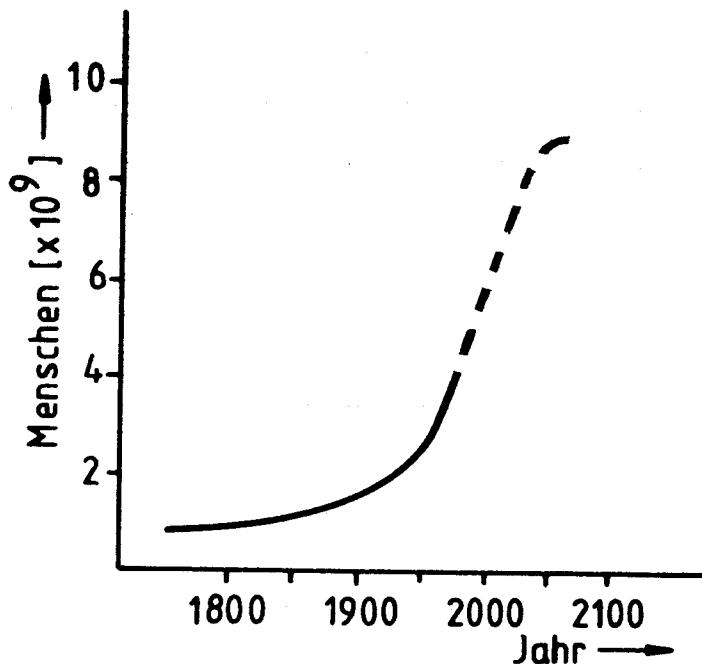


Abb. C7: Entwicklung der Weltbevölkerung

Innerhalb dieses Komplexes Weltbevölkerung ist für die Höhe des künftigen Energieverbrauchs die Verteilung in Stadt- bzw. Landbevölkerung von großem Interesse. Es kann davon ausgegangen werden, daß die Stadtbevölkerung einen um den Faktor 10 höheren kommerziellen Energieverbrauch hat, da sie kaum Brennholz, Dung oder ähnliches zur Energiebereitstellung einsetzt /18/.

4.2 Wirtschaftliches Wachstum

Die Vergangenheit hat gezeigt, daß Verbesserung der Lebensbedingungen, wirtschaftliches Wachstum und Zunahme des Energieverbrauchs eng miteinander verknüpft sind. Als wichtiger Indikator für den Lebensstandard eines Volkes hat sich die Summe aller an die Endnachfrage gelieferten Waren und Dienstleistungen erwiesen, die als Bruttosozialprodukt definiert ist. Wird diese Größe auf regionale Bevölkerungszahlen bezogen, um daraus die Versorgung mit Gütern und Dienstleistungen abzuleiten, folgt daraus, daß die Entwicklungsländer z.B. 1978 mit 600 \$*) pro Kopf und Jahr auskommen mußten, während der Betrag in den Industrieländern bei Werten bis zu 8000 \$*) pro Kopf und Jahr lag. Aufgrund dieses Ungleichgewichtes erheben die Entwicklungsländer Anspruch auf eine von den Industrienationen geförderte Verbesserung ihrer Lebensbedingungen.

Energieszenarien neueren Datums berücksichtigen diese Erwartungen, indem regional unterschiedliche Wachstumsraten für das Bruttosozialprodukt als Randbedingungen vorgegeben werden. Als Beispiel dienen die in Tabelle C3 aufgeführten Angaben an den IIASA**-Szenarien "Low" und "High" /13/.

Region	1950-	1960-	1975-1985		1985-2000		2000-2015		2015-2030	
	1960	1975	H ^X	L ^{XX}						
I	3,3	3,4	4,3	3,1	3,3	2,0	2,4	1,1	2,0	1,0
II	10,4	6,5	5,0	4,5	4,0	3,5	3,5	2,5	3,5	2,0
III	5	5,2	4,3	3,2	3,4	2,1	2,5	1,5	2,0	1,2
IV	5	6,1	6,2	4,7	4,9	3,6	3,7	3,0	3,3	3,0
V	3,9	5,5	5,8	4,8	4,8	3,6	3,8	2,8	3,4	2,4
VI	7,0	9,8	7,2	5,6	5,9	4,6	4,2	2,7	3,8	2,1
VII	8,0	6,1	5,0	3,3	4,0	3,0	3,5	2,5	3,0	2,0
Welt	5,0	5,0	4,7	3,6	3,8	2,7	3,0	1,9	2,7	1,7

^X High-Szenario ^{XX} Low-Szenario

Region I	(NA) North America	Region V	(Af/SEA) Africa (except Northern Africa and S. Africa), South and Southeast Asia
Region II	(SU/EE) Soviet Union and Eastern Europe	Region VI	(ME/NAF) Middle East and Northern Africa
Region III	(WE/JANZ) Western Europe, Japan, Australia, New Zealand, S.Africa, and Israel	Region VII	(C/CPA) China and Centrally Planned Asian Economies
Region IV	(LA) Latin America		

Tab. C3: Regionale Wachstumsraten des Bruttosozialproduktes [%/a]

4.3 Energiebedarfsentwicklung

Eine erste Vorstellung für die Dimensionen, in denen sich der zukünftige Energieverbrauch bewegen könnte, sofern man die Zuwachsrate der Vergangenheit, 4,5 %/a bzw. 1,8 %/a, fortsetzt, zeigen die Kurven la und lb in Abbildung C8. Die weiteren Kurven in dieser Abbildung geben die Ergebnisse wieder, zu denen die Verfasser von drei neuen Energieverbrauchsszenarien kommen, die im folgenden kurz erläutert werden.

* 1978-er US-Dollar

**IIASA: International Institute for System Analysis

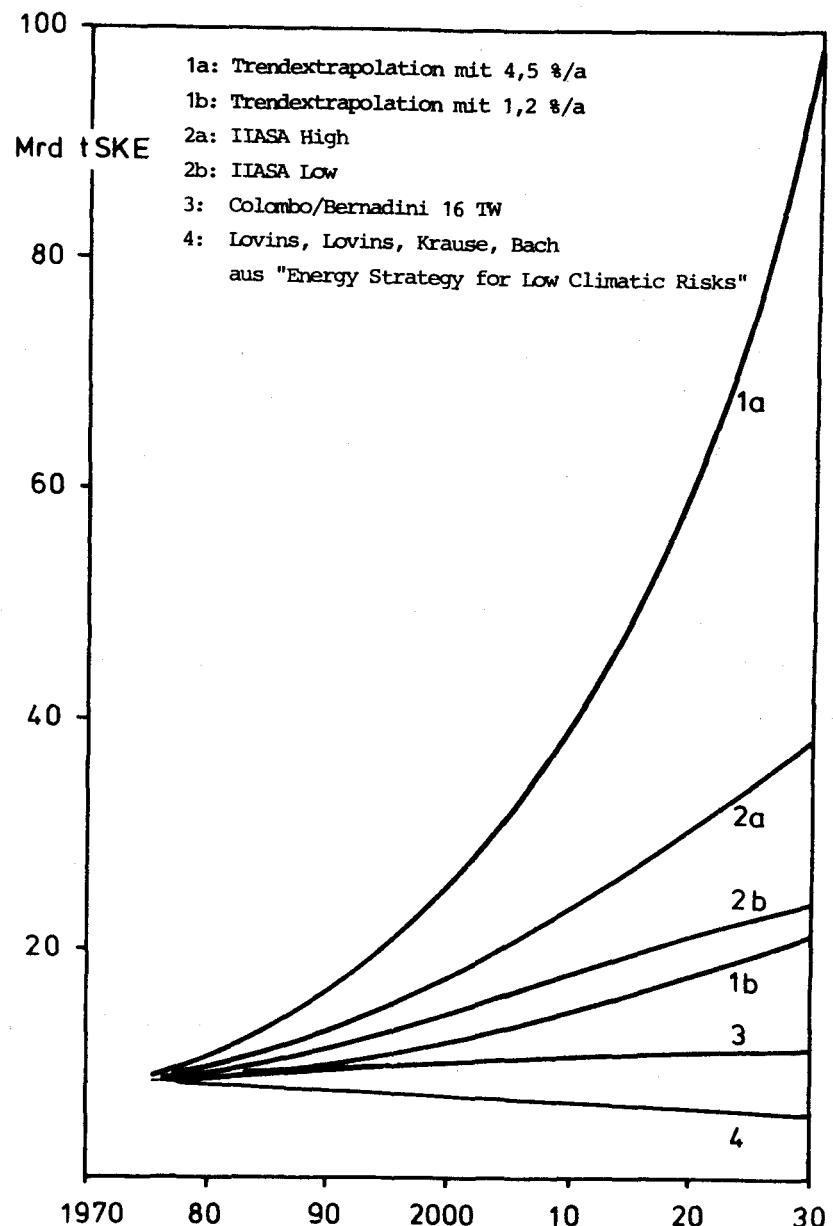


Abb. C8: Entwicklung der Weltenergiennachfrage entsprechend verschiedener Szenarien

4.3.1 Szenarien

- IIASA-Studie /13/ "Energy in a Finite World" mit dem "High-Szenario" und dem "Low-Szenario"

In diesen beiden Szenarien sind das Bevölkerungswachstum und die makroökonomische Entwicklung, dargestellt durch das Wachstum des Bruttonsozialproduktes, die zwei Grundvariablen. Nach

1985 gehen mit regionalen Unterschieden die Bevölkerungswachstumsraten zwar prozentual von 2 %/a auf 0,8 %/a für den Zeitraum 2015-2030 zurück, die Weltbevölkerung steigt allerdings noch auf 6080 Millionen in 2000 und 7976 Millionen im Jahre 2030. Die Abnahme der Wachstumsraten des Bruttosozialproduktes wurde bereits in Tabelle C3 gezeigt. Modellrechnungen mit diesen Variablen kommen zu dem Ergebnis, daß der Verbrauch an Primärenergie über 18,12 Milliarden t SKE im Jahre 2000 für das "High-Szenario" bzw. 14,62 Milliarden t SKE für das "Low-Szenario" auf 38,35 Milliarden t SKE im Jahre 2030 für das "High-Szenario" bzw. 24,09 Milliarden t SKE für das "Low-Szenario" ansteigt.

Die Szenario-Analysen beruhen auf der Annahme, daß in den nächsten Jahrzehnten keine radikalen Veränderungen im ökonomischen, sozialpolitischen oder gesellschaftlichen Bereich stattfinden werden. Möglichkeiten der Energieeinsparung bzw. der besseren Nutzung im Transportsektor, in der Industrie sowie in dem Heizungssektor (z.B. Wärmedämmung) werden berücksichtigt.

Die für die Thematik dieser Arbeit wichtige Aufschlüsselung des Gesamtenergieverbrauchs in die einzelnen Primärenergieträger ist der Tabelle C4 zu entnehmen, in die auch die Ergebnisse der beiden weiteren Szenarien aufgenommen sind.

Szenario	2a		2b		3		4	
	Jahr	2000	2030	2000	2030	2000	2030	2000
Einheit	10^9 t SKE							
Öl	6,3	7,3	5,1	5,4	6,0	2,9	1,9	0,2
Gas	3,3	6,4	2,7	3,7	6,0	2,9	1,6	0,3
Kohle	5,3	12,8	4,2	6,9	5,3	5,3	1,9	0,4
Kernkr.	1,8	8,6	1,3	5,5	0,9	1,8	0	0
Wasserkr.	0,8	1,5	0,8	1,5	1,3	7,0	0	0
Erneuerb.	0,3	1,4	0,2	0,8	1,3	7,0	2,17	4,6
Summe	17,8	36,0	14,6	23,8	13,5	17,0	7,5	5,5

2a IIASA High /13/

2b IIASA Low /13/

3 Colombo/Bernadini 16 TW /20/

4 Lovins, Lovins, Krause, Bach /21/

1×10^9 t SKE = 0,93 TWa

Tab. C4: Primärenergieverbrauch, aufgeschlüsselt nach Energieträgern

- A Low Energy Growth 2030 Scenario and the Perspectives for Western Europe, von U. Colombo und O. Bernadini /20/

Die hervorstechende Annahme für dieses Szenario ist das Einfrieren des durchschnittlichen Primärenergie-Pro-Kopf-Verbrauchs auf den jetzigen Wert von 2,1 t SKE/a. Das Szenario teilt die Welt ebenfalls in verschiedene Regionen auf, die gleichen wie /13/. Es wird vorausgesetzt, daß der Pro-Kopf-Verbrauch in z.B. den entwickelten Regionen zurückgeht, während er in den anderen Regionen ansteigt. Für den Gesamtenergieverbrauch ist dies unerheblich, denn er steigt entsprechend dem Bevölkerungswachstum an. Für das Jahr 2030 ergibt sich somit bei 7976 Millionen Menschen ein Energieverbrauch von 16,75 Mrd t SKE. Es wird ausgeführt, daß dieses Szenario erhebliche Veränderungen der bestehenden Systeme voraussetzt. Dazu zählt sowohl eine Dezentralisierung wie eine Modifizierung bestehender Produktionsarten oder Siedlungsformen (Landflucht), aber auch der Einsatz von Technologien, die sehr wenig Energie benötigen und sich durch die Fähigkeit zu hohem Informationsumsatz auszeichnen.

- Energy Strategy for Low Climatic Risks, von A.B. Lovins, L.H. Lovins, F. Krause, W. Bach /21/

Den Ausgangspunkt für das Weltenergieszenario dieser Arbeit bildet ein Energieszenario für die Bundesrepublik Deutschland. In ihm werden wesentliche Veränderungen in einer Reihe von Energieverbrauchsbereichen angenommen, mit dem Ziel, den Energieeinsatz deutlich zu verringern.

- Im Bereich Haushalte und Kleinverbraucher wird angenommen, daß der spezifische Raumwärmebedarf bis 2030 gegenüber den Werten von 1973 um mindestens 95 % bei Neubauten und um mehr als 80 % bei Altbauten gesenkt werden kann. Neuerungen wären "Superisolationshäuser", wie sie bereits in Kanada existieren, eine vollständige Abwärmenutzung, definierte

Luftzirkulation für die Räume, modernste Elektrogeräte. Die zu ergreifenden Maßnahmen sind mit Kosten verbunden, die sich unter den getroffenen Voraussetzungen in wenigen Jahren amortisieren (weniger als 5 Jahre).

Die Summe dieser Maßnahme führt dazu, daß der Endenergiebedarf dieses Sektors bis 2030 um 82 % gegen 1973 gesenkt wird, sogar um 90 %, wenn der gesamte Altbaubestand ersetzt wird.

- Der Verkehrssektor bietet ein weiteres großes Einsparpotential, da auf ihn 1973 knapp 20 % des Endenergieeinsatzes in der Bundesrepublik entfielen.

Wichtige Annahmen für eine Verringerung des Energieeinsatzes um 68 % allein in diesem Bereich sind

die Absenkung des Pkw-Treibstoffverbrauchs von 10,6 l/100 km (\varnothing -Wert in 1973) auf 2,4 l/100 km (\varnothing -Wert in 2000), ein Anheben des nur noch 1,9 l/100 km verbrauchenden Zweipersonenautos auf etwa 40 % des Gesamtbestandes im Individualverkehr,

Verwirklichung ähnlicher Sparmaßnahmen in anderen Transportsystemen.

- Für den Industriesektor sowie die Umwandlung von Primärenergie in Endenergie werden ebenfalls deutliche Verbesserungen angenommen.

Die für die Bundesrepublik Deutschland vorgeschlagenen Neuerungen werden auf andere Länder und Regionen in leicht modifizierter Art übertragen.

Da insbesondere die bislang unterentwickelten Länder keine uneffizienten Energieversorgungssysteme aufgebaut haben, können sich die Neuvorschläge in diesen Gebieten besonders rasch verwirklichen lassen. Die Summe dieser Maßnahmen wird dazu füh-

ren, daß der Weltenergieverbrauch in Zukunft deutlich absinkt.

Um die genaue Abnahme zu bestimmen, wurden mehrere Berechnungen vorgenommen. Ausgangspunkt eines Falles, Gedankenexperiment genannt, ist die Annahme, daß alle Entwicklungsländer die gleiche Entwicklungslinie wie die OECD-Staaten verfolgen und den Stand der Bundesrepublik Deutschland von 1973 erreichen. Als Primärenergieeinsatz werden dann rund 8,6 Milliarden t SKE ausgewiesen.

In einer weiteren Berechnung werden die bestehenden Unterschiede in der Welt stärker berücksichtigt. In Verbindung mit den eigenen Effizienzanalysen verwenden die Autoren Daten aus den IIASA-Szenarien "Low" und "High" sowie aus dem Colombo-Bernadini-Szenario und berechnen einen Weltprimärenergiebedarf für das Jahr 2000 von 7,6 Milliarden t SKE und für das Jahr 2030 von 5,5 Milliarden t SKE.

4.3.2 Auswirkungen der Energiestrategien

Aus den Angaben in Tabelle C4 lassen sich die CO₂-Emissionsraten ermitteln, wie in Tabelle C5 ausgeführt. Unter Zugrunde-

Szenario	2a		2b		3		4	
Jahr	2000	2030	2000	2030	2000	2030	2000	2030
Einheit	10 ⁹ t							
Öl	13,7	15,9	11,1	11,8	13,1	6,3	4,1	0,4
Gas	6,2	12,0	5,0	6,9			3,0	0,5
Steinkohle	14,5	35,2	11,5	18,9	14,5	14,5	5,2	1,1

spezifische CO₂-Emission [tCO₂/t SKE] : Steinkohle = 2,75; Erdöl = 2,19; Erdgas = 1,88

Tab. C5: Mit dem Einsatz fossiler Primärenergieträger freigesetzte CO₂-Mengen

legung eines Kohlenstoffmodells (hier nach Bacastow und Keeling, 1977 /22/) wurde von Bach (1982 /23/) eine zukünftige CO₂-Konzentration in der Atmosphäre berechnet, Abbildung C9. Darüber hinaus hat Bach mit einem Energiebilanzmodell (nach Cess und Goldenberg, 1981 /24/), das mit einem Ozeanmodell gekoppelt ist, den resultierenden Temperaturanstieg simuliert, Abbildung C10. Die CO₂-Konzentrationsangaben für die Jahre vor 1975 sind Meßwerten der Station auf Maona Loa (vgl. Abb. B1) entnommen, und die Temperaturwerte basieren auf festgestellten Jahresmittelwerten im Breitenbereich 0°N-80°N (Mitchel, 1975 /25/).

Die Ergebnisse aus den Modellrechnungen geben wertvolle Hinweise für die Auswahl von Vorsorgemaßnahmen. So nimmt z.B., bezogen auf das Jahr 1975, im Jahre 2030 nach dem hohen IIASA-Szenario die CO₂-Emission um das 3,4-fache, die CO₂-Konzentration um 50 % und die globale Durchschnittstemperatur von 0,4 auf 1,6 °C zu. Beim Effizienz-Szenario nimmt dagegen über die gleiche Bezugsperiode die CO₂-Emission um das 8-fache ab, wobei die CO₂-Konzentration immer noch um 10 % zunimmt. Der dadurch ausgelöste Temperaturanstieg ist mit 0,8 °C nur noch halb so groß wie beim hohen IIASA-Szenario.

Ebenso wichtig wie diese reinen Zahlenangaben ist das Sichtbarwerden der Trägheit des Systems. Während im Effizienz-Szenario der hypothetische CO₂-Ausstoß schon ab 1975 merklich reduziert wird, dauert es aber noch rd. 50 Jahre, bis auch die CO₂-Konzentration in der Atmosphäre mit einer leichten Abnahme reagiert (Abb. C9). Die Temperatur steigt dagegen noch weiter an (Abb. C10). Die thermische Trägheit des Ozeans reduziert nicht nur den Erwärmungseffekt, sondern sie verzögert auch das Sichtbarwerden eines Temperaturanstiegs um Jahrzehnte.

Die reinen Zahlenwerte der Simulationen sind wegen der vielen noch bestehenden Unsicherheiten vor allem in den Kohlenstoffkreislauf- und Klimamodellen mit der entsprechenden Zurückhaltung zu interpretieren. Aus der Tatsache heraus, daß wirtschafts- und energiepolitische Entscheidungen Langzeitwirkungen haben, die das Umwelt- und Klimageschehen in den nächsten 30-50

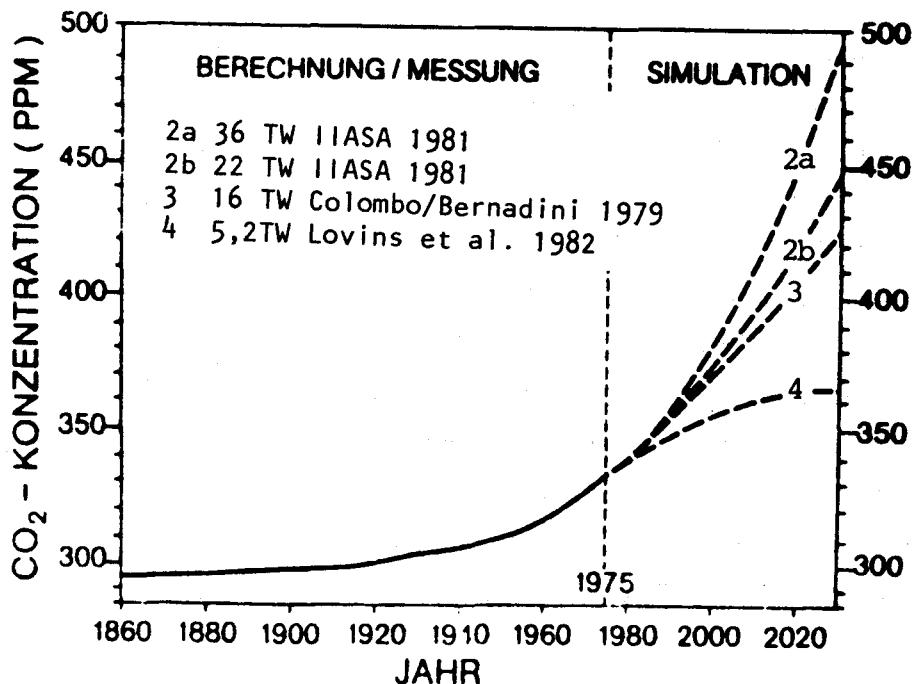


Abb. C9: Anstieg der CO₂-Konzentration in der Atmosphäre, entsprechend den vier Szenarien

Jahren drastisch bis hin zu irreversiblen Änderungen beeinflussen können, ist aber eine bewertende Interpretation der Ergebnisse trotz ihres vorläufigen Charakters geboten.

Nach unseren gegenwärtigen Erkenntnissen liegt ein erster kritischer Schwellenbereich bei einem CO₂-Anstieg von 400-450 ppm mit einem korrespondierenden mittleren globalen Temperaturan-

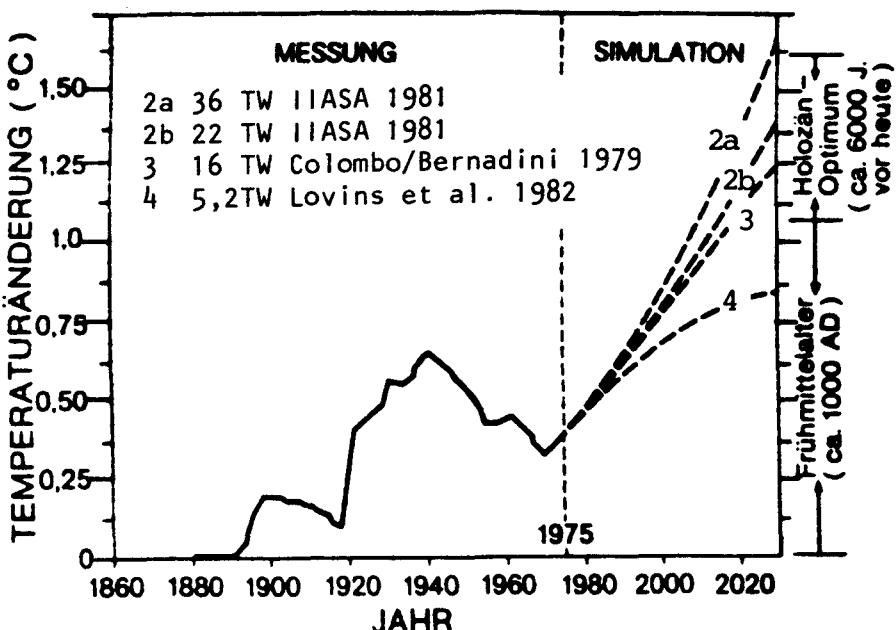


Abb. C10: Temperaturverlauf auf dem Erdball, entsprechend den vier Szenarien

stieg von ca. 1-1,5 °C (siehe Kapitel B). Katastrophale Klimaänderungen wären bei einem Anstieg der CO₂-Konzentration auf 600-700 ppm in Kombination mit den anderen Einflußfaktoren und der daraus resultierenden globalen Temperaturänderung von 4-5 °C zu erwarten. Nach Abbildung C10 liegt die Temperaturerhöhung für das hohe IIASA-Szenario etwas oberhalb des ersten kritischen Schwellenbereichs; das niedrige IIASA-Szenario sowie das "Nullwachstums"-Szenario liegen innerhalb des sog. Holozän-Otimums mit einer Erwärmung, wie sie seit den letzten 6000 Jahren nicht mehr vorgekommen ist. Selbst das Effizienz-Szenario führt noch zu einer Erwärmung, wie sie seit dem Mittelalter um 1000 n. Chr. nicht mehr aufgetreten ist.

- /1/ STE-Energiebilanzen, nach verschiedenen Quellen
- /2/ Survey of Energy Resources 1980, Bericht des Consultative Panel der Weltenergiekonferenz 1980 in München
- /3/ FETTWEIS, G.B. Bauwürdigkeit und Verfügbarkeit von Steinkohlevorkommen in der Welt-Zusammenhänge und Entwicklung, Vortrag beim Steinkohlentag 1981 im Rahmen der Bergbau 81 am 11.Juni 1981 in Düsseldorf
- /4/ MAYERHOFF, A. Proved and Ultimate Reserves of Natural Gas and Natural Gas Liquide in the World, PD 12 des 10ten World Petroleum Congress in Bukarest 1979
- /5/ Shell Briefing Service, Februar 1982, Energie in Profil
- /6/ Gesamtverband des deutschen Steinkohlenbergbaus, Steinkohle 1980/81, Daten und Tendenzen
- /7/ GIESEL, H.B. Perspektiven der KohleverSORGUNG, Fossile Energieträger + Kernenergie, Deutsches Atomforum, Tagung in Bonn, 28-29. Okt. 1981
- /8/ Energistik 80 in Esso Magazin Heft 3, 1981
- /9/ ROORDA, J. Petroleum in World Energy Balances to the year 2000 - 10th World Petroleum Congress, 1979, Bukarest
- /10/ RUNGE, H.C. Weltbedarf und Weltbedarfsdeckung bei Öl und Gas Erdöl und Kohle-Erdgas-Petrochemie vereinigt mit Brennstoff-Chemie, Bd.33, Heft 1, Januar 1980

- /11/ STAHLER, A.M. Erdöl - soweit verfügbar, Hamburg 1978
(Öl-Zeitschrift für Mineralölwirtschaft,
Juni 1978)
- /12/ BERGMANN, B. Das Erdgas-Potential, Vortrag auf der Tagung
"Fossile Energieträger und Kohle" des Deutschen
Atomforums am 18. und 29. Okt. 1981 in Bonn
- /13/ HÄFELE, W. Energy in a Finite World, A Global Systems
Analysis, Ballinger Publishing Company,
Cambridge, Massachusetts 1981
- /14/ HÄFELE, W.
BARNERT, H.
SASSIN, W. Künftige fossile Brennstoffe - ihre Nutzung und
Einbettung in moderne Energiesysteme, Festvor-
trag anlässlich der Jahreshauptversammlung der
DFVLR, Stuttgart, 26.11.1981
- /15/ Weltentwicklungsbericht 1981
- /16/ Global 2000, Der Bericht an den Präsidenten,
deutsche Ausgabe, Verlag Zweitausendeins,
Frankfurt
- /17/ Perspektiven der Energieversorgung, Deutsche
Shell AG, Okt. 1980
- /18/ SCHMITZ, K.
Voß, A. Perspektiven der Weltweiten Energieversorgung,
Deutsches Atomforum
- /19/ AUTORENGREMIUM Möglicher zukünftiger Beitrag regenerativer
Energiequellen zur Energieversorgung der Bundes-
republik Deutschland, "Aktuelle Beiträge zur
Energiediskussion" Nr. 6, JüL-Spez-156, Juni 1982,
herausgegeben von der STE-KFA
- /20/ COLOMBO, U.,
BERNADINI, O. A Low Energy Growth 2030 Scenario and the
Perspectives for Western Europe, July 1979,
Report prepared for the Commission of the
European Communities, Panel on Low Energy Growth

- /21/ LOVINS, A.B.,
LOVINS, L.H.,
KRAUSE, F.,
BACH, W.
Energy Strategy for Low Climatic Risks,
Report for the German Federal Environmental
Agency, R & D No. 10402513, June 1981
- /22/ Bacastow, R.B.
Keeling, C.D.
Models to Predict Future Atmospheric
CO₂ Concentrations, In Workshop on
the Global Effects of Carbon Dioxide
from fossil Fuels, W.P. Elliott and
L. Machta, editors, U.S. Dept. of Energy,
Washington, D.C. 1979, pp. 72-90
- /23/ Bach, W.
Gefahr für unser Klima: Wege aus der
CO₂-Bedrohung durch sinnvollen Energie-
einsatz. C.F. Müller Verlag Karlsruhe
1982, 317 pp.
- /24/ Cess, R.D.
Goldenberg, S.D.
The Effect of Ocean Heat Capacity upon
Global Warming due to Increasing Atmo-
spheric Carbon Dioxide, J. Geophys.
Res., 86, 498-502, 1981
- /25/ Mitchell, J.M.
The Changing Climate, in: Energy and
Climate, Nat. Acad. Sci., Washington,
D.C., 1977

