

Zeitschrift: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Luzern
Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft Luzern
Band: 29 (1987)

Artikel: Die Ursachen der Eiszeiten und Möglichkeit der Klimabeeinflussung durch den Menschen
Autor: Oeschger, Hans
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-523469>

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 03.04.2026

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

Die Ursachen der Eiszeiten und die Möglichkeit der Klimabeeinflussung durch den Menschen

HANS OESCHGER

Zusammenfassung

Die Milankovitch-Theorie, die die Ursachen der Eiszeiten der letzten Million Jahre durch Variationen der Erdbahnelemente erklärt, hat im letzten Jahrzehnt durch die Beobachtung zyklischer Variationen des $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnisses in Ozeanbohrkernen, die das Kontinentaleisvolumen wiedergeben, an Aktualität gewonnen. Wesentlich ist aber auch die Entdeckung, dass der CO_2 -Gehalt der Atmosphäre während der letzten 160000 Jahre parallel mit dem globalen Klima geschwankt hat. Aufgrund der heutigen Klimamodelle scheint es als möglich bis wahrscheinlich, dass die CO_2 -Schwankungen zu einem grossen Teil die Kopplung der klimatischen Ereignisse zwischen Nord- und Südhemisphäre bewirkt haben. Diese Erkenntnis ist umso bedeutungsvoller, als der Mensch heute durch seine Tätigkeiten den atmosphärischen Gehalt an CO_2 und anderen Treibhausgasen signifikant erhöht. General-Circulation-Modelle der Atmosphäre, die für Prognosen der anthropogenen Erwärmung entwickelt wurden, liefern mit den entsprechenden Randbedingungen (Kontinentaleisbedeckung, Sonneneinstrahlung, Landalbedo, reduzierter CO_2 -Gehalt) eine Temperaturverteilung für die kälteste Phase der letzten Eiszeit, 18000 Jahre vor heute, die weitgehend mit der rekonstruierten übereinstimmt.

Résumé

Des variations cycliques du rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ observées dans le carbonat des sédiments marins représentent les variations des calottes glaciaires continentales. Ces observations supportent la théorie de Milankovitch qui attribue la cause des cycles glaciaires aux variations des éléments de l'orbite de la terre. Mais aussi la découverte que la teneur en CO_2 de l'atmosphère a varié en parallèle avec le climat global durant les dernières 160000 années est de première importance. Selon les modèles récents il semble possible, même probable, que les variations du CO_2 aient provoqué en grande partie le couplage des effets climatiques entre les hémisphères nord et sud. Ceci est d'autant plus important que l'homme est capable d'augmenter la teneur atmosphérique en CO_2 et d'autres gaz contribuant à l'effet de serre. Des modèles de circulation générale de l'atmosphère, qui ont été développés pour prédire l'échauffement anthropogène donnent, en choisissant les paramètres adéquats (étendue de la glace continentale, insolation dépendant de la latitude, albedo de la surface, teneur en CO_2 réduite), une distribution de la température pour la phase la plus froide de la dernière glaciation il y a 18000 ans, qui est en bon accord avec la distribution reconstruite.

Abstract

During the last decade cyclic variations of the $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratio in ocean sediment carbonate have been observed which reflect the fluctuations of the ice cover of the continents. These data lend support to the Milankovitch theory of ice ages which postulates the glacial cycles to be the result of insolation changes due to the variations in the earth's orbital elements. But also the discovery that during the last 160000 years the atmospheric CO_2 concentration varied in parallel fashion with global climate is of great interest. Based on climate model experiments it seems possible or even probable that the CO_2 variations essentially

caused the coupling between the climatic evolutions in the northern hemisphere and the southern hemisphere.

This finding is especially important, since, due to human activities, the atmospheric concentrations of CO_2 and other greenhouse gases are significantly increasing.

General Circulation Models developed to predict future climate due to the greenhouse warming, when tuned to the boundary conditions 18000 years before now (continental ice cover, insolation land albedo, reduced atmospheric CO_2) produce a surface temperature distribution close to that reconstructed from indirect information.

Einleitung

Isotopenanalysen haben es ermöglicht, eine quantitativere Vorstellung des Klimaablaufs der letzten Million Jahre zu rekonstruieren. In den $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnissen der Karbonate der Ozeansedimente und des Eises der Polarkappen ist wertvolle Klimainformation erschlossen worden, und Methoden der Altersbestimmung mittels radioaktiver Isotope ermöglichen es, diese Information mit einer relativ genauen Zeitskala zu versehen. Der Vergleich der Palaeoklimageschichte mit den rekonstruierten Erdbahnparametern weist darauf hin, dass ein grosser Teil der globalen Klimavariationen wohl durch die Änderungen der Sonneneinstrahlung auf die Erde verursacht ist. Seit wenigen Jahren wissen wir aber auch, dass sich der atmosphärische CO_2 -Gehalt parallel mit dem Klima geändert hat und sehr wohl über den Treibhauseffekt eine wichtige Rolle im Rahmen der Eiszeitmechanismen gespielt haben könnte. Diese Entdeckung ist umso bedeutungsvoller, als heute durch die Nutzung fossiler Brennstoffe und das Abholzen von Wäldern grosse Mengen CO_2 in die Atmosphäre gelangen, die zu einem Anstieg der atmosphärischen CO_2 -Konzentration führen.

In dieser Arbeit werden vorerst die verschiedenen Klimamechanismen vorgestellt.

Es folgt dann eine Zusammenstellung der wichtigsten Informationen über den Klimaablauf der letzten 10^4 bis 10^6 Jahre. Diese werden mit den astronomisch berechneten Änderungen der Sonneneinstrahlung (Milankovitch-Theorie der Eiszeiten) verglichen. Analysen des CO_2 -Gehaltes der in Bohrkernen aus den Eisschilden Grönlands und der Antarktis eingeschlossenen Luft weisen sodann darauf hin, dass während der kältesten Phasen der Riss- und der Würmeiszeit der atmosphärische CO_2 -Gehalt nur 180–200 ppmV, verglichen mit nacheiszeitlichen, vorindustriellen Werten um 280 ppmV, betragen hat. Auch der durch menschliche Aktivitäten bewirkte Anstieg auf heute knapp 350 ppmV konnte durch Eisbohrkernanalysen rekonstruiert werden.

Die Möglichkeit einer anthropogenen Klimaveränderung war Anlass für die Entwicklung numerischer, sich auf die physikalischen Grundgleichungen abstützende Klimamodelle. Sie wurden für die Abschätzung des zukünftigen Klimas benützt, aber auch bezüglich ihrer Fähigkeit geprüft, vergangene Klimate zu beschreiben. Die wesentlichen Ergebnisse dieser Modellstudien werden zusammengefasst.

Schlussendlich folgt eine Übersicht über das heutige Wissen um die zu erwartende globale Klimaveränderung durch menschliche Aktivitäten; dies speziell auch unter

Berücksichtigung der neuesten Erkenntnisse bezüglich der Ursachen der Vereisungszyklen der letzten Million Jahre.

Das Klimasystem

Der Strahlungshaushalt der Erde ist in Figur 1 vereinfacht dargestellt.

Gleichung 1 symbolisiert die Energiebilanz der Erdoberfläche unter Berücksichtigung der wesentlichen Faktoren

$$\frac{1}{4} S(1-A) = \sigma T_s^4(1-B), \quad (1)$$

wobei S = Energiefluss von der Sonne

A = Albedo der Erde, d. h. der Bruchteil des direkt reflektierten Sonnenlichts, ([1-A] Bruchteil der absorbierten Energie)

σ = Stephan-Boltzmann-Konstante

T_s = mittlere Temperatur der Erdoberfläche (in K)

B = Bruchteil der von der Erdoberfläche emittierten Wärmestrahlung (Infrarot), der in der Atmosphäre absorbiert wird, ([1-B] = Bruchteil, der direkt entweicht). Je grösser B ist, desto höher muss sich T_s einstellen, um die Strahlungsbilanz auszugleichen. Die Zurückhaltung von Wärmestrahlung durch die Atmosphäre wird als Treibhauseffekt bezeichnet.

Das Klima der Erde, ausgedrückt durch den passiven Parameter T_s , wird somit durch die Sonneneinstrahlung, die Albedo und den Treibhauseffekt bestimmt.

Für die Albedo sind massgebende Faktoren die Wolken- und Eisbedeckung, aber auch der Staubgehalt der Atmosphäre (Vulkantätigkeit). Der Treibhauseffekt, d. h. die Absorption und Rückstrahlung von der Erde emittierter Wärmestrahlung, hängt vom Wasserdampfgehalt sowie den Konzentrationen von CO₂, O₃ und anderer Treibhausgasen ab.

Die Bedeutung des Treibhauseffektes wird dadurch illustriert, dass die Erde bei gleicher Albedo ohne diesen eine Tempera-

tur T_s von -18°C hätte, welche damit 33°C unter der heutigen mittleren Temperatur von $+15^\circ\text{C}$ läge.

Bei konstanter Sonneneinstrahlung kann das Klima der Erde beeinflusst werden, falls sich die Albedo ändert, wie z. B. bei einem Vulkanausbruch oder dem starken Abschmelzen von Meer- und Landeis, oder bei einer Veränderung des Treibhauseffektes, z. B. infolge einer Erhöhung oder einer Abnahme des atmosphärischen CO₂-Gehaltes. Dabei müssen wir berücksichtigen, dass sowohl die Albedo (A) wie auch der Treibhauseffekt (B) wiederum von T_s abhängig sind, sich also bei einer Änderung von T_s neu einstellen. Diese internen, eine von aussen induzierte Klimaveränderung verstärkenden oder schwächenden Prozesse werden als Rückkopplungs- oder «Feedback»-Mechanismen bezeichnet.

Die Abhängigkeit der Oberflächentemperatur T_s von den Parametern S, A und B wird eindrücklich durch den Vergleich mit den Bedingungen auf andern Planeten veran-

Energiehaushalt der Erde

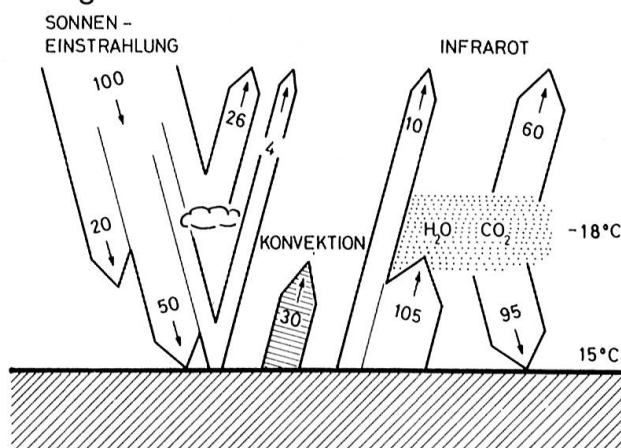


Fig. 1: Durch Erdatmosphäre und Erdoberfläche werden insgesamt 70% des einfallenden Sonnenlichts absorbiert. Die von der Erdoberfläche emittierte Wärmestrahlung (Infrarot) wird zu einem beträchtlichen Teil von der Atmosphäre absorbiert und teilweise reflektiert. Um die Strahlungsbilanz aufrecht zu erhalten, muss die Erdoberfläche eine Temperatur annehmen, die eine Wärmeabstrahlung ermöglicht, die 115% der einfallenden Sonnenstrahlung entspricht.

Tab. 1: Die Oberflächentemperatur einiger Planeten; ihre Abhängigkeit von Abstand von der Sonne, Albedo und Treibhauseffekt.

	Masse der Atmosphäre kg/cm ²	Distanz von der Sonne 10 ⁶ km	eingestrahlte Sonnenenergie 10 ⁶ ergs/cm ² sec	Schwarz- körper- Temperatur °C	Albedo	Abkühlung durch Albedo °C	Treibhaus- Erwärmung °C	Mittlere Oberflächen- Temperatur °C
Venus	115	108	2.6	+ 55	.71	- 84	+ 460	+ 430
Erde	1.03	150	1.4	5	.33	- 25	+ 35	+ 15
Mars	0.016	228	0.6	- 50	.17	- 10	+ 15	- 45

schaulicht (Tabelle 1)(GOODY und WALKER, 1972).

Entsprechend der zunehmenden Distanz von der Sonne nimmt die Schwarzkörpertemperatur von der Venus über die Erde zum Mars ab. Da die Venus jedoch eine deutlich grössere Albedo als die Erde besitzt, ist ihre Planetentemperatur niedriger als diejenige der Erde. Die etwa 100mal dichtere, hauptsächlich aus CO₂ bestehende Venusatmosphäre führt jedoch zu einem weit stärkeren Treibhauseffekt als die Erdatmosphäre, was sich in der hohen Oberflächentemperatur äussert. Beim Mars sind sowohl Albedoabkühlung wie auch Treibhauserwärmung im Vergleich zu den anderen Planeten relativ gering.

Aufgrund von astrophysikalischen Überlegungen scheint eine starke Veränderung der Strahlungsleistung der Sonne während der letzten Milliarde Jahre wenig wahrscheinlich. Rekonstruktionen des Klimas weisen aber auf Kaltphasen mit starken Vereisungen, wie während der letzten ca. 10 Millionen Jahre, und auf Warmphasen ohne ständig eisbedeckte Gebiete, wie während der Kreidezeit von 100 bis 65 Millionen Jahren vor heute, hin. Die Ursachen für diese ausgeprägten, langfristigen Schwankungen des Erdklimas sind in deutlichen Veränderungen der Albedo, z. B. infolge der Verschiebung der Kontinente, und des Treibhauseffektes, in erster Linie durch Zu- und Abnahme des atmosphärischen CO₂-Gehalts, zu suchen.

In dieser Arbeit konzentrieren wir uns auf das Klima der letzten Million Jahre, während denen die Kontinente ihre heutigen

Positionen innehielten. Die Klimaaufzeichnungen in den Ozeansedimenten und auf den Kontinenten weisen auf annähernd zyklische Vereisungen mit einer Periode von ca. 100 kJahren¹ hin. Während dieser Zyklen bildeten sich Eiskappen auf dem nordamerikanischen und dem europäischen Kontinent, die dann in relativ kurzer Zeit wieder abgebaut wurden. Die Ursachen dieser Vereisungszyklen werden in Variationen der Erdbahnelemente gesucht. Astronomisch berechnete Änderungen des Kontrastes zwischen Sommer- und Winter-Sonneneinstrahlung auf der nördlichen Hemisphäre wurden mit Aufzeichnungen des jeweiligen Kontinentaleisvolumens, abgeschätzt aufgrund des ¹⁸O/¹⁶O-Verhältnisses im Karbonat von Foraminiferenschalen, verglichen.

Die Abbildung des Kontinentaleisvolumens im Sauerstoff-Isotopenverhältnis der Foraminiferen

Wohl die direkteste, einen Eiszeitzyklus beschreibende Grösse ist das Eisvolumen. Diese Grösse ist wunderbarerweise aufgezeichnet im ¹⁸O/¹⁶O-Verhältnis im Karbonat der Schalen von Foraminiferen. Die Variationen dieses Isotopenverhältnisses entsprechen in erster Näherung denjenigen des Ozeanwassers, mit dem die Foraminiferen während ihres Lebens in Kontakt sind. Beim Einbau des Sauerstoffs in die Karbonatschalen wirken sich in geringem Mass auch

¹ 1 kJahr = 10³ Jahre.

Variationen der Ozeantemperatur auf das $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis aus.

Die Grösse des kontinentalen Eisvolumens äussert sich durch den folgenden Mechanismus im $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis des Ozeanwassers: Bei der Verdunstung von Wasser wird das schwere Sauerstoffisotop ^{18}O im Vergleich zum ^{16}O abgereichert. In frischgebildetem Wasserdampf ist das $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis um etwa 10‰ niedriger als im Wasser, aus dem er entwichen ist. Bei der Kondensation werden entsprechend die ^{18}O enthaltenden H_2O -Moleküle bevorzugt. Der Wasserdampf in Luft, die sich in ein kälteres Gebiet bewegt, wird somit infolge des Verlustes von «schwererem» Wasserdampf bezüglich ^{18}O abgereichert (Fig. 2) (DANSGAARD, 1964). In Sommerniederschlägen im schweizerischen Mittelland ist ^{18}O um etwa 5‰, in Winterniederschlägen um 15‰ gegenüber Meerwasser abgereichert. Weit stärker sind die Abreicherungen im Eis der Polarkappen. Sie betragen im Mittel wohl etwa 35‰. Wird nun in zunehmendem Mass Meerwasser in Form von Eis (mit kleinerem $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis) auf den Kontinenten ab-

gelagert, so nimmt das $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis im Meerwasser entsprechend zu.

$\delta^{18}\text{O}$ -Profile, gemessen an Foraminiferenschalen aus Sedimenten der letzten 800 kJahre, zeigen in der Regel eine gute Übereinstimmung. Fig. 3 zeigt $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen, die als Mittelwert von normalisierten Daten von 5 Tiefseesedimentbohrkernen erhalten wurden. Die Daten stammen von verschiedenen Ozeanen und sind so ausgewählt, dass sie eine gute Abschätzung der globalen Änderungen des Eisvolumens auf den Kontinenten liefern sollten. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Skala ist ausgedrückt im Vielfachen der Standardabweichung σ ; die Zeitskala basiert auf Altersbestimmungen mit Methoden, die auf dem Zerfall radioaktiver Isotope der Uran- und Thoriumzerfallsreihe beruhen. Die rechte Skala gibt die abgeschätzten entsprechenden Fluktuationen des Kontinentaleisvolumens, ausgedrückt in Meeresspiegelvariationen, wieder (IMBRIE, SHACKLETON et al., 1984). Aus dem Umrechnungsfaktor (38,46 m/ σ) ergibt sich eine Änderung des Eisvolumens entsprechend einem Meeresspiegelanstieg um 150 m am Ende der letzten Vereisung, in Übereinstimmung mit geologischen Abschätzungen (HUGHES et al., 1981).

Fraktionierung der Sauerstoffisotope über Eiskappe

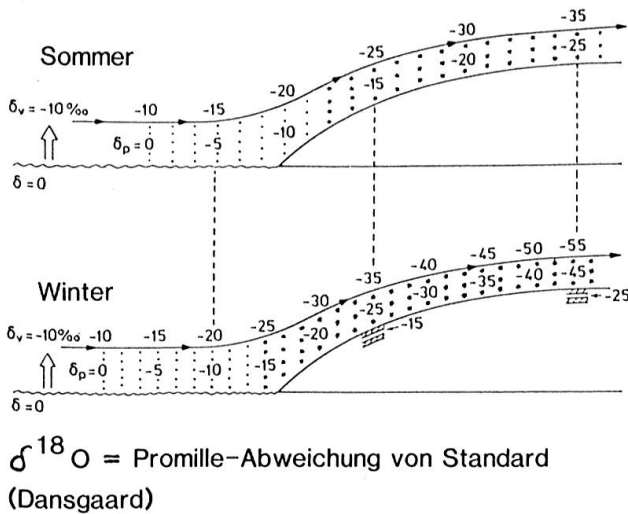


Fig. 2: Abreicherung von ^{18}O im Wasserdampf einer sich abkühlenden Luftmasse (nach Dansgaard et al., 1964).

Die Milankovitch-Theorie der Eiszeiten

In der astronomischen Theorie der Eiszeit werden die Klimaschwankungen mit den Variationen der auf die Erde einfallenden Sonnenenergie in Beziehung gesetzt. Die Sonneneinstrahlung und ihr jahreszeitlicher

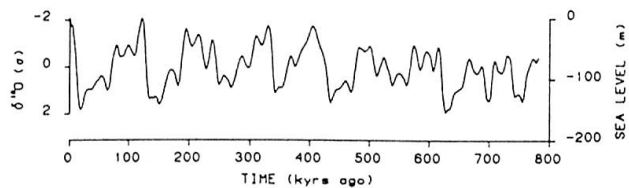


Fig. 3: $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen, gemessen an planktonischen Foraminiferenschalen in Tiefseesedimenten der letzten 800 kJahre (nach Imbrie, 1984).

Gang in irgendeiner Breite auf der Erdoberfläche hängen ab von der von der Sonne emittierten Energie (S), von der Exzentrizität der elliptischen Umlaufbahn der Erde um die Sonne (Fig. 4), von der Schiefe der Ekliptik (Fig. 5) und der Präzession der Erdachse (Fig. 6), die die Position der Erde in einer bestimmten Jahreszeit auf der elliptischen Erdbahn langsam verändert. Während sich die gesamte auf die Erde eingestrahlte Energie nur wenig verändert, zeigen die jahreszeitlichen Einstrahlungen in den höheren Breiten der beiden Hemisphären

deutliche Fluktuationen. So hat in der für die Position der eiszeitlichen Eisschilde typischen Breite von 65° N die Sonneneinstrahlung im Juni während der letzten Million Jahre zwischen Maximalwerten um $1000 \text{ cal/cm}^2 \text{ Tag}$ und Minimalwerten um $850 \text{ cal/cm}^2 \text{ Tag}$ geschwankt.

Die Idee eines kausalen Zusammenhangs zwischen den Schwankungen der Erdbahnelemente und denjenigen des Klimas wurde schon im 19. Jahrhundert geäußert. Zur quantitativen Behandlung dieser Frage hat dann vor allem der jugoslawische Astronom

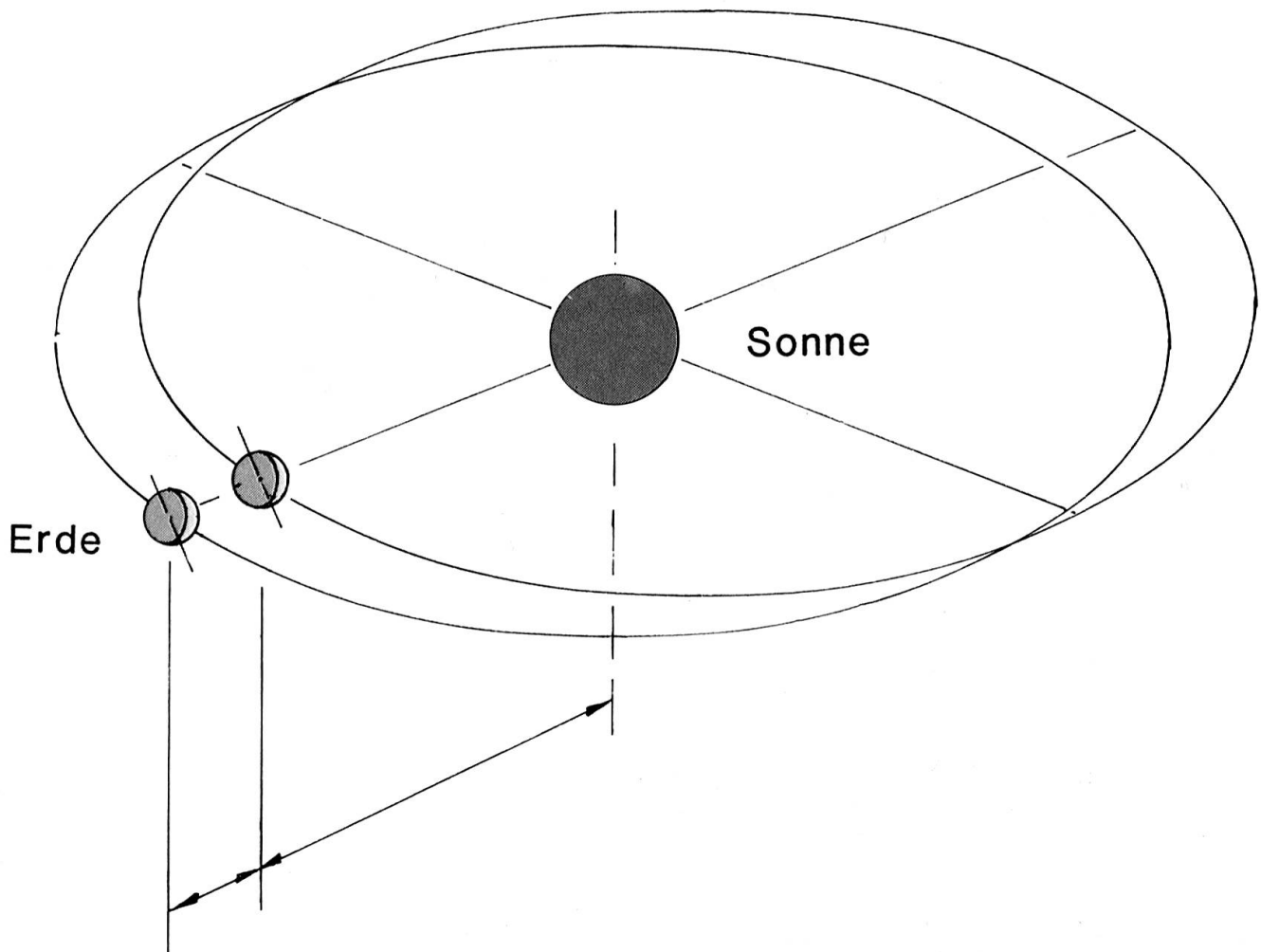


Fig. 4: Änderungen der Exzentrizität der Erdbahn, verursacht durch die Gravitationswechselwirkung mit den andern Planeten. Die Sonne befindet sich in einem Brennpunkt der Ellipse. Die Änderungen verlaufen annähernd zyklisch mit einer Periode von ungefähr 100 kJahren. Bei relativ starker Exzentrizität ergeben sich deutliche Unterschiede in der Einstrahlung am Perihel (kürzeste Entfernung von der Sonne) und am Aphel (grösste Entfernung von der Sonne); (nach Chorlton, 1985).

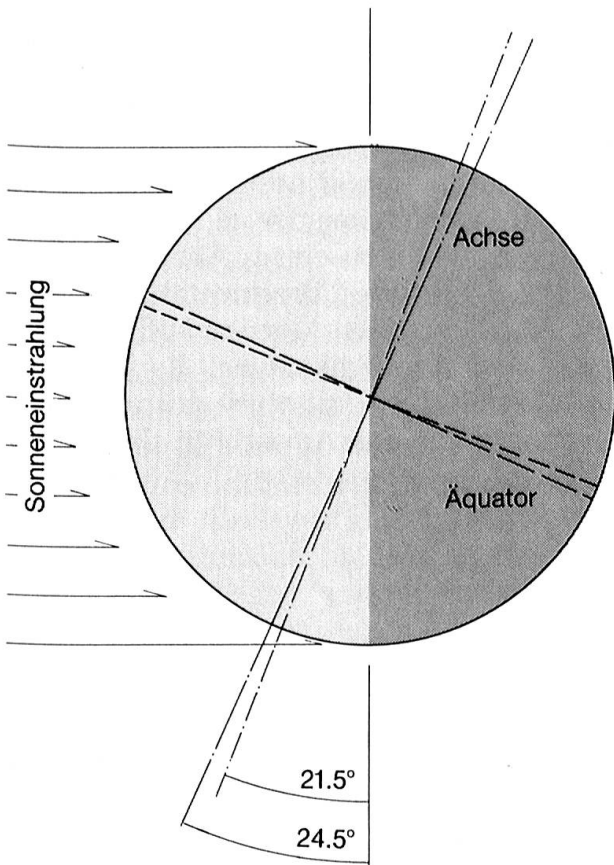


Fig. 6: Die Präzession der Erde. Wegen der Abplattung der Erde übt die Sonne auf die rotierende Erde (Kreisel) dauernd ein Drehmoment aus, das zu einer Präzessionsbewegung führt. Die Erdachse kreist um die Senkrechte zur Erdbahn, mit einer Periode von etwa 22 kJahren. Die Präzession führt dazu, dass sich die jahreszeitlichen Positionen der Erde auf der Bahn um die Sonne langsam ändern. Gegenwärtig befindet sich die Erde im Winter der Nordhalbkugel im Perihel und im Sommer im Aphel. Diese Konstellation begünstigt milde Winter und kühle Sommer (nach Churlton, 1985).

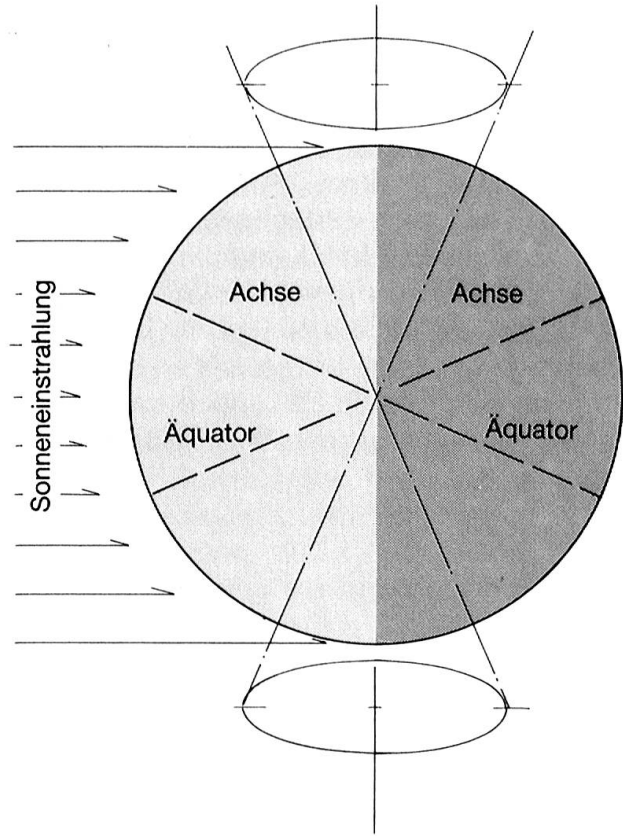


Fig. 5: Änderungen der Schiefe der Ekliptik. Die Erdachse steht nicht senkrecht auf der Erdbahnebene. Der Winkel zwischen der Erdachse und der Senkrechten zur Erdbahn variiert im Verlauf einer Periode von ca. 41 kJahren zwischen 21.5° und 24.5°. Wegen der Neigung der Erdachse ergeben sich die jahreszeitlichen Schwankungen der Sonneneinstrahlung. Wenn der Neigungswinkel am grössten ist, kommt es auf der Nord- wie auf der Südhalbkugel zu den heissesten Sommern und den kältesten Wintern (nach Churlton, 1985).

MILUTIN MILANKOVIC (1920, 1930, 1941) beigetragen. Die Rekonstruktion zyklischer Variationen in den $\delta^{18}\text{O}$ -Profilen der Ozean-sedimentkerne (Fig. 3) verlieh der umstrittenen Milankovitch-Theorie in der 2. Hälfte des 20. Jahrhunderts wiederum starke Aufmerksamkeit. Die Prüfung der Gültigkeit der Theorie verlangte:

- die möglichst exakte Berechnung der Variationen der Erdbahnelemente mit Hilfe der Gesetze der Himmelsmechanik;

- die Berechnung der zugehörigen Änderungen der Sonneneinstrahlung auf einen beliebigen Punkt auf der Erdoberfläche;
- die Verknüpfung der Sonneneinstrahlungsgeschichte mit der rekonstruierten Klimageschichte mittels eines geeigneten Klimamodells.

Wichtige Arbeiten zur Beantwortung dieser Fragen wurden von HAYS et al. (1976), BERGER (1977 a und b), SHACKLETON und OPDYKE (1976), IMBRIE and IMBRIE (1980) und IMBRIE

et al. (1984), beigesteuert. Die ersten beiden Probleme sind heute befriedigend gelöst.

Die Frage, wie sich die Änderungen der Sonneneinstrahlung auf das Klimasystem der Erde auswirken, ist jedoch äusserst komplex und noch weitgehend unbeantwortet. Die einfache Modellvorstellung, die den nachfolgenden Prüfungen der Gültigkeit der Milankovitch-Theorie zu Grunde liegt, lässt sich etwa wie folgt umschreiben: Der Aufbau von eiszeitlichen Eiskappen war im wesentlichen auf die nördliche Hemisphäre

(Nordamerika und Europa) beschränkt. Die Entstehung von Eiskappen wird durch relativ kalte Sommer mit niedrigem Abschmelzen von Schnee und Eis und relativ warme Winter mit starker Schneeakkumulation begünstigt. Warme Sommer und kalte Winter hingegen führen zu einem Abbau der Eismassen. Die grossen kontinentalen Eismassen führen zu einer Albedoerhöhung, verknüpft mit einer Abkühlung, die sich auch auf die südliche Hemisphäre auswirkt. Bedingungen für das Anwachsen des Konti-

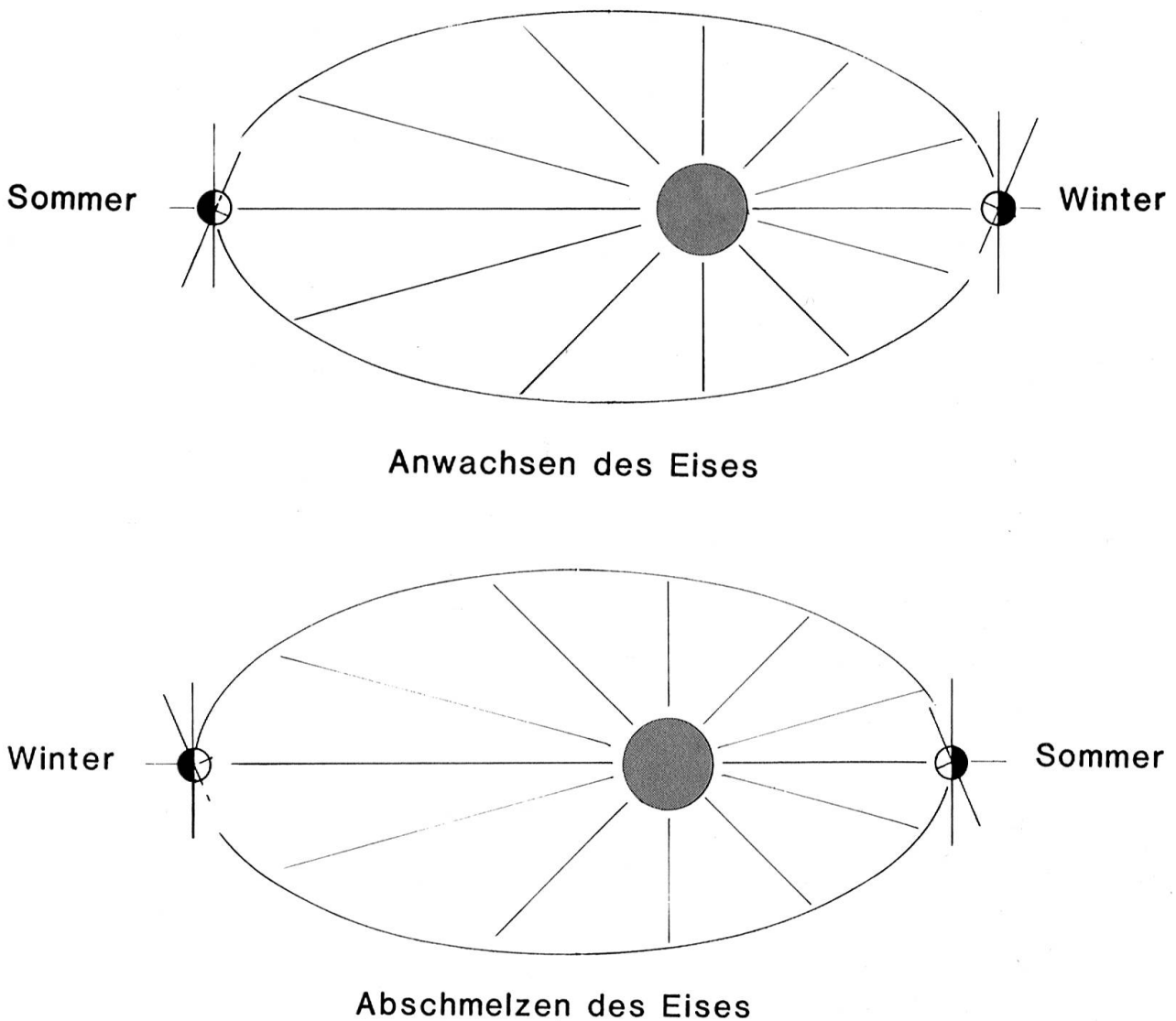


Fig. 7: Konstellationen der Erdbahnelemente, die zum Anwachsen resp. Abschmelzen des Eises führen. Milde Winter und kalte Sommer, wie sie heute auf der Nordhalbkugel herrschen, begünstigen das Anwachsen von Eiskeulen; umgekehrte Verhältnisse, wie sie am Ende der letzten Eiszeit herrschten, fördern das Abschmelzen von Kontinentaleis (nach Churlton, 1985).

mentales herrschen somit dann vor, wenn sich die Erde im Winter der Nordhemisphäre im sonnennächsten Bereich auf der Erdbahn (dem Perihel) und im Sommer im sonnenentferntesten Bereich (dem Aphel) befindet. Ist bei dieser Konstellation die Erdachse noch relativ stark geneigt, ist die Forderung «warme Winter und kalte Sommer» der Nordhemisphäre noch besser erfüllt. Umgekehrte Verhältnisse, d. h. kalte Winter und warme Sommer, wie sie vor etwa 11 kJahren geherrscht haben, fördern das Abschmelzen des Eises (siehe auch Fig. 7).

Die Frage, inwieweit die Schwankungen der Erdbahnelemente für die längerfristigen Klimaschwankungen verantwortlich sind, wird heute noch vorwiegend mit simplen linearen Ansätzen

$$y(t) = g x(t-\varphi) \quad (2)$$

untersucht. $y(t)$ ist irgendeine Reihe von Daten, die das Klima charakterisieren, wie

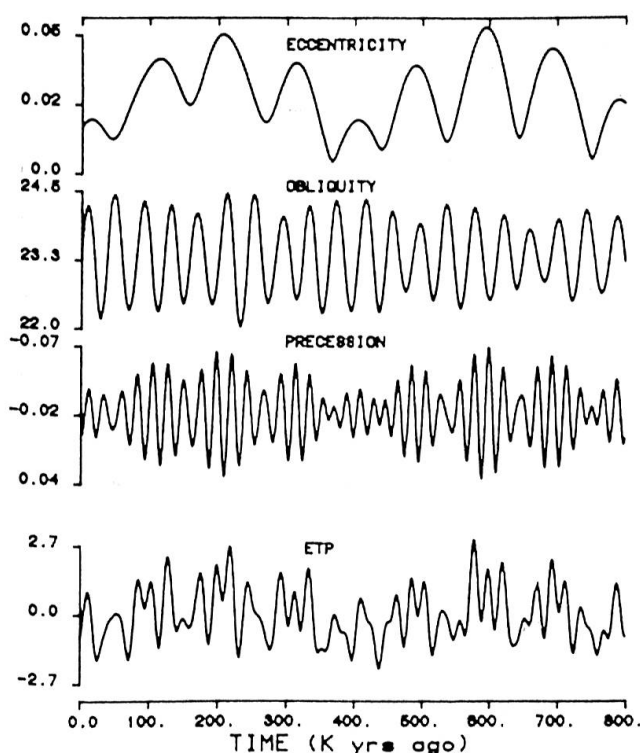


Fig. 8: Variationen in Exzentrizität, Neigung der Erdachse (Tilt) und des Präzessionsindexes während der letzten 800 kJahre. Der Parameter ETP gibt die kombinierte Wirkung dieser Grössen wieder (nach Imbrie, 1984).

z. B. die $\delta^{18}\text{O}$ -Aufzeichnungen in den Tiefseesedimenten, und $x(t)$ ist der zeitliche Verlauf einer Grösse, die für die Klimaschwankung verantwortlich sein kann, wie z. B. die Sommer-Sonneneinstrahlung in der nördlichen Hemisphäre. Der Faktor g (Gain) verknüpft die beiden Zeitreihen, und φ ist die Phasenverschiebung zwischen $y(t)$ und $x(t)$. Im folgenden geben wir Teile einer derartigen Diskussion von IMBRIE (1984) wieder.

Fig. 8 zeigt die Variationen der Exzentrizität, der Neigung der Erdachse und des Präzessionsindexes während der letzten 800 kJahre (BERGER, 1977a und 1977b, 1978). Diese Variationen werden sodann normiert und bezüglich ihrer Auswirkungen auf die Sommertemperaturen der Nordhalbkugel zusammengesetzt (ETP). Die Grösse ETP ist in Einheiten der Standardabweichung σ ausgedrückt.

Fig. 9 zeigt die Varianzspektren von ETP und $\delta^{18}\text{O}$ im Frequenzraum. Das Spektrum für ETP, den kombinierten Einfluss der Bahnparameter, zeigt ein starkes Signal bei den Perioden von 413 kJahren, 100 kJahren und 54 kJahren für die Exzentrizität, von 41 kJahren für die Neigung der Erdachse und von 23 kJahren für die Präzession. Das Spektrum der $\delta^{18}\text{O}$ -Eisvolumendaten zeigt starke Signale bei vier der wichtigsten Milankovitch-Frequenzen (100 kJahre, 41 kJahre, 23 kJahre und 19 kJahre). Weiter ergibt sich eine hohe Kohärenz bei diesen Frequenzen. Mit Hilfe dieser Information sowie den Phasenbeziehungen φ lässt sich

$$y(t) = \sum g_i \cdot x_i(t-\varphi_i) \quad (3)$$

rekonstruieren.

In Fig. 10 wird mit Hilfe dieses Verfahrens der Verlauf der Eisvolumengeschichte ($\delta^{18}\text{O}(t)$) durch eine Summe von 6 Komponenten, jede ein Bahnparameter mit besten Gain (g) und Phase (φ), dargestellt. Für die letzten 400 kJahre wird eine gute Korrelation (0.88) mit der experimentellen Funktion gefunden, 77% der Varianz wird somit durch die synthetisierte Funktion wiedergegeben. Die Phasenlagen φ_i liegen im Bereich 3–12 kJ.

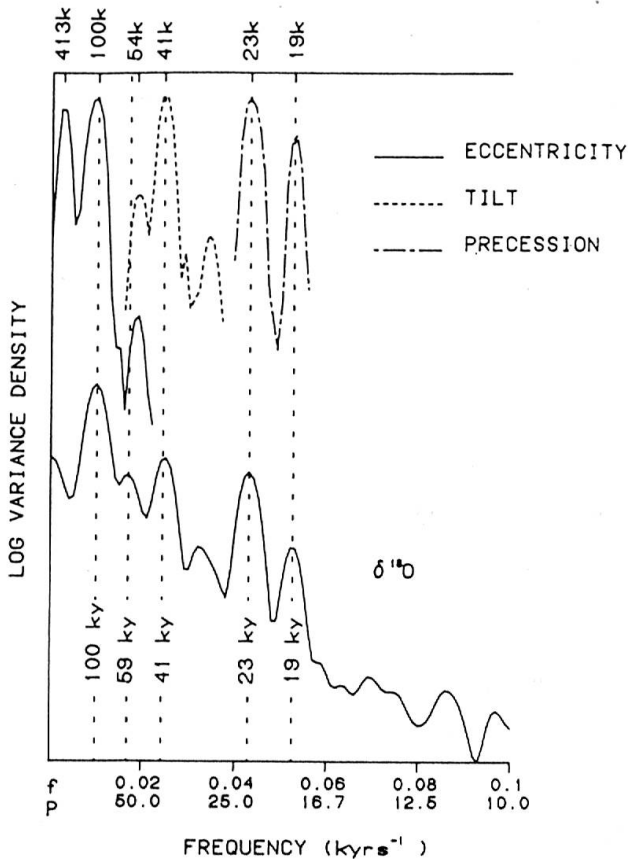


Fig. 9: Varianzspektren von ETP- und $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen der letzten 800 kJahre im Frequenzraum (nach Imbrie, 1984).

In dieser Analyse von Imbrie wird die Möglichkeit der Erklärung der längerfristigen Klimaschwankungen durch die Milankovitch-Theorie wohl in ihrem besten Licht wiedergegeben. Generell wird festgestellt, dass ein grosser Teil der paläoklimatischen Varianz mit den Milankovitch-Mechanismen erklärt werden kann. Am besten ist die Übereinstimmung bei den Perioden 41 kJahre (Neigung der Erdachse) und 23 und 19 kJahre (Präzession). Sehr wichtig ist in den Klimaaufzeichnungen die 100-kJahre-Periode, die wohl auch in den Milankovitch-Perioden auftritt, jedoch nur durch eine nichtlineare Verstärkung, z. B. durch die Eiskappen-Dynamik, das nötige Gewicht erhält.

Durch den simplen «Gain und Phasen»-Ansatz wird keine quantitative Aussage über die zu Grunde liegenden physikali-

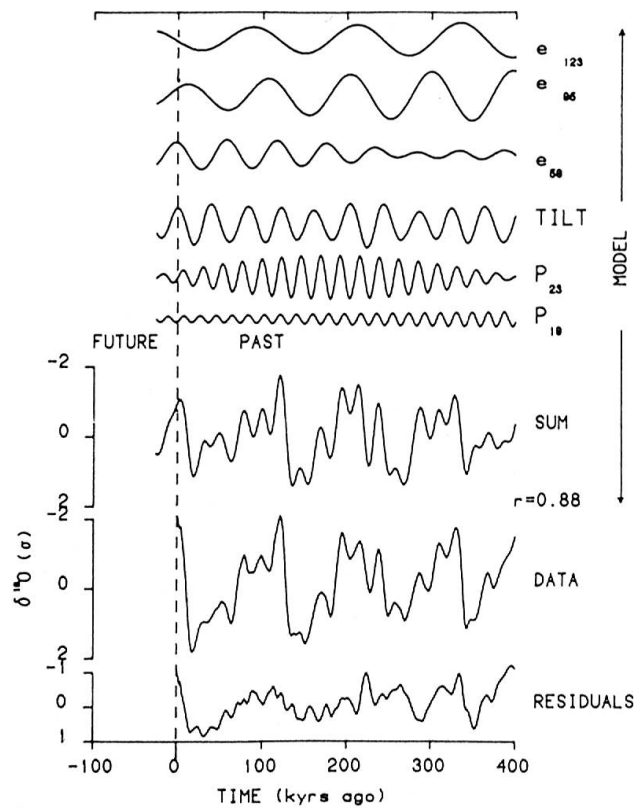


Fig. 10: Darstellung der $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen der letzten 400 kJahre durch die Überlagerung von 6 Milankovitch-Komponenten und Vergleich mit den gemessenen $\delta^{18}\text{O}$ -Daten (nach Imbrie, 1984).

schen Mechanismen gemacht. Auch fehlt in $\delta^{18}\text{O}$ -Aufzeichnungen in den Ozeansedimenten weitgehend die Information über kurzfristige Klimaschwankungen mit Perioden < 2 kJahre, ganz abgesehen von dem mehr regionalen klimatischen Geschehen.

In den letzten Jahren hat die Frage nach den Ursachen der Klimavariationen einen neuen Akzent erhalten. Durch Kernbohrungen auf Grönland und in der Antarktis wurden Informationen über die Umwelt- und Klimageschichte der letzten 100 bis 160 kJahre erhalten. Wichtige Informationen betreffen die Feststellung der Gleichzeitigkeit der langfristigen klimatischen Verläufe in der Nord- und Südhalbkugel, die hochaufgelöste Information weist aber auch auf kurzfristige Klimaschwankungen im Nordatlantengebiet hin. Völlig neuartig ist sodann der Befund, dass auch der atmosphärische CO_2 -

Gehalt signifikanten, mit dem Klimaverlauf korrelierten Schwankungen unterworfen war. Einige der Resultate der Studien an Eisbohrkernen und ihre Bedeutung für das Verständnis der Klimamechanismen sind Gegenstand der nächsten Kapitel.

Zur Klimainformation in Eisbohrkernen

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Verläufe

In Fig. 2 wurde gezeigt, wie sich der Wasserdampf in den Luftmassen über einem Eisschild bezüglich ^{18}O anreichert. In kalten Perioden sind die Temperaturunterschiede zwischen dem Herkunftsort des Wasserdampfs, hauptsächlich dem Ozean, und dem Ort der Kondensation noch ausgeprägter,

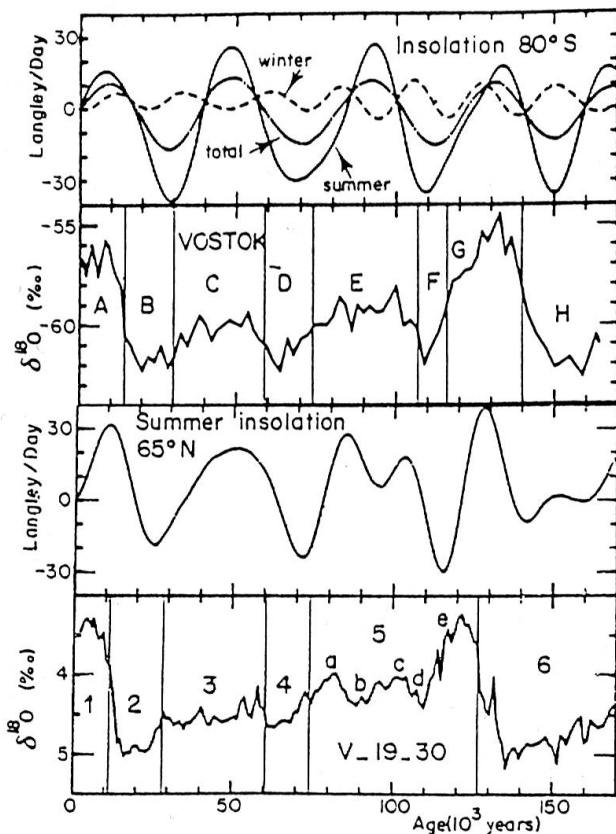


Fig. 11: Zeitlicher Verlauf von $\delta^{18}\text{O}$ im Vostok-Eisbohrkern und in einem Tiefseesedimentbohrkern des Pazifiks sowie der Sommersonneneinstrahlung 65°N und der Winter-, Sommer- und jährlichen Sonneneinstrahlung 80°S (nach Lorius et al., 1985).

was sich auch in den $\delta^{18}\text{O}$ -Proben¹ in den Eisbohrkernen von Grönland und der Antarktis äußert (Fig. 11 und 12).

Zuerst betrachten wir den $\delta^{18}\text{O}$ -Verlauf, gemessen am 160 kJahre umfassenden Eisbohrkern von der Vostok-Station in der

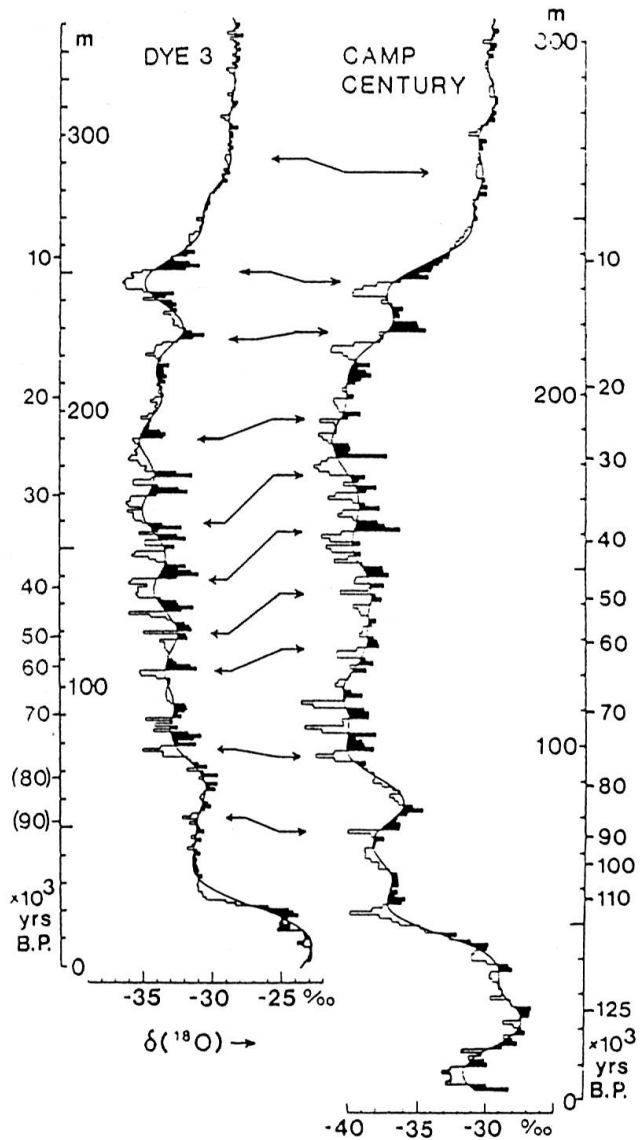


Fig. 12: $\delta^{18}\text{O}$ -Profile der grönländischen Eisbohrkerne von Dye 3 (0–1982 m Tiefe) und Camp Century (0–1370 m Tiefe). Die Werte sind auf einer gemeinsamen Zeitskala, basierend auf Überlegungen von Dansgaard et al., 1982, und Langway et al., 1985, aufgetragen.

$$1 \delta^{18} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{Probe}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{Standard}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{Standard}}} (\text{‰})$$

Als Standard dient SMOW, d. h. Standard Mean Ocean Water.

Antarktis (Fig. 11) (LORIUS et al., 1985). Der $\delta^{18}\text{O}$ -Verlauf im Eisbohrkern wird demjenigen eines repräsentativen Tiefseesedimentkerns gegenübergestellt. Wichtig ist die Feststellung, dass die Datierung des Eisbohrkerns unabhängig von derjenigen des Tiefseesedimentkerns erfolgt ist. Sie stützt sich im wesentlichen auf Modelle über das Fließen des Eises und Abschätzungen der Änderung der Akkumulation aufgrund der Annahme einer konstanten Deposition des durch die kosmische Strahlung deponierten Radioisotops ^{10}Be . Für die ersten 110 kJahre wird eine starke Korrelation zwischen den beiden $\delta^{18}\text{O}$ -Profilen gefunden. Für die Periode 110–160 kJahre vor heute, in die das Eem-Interglazial fällt, das in beiden $\delta^{18}\text{O}$ -Profilen ausgeprägt zum Ausdruck kommt, ist die Korrelation weniger gut. Die Erklärung ist, vor allem auch in Anbetracht der guten Korrelation über die ersten 110 kJahre, eher in einer zu stark gedehnten Zeitskala für den Vostok-Eisbohrkern im Bereich 110 kJahre bis 160 kJahre zu suchen als in effektiv unterschiedlicher $\delta^{18}\text{O}$ -Information.

Der wichtigste Schluss, der aus dem Vergleich zwischen $\delta^{18}\text{O}$ -Verlauf im Tiefseebohrkern und dem antarktischen Eisbohrkern von Vostok gezogen werden kann, ist die Feststellung, dass die Eiszeiten der letzten Million Jahre ein globales Phänomen waren, obschon sich grosse kontinentale Vereisungen praktisch nur in der Nordhemisphäre eingestellt hatten.

Die Eisbohrkerne von Camp Century (Nordwestgrönland) und Dye 3 (Südgrönland) zeigen starke Ähnlichkeiten im $\delta^{18}\text{O}$ -Verlauf (DANSGAARD et al., 1982). Der Vergleich mit denjenigen der Ozeansedimente wie auch des Vostok-Eisbohrkerns zeigt jedoch, mit Ausnahme des Eiszeit-Nacheiszeit-Übergangs 13–10 kJahre vor heute, keine ausgeprägte Ähnlichkeit. Wenn wir die Camp Century und Dye 3 $\delta^{18}\text{O}$ -Profile auf der negativen Zeitachse verfolgen, stellen wir vor ca. 10 kJ eine starke $\delta^{18}\text{O}$ -Abnahme fest, den Übergang zur letzten kalten Phase der Würmeiszeit, die sogenannte jüngere Dryas, die etwa 1000 Jahre dauerte. Es folgte

dann die etwa 2000 Jahre dauernde Bølling-Allerød-Warmphase. Etwa 13 kJahre vor heute lässt sich der endgültige Übergang in eine sehr kalte Phase der Würmeiszeit erkennen. Während in der Nacheiszeit das $\delta^{18}\text{O}$ in beiden Bohrkernen einen relativ ruhigen Verlauf zeigt, lassen sich im würmeiszeitlichen Verlauf von etwa 80 kJahren bis 25 kJahren vor heute starke Oszillationen erkennen. Offenbar hat sich in dieser Zeitspanne das Klima Grönlands zwischen einem warmen und einem kalten Zustand hin- und herbewegt. Die Periode dieser Klimaschwankungen ist von der Grössenordnung 2 kJahre, also weit unter den Schwankungsperioden der Erdbahnelemente (LANGWAY et al., 1985).

Einen Hinweis für eine mögliche Erklärung des Klimaverhaltens während des Eiszeit-Nacheiszeit-Übergangs 13 bis 10 kJahre vor heute ergaben Analysen des $\delta^{18}\text{O}$ im biogen ausgefällten Karbonat der Sedimente der Seen in der Alpenregion und Analysen der Zusammensetzung der Sedimente



Fig. 13: Vergleich eines Ausschnitts des $\delta^{18}\text{O}$ -Profils des Eisbohrkerns von Dye 3 mit dem $\delta^{18}\text{O}$ -Profil, gemessen im Karbonat des Gerzensees. Die starken Ähnlichkeiten lassen vermuten, dass die gleiche Sequenz klimatischer Ereignisse aufgezeichnet ist (Oeschger et al., 1984).

im Nordatlantik. Das $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis der Seekreide folgt demjenigen des Seewassers und damit der Niederschläge. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Analysen an Karbonaten, die während des Eiszeit-Nacheiszeit-Übergangs 13 kJahre bis 10 kJahre vor heute abgelagert wurden, zeigen einen Verlauf des $\delta^{18}\text{O}$, der mit demjenigen des Grönlandeises stark korreliert ist (Fig. 13) (OESCHGER et al., 1984, EICHER und SIEGENTHALER, 1976).

Wichtig für das Verständnis der Klimamechanismen im Nordatlantikraum sind sodann die Studien an Tiefseesedimenten. Die Analyse des zeitlichen Ablaufs der Anteile der verschiedenen Foraminiferenarten, von denen jede nur in einem engen Temperaturbereich existieren kann, weist darauf hin, dass die Grenze zwischen kaltem und warmem Wasser in diesem Ozean im Takt mit den $\delta^{18}\text{O}$ -Schwankungen in Grönland und Europa ihre Position verändert hat (Fig. 14). Während der kalten Phasen, 20 bis 13 kJahre und 11 bis 10 kJahre vor heute, stand Europa unter dem klimatischen Einfluss eines nordatlantischen Kaltwasserkörpers, in der Periode 13 bis 11 kJahre vor heute aber war das warme Nordatlantikwasser weit in den Norden vorgestossen (RUDDIMAN und McINTYRE, 1981).

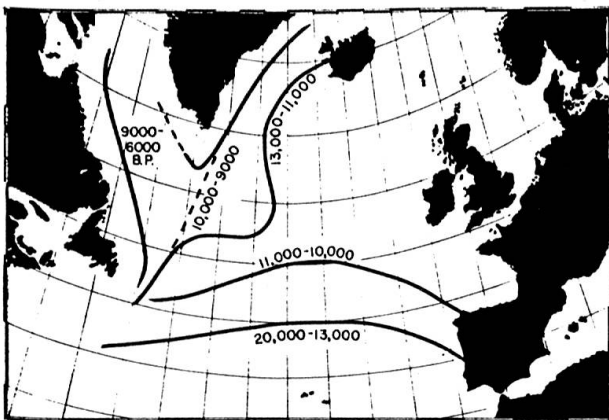


Fig. 14: Die geographische Position der nordatlantischen Polarfront während der Periode 20 kJahre – 6 kJahre vor heute. Der Rückzug der Polarfront wurde unterbrochen durch einen Vorstoss 11 kJahre – 10 kJahre vor heute (nach Ruddiman und McIntyre, 1981).

Diese Zusammenhänge weisen auf die Bedeutung der Ozeanzirkulation für das Klimageschehen hin. Westeuropa besitzt heute ein relativ mildes Klima, weil warmes Oberflächenwasser aus niedrigen Breiten in den Nordatlantik vorstösst und damit Wärme auch in die angrenzenden Landgebiete bringt. Wegen der relativ hohen Temperaturen ist die Verdunstung von Oberflächenwasser, z. B. im Vergleich zum Nordpazifik, relativ stark. Dies führt zu einer Erhöhung des Salzgehaltes und damit der Dichte des Wassers, das dadurch bei sehr kalten Bedingungen in die Tiefe absinken kann und als nordatlantisches Tiefenwasser südwärts wegfliessen. Etwa 50% des Tiefenwassers der Ozeane wird heute im Nordatlantik gebildet. Dieser Mechanismus der Tiefenwasserbildung hält sich selber aufrecht. Bricht er aus irgendeinem Grund, z. B. dem Abschmelzen von Kontinentaleis und der damit verknüpften Herabsetzung der Dichte des Meerwassers, zusammen, so besteht vorerst kein Anlass dazu, dass er wieder in Gang kommt (BROECKER et al., 1985).

Es ist naheliegend, auch für die im $\delta^{18}\text{O}$ -Profil der grönländischen Eisbohrkerne während 80 bis 25 kJahren vor heute festgestellten Übergänge zwischen einem relativ warmen und einem sehr kalten Klimazustand die Erklärung in Änderungen der Zirkulation des Nordatlantik-Wassers zu suchen. In der Tat zeigen sich in den Tiefseesedimenten des Nordatlantiks Phasen, die auf wärmere Ozeantemperaturen hinweisen. Sie sind ersichtlich in plötzlichen Abnahmen der Häufigkeit der kälteliebenden planktonischen Foraminiferen-Spezies *G. pachyderma* (links spiralend). Allerdings ist in den Ozeansedimenten die Information wegen der Durchmischung der Sedimente durch Lebewesen bei weitem nicht so gut aufgelöst wie in den Eisbohrkernen, so dass die Identifikation aller in den Eisbohrkernen erkennbaren Warmphasen wohl kaum zu erwarten ist. Immerhin scheint die Annahme naheliegend, dass während der Periode 80 kJahre bis 25 kJahre vor heute das Klima des Nordatlantikgebietes zwischen einem kalten und

einem warmen Zustand hin- und hergependelt ist, wobei wahrscheinlich Änderungen in der Ozeanzirkulation, wie in der Periode 13 bis 10 kJahre vor heute, eine wesentliche Rolle gespielt haben (ANDRÉE, 1987).

Die rapiden $\delta^{18}\text{O}$ -Schwankungen in den Eisbohrkernen Grönlands und am Ende der Eiszeit in den Seesedimenten Europas weisen darauf hin, dass neben den wahrscheinlich durch Änderungen der Erdbahnelemente bedingten langfristigen Klimaänderungen auch kurzfristige und drastische Klimaschwankungen auftraten, wie z. B. im Bereich des nordatlantischen Ozeans. Derartige rapide Schwankungen scheinen zur Zeit der starken Eisbedeckung der Kontinente ausgeprägter gewesen zu sein als in der Nacheiszeit. Eine wichtige Erkenntnis ist ausserdem der wesentliche Einfluss der Ozeanzirkulation auf das Klima grosser Gebiete der Erdoberfläche.

Die Geschichte des atmosphärischen CO_2 -Gehalts

BERNER, STAUFFER et al., (1980), zeigten als erste, dass der CO_2 -Gehalt der Luft in Eisbohrkernen Grönlands und der Antarktis während der letzten Eiszeit etwa um einen Faktor 1,5 niedriger war als in der Nacheiszeit. Bisher wurde dieses Phänomen in zwei tiefen Eisbohrkernen Grönlands und in drei der Antarktis nachgewiesen (NEFTEL et al., 1982; STAUFFER et al., 1985; DELMAS et al., 1980). Die 5 Eisbohrkerne unterscheiden sich stark bezüglich ihrer physikalischen und chemischen Eigenschaften, so dass die Verfälschung des CO_2 /Luft-Verhältnisses durch Wechselwirkung mit dem Eis und den eingeschlossenen Spuren praktisch ausgeschlossen werden kann.

Grosses Aufsehen erregten kürzlich die CO_2 -Messungen der Gruppe von Grenoble am Vostok-Eisbohrkern (BARNOLA et al., 1987). Die CO_2 -Gehalte der eingeschlossenen Luft zeigen eine starke Korrelation mit den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten während der letzten 160

kJahre. Einerseits ergaben sich für das Eem-Interglazial vor ca. 120 bis 130 kJahren CO_2 -Gehalte (250–300 ppmV), die denjenigen des Holozäns entsprechen, und während der sehr kalten Risseiszeitphase vor etwa 150 kJahren solch niedrige (180–200 ppmV) wie während der kalten Würmeiszeitphase vor ca. 20 kJahren. Andererseits fällt auf, dass auch die schwächeren klimatischen Signale während der letzten 160 kJahre mit CO_2 -Schwankungen korreliert sind.

Aus diesen Erkenntnissen lässt sich schliessen, dass CO_2 -Schwankungen zumindest den längerfristigen Klimamechanismen, wie sie sich im Eiszeitzyklus äussern, inhärent sind.

Diese Beobachtung stellt uns vor die Fragen, wie der atmosphärische CO_2 -Gehalt gesteuert wird und was die Bedeutung der CO_2 -Schwankungen für den Klimaablauf der letzten Million Jahre war.

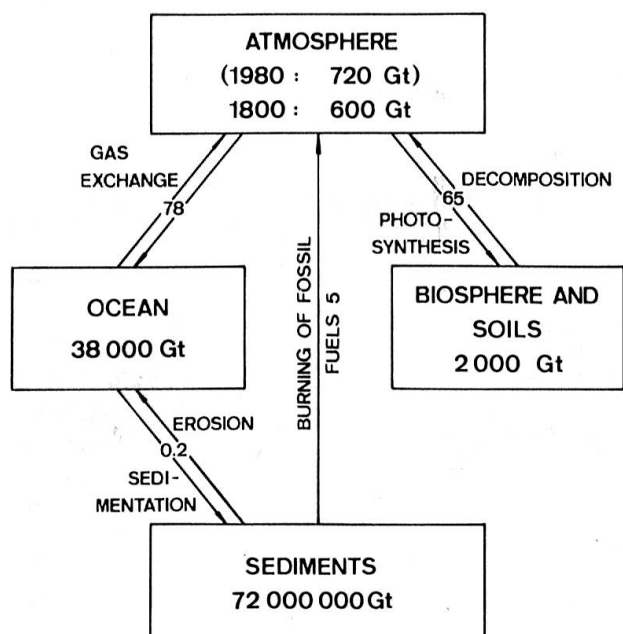


Fig. 15: Vereinfachte Darstellung des CO_2 -Austauschs zwischen Atmosphäre, Biosphäre, Ozean und Sedimenten. Die CO_2 -Gehalte der Reservoirs sind in Gt C, die Austauschflüsse in Gt C pro Jahr ausgedrückt (Oeschger et al., 1982).

Die Regulierung des atmosphärischen CO₂-Gehalts der letzten Million Jahre

Wertvolle Arbeiten zu dieser Problematik finden sich in SUNDQUIST und BROECKER, (1985). Wir beschränken und hier auf eine Zeitperiode, während der die geochemischen Wechselwirkungen wahrscheinlich gering waren und sich höchstens in einem Basistrend geäußert haben. Für die hier angesprochenen kürzerfristigen Schwankungen sind Änderungen in der Aufteilung des CO₂ zwischen den Reservoirs Atmosphäre, Biosphäre und Ozean massgebend. Wie Fig. 15 zeigt, ist weitaus am meisten austauschender Kohlenstoff im Ozean gespeichert.

Auch der Kohlenstoff-Gehalt der Biosphäre ist grösser als der atmosphärische. Sicherlich haben sich die klimatischen Änderungen auch auf die Grösse des biosphärischen Kohlenstoffreservoirs ausgewirkt, doch wollen wir im folgenden unsere Aufmerksamkeit der Tatsache zuwenden, dass es im wesentlichen der CO₂-Partialdruck im Wasser der eisfreien Ozeanoberfläche ist, der den CO₂-Gehalt der Atmosphäre bestimmt. Zur Erklärung der CO₂-Schwankungen werden daher vor allem Hypothesen herangezogen, die sich auf Schwankungen der biologischen Aktivität im Ozeanoberflächenwasser abstützen. Ohne biologische, Kohlenstoff bindende Prozesse und das Absinken von toten Organismen wäre der C-Gehalt des Ozeanoberflächenwassers um soviel höher, dass der CO₂-Gehalt der Atmosphäre um einen Faktor 2–3 ansteigen würde. Würden andererseits die Ozeanzirkulation und -durchmischung abgeschwächt, könnte sich die biologische Aktivität in einigen Regionen heute starker vertikaler Durchmischung noch intensivieren. Dadurch würde zusätzlicher Kohlenstoff gebunden, mit dem Resultat der Abnahme der atmosphärischen CO₂-Konzentration um etwa einen Faktor 1,5. In der Tat weisen ¹⁴C-Bestimmungen an Schalen von planktonischen (in der Ozeanoberfläche lebenden) und benthischen (auf dem Ozeanboden

lebenden) Foraminiferen in denselben Sedimentschichten auf schwächere Zirkulation und Durchmischung des Ozeans in der Eiszeit hin (BROECKER et al., 1987).

Von Bedeutung für atmosphärische CO₂-Schwankungen mögen sodann Änderungen der Sonneneinstrahlung in hohen Breiten mit Auswirkungen auf die biologische Aktivität im Ozean, die Meereisbedeckung, aber auch die Fällung und Auflösung von Karbonaten der Ozeansedimente gewesen sein.

Die starke Korrelation mit den Änderungen der Erdbahnelemente lässt uns die Frage nach der Ursache der CO₂-Schwankungen nicht entkoppelt von derjenigen nach den Auswirkungen der CO₂-Schwankungen auf das Klima diskutieren.

Eine extreme Interpretation des CO₂-δ¹⁸O-Zusammenhangs wäre die, dass die Klimaschwankungen durch die CO₂-Schwankungen allein verursacht sind. Eiszeit-Zwischeneiszeit-Übergänge würden somit durch CO₂-Änderungen um einen Faktor 1.5 verursacht, was einer Klimasensitivität für CO₂ entspricht, die um etwa einen Faktor 2 über den heutigen Modellabschätzungen (3,5 bis 4,5 °C für eine CO₂-Verdoppelung) liegen. Allerdings berücksichtigen letztere nur das rasch reagierende Klimasystem und nicht den längerfristigen Auf- und Abbau von Kontinentaleis. Die extreme Interpretation in der andern Richtung würde die CO₂-Schwankungen als das Mitlaufen eines Parameters mit dem Klima deuten, der keinen Einfluss auf das Geschehen besitzt.

Der Wirklichkeit am nächsten kommt wohl eine in der Mitte liegende Deutung in dem Sinne, dass das CO₂- und das Klimasystem ein gekoppeltes Gesamtsystem darstellen, das während der Vereisungszyklen der letzten Million Jahre wegen der Änderung der Sonneneinstrahlung (Milankovitch-Theorie) zwischen zwei extremen Zuständen hin- und hergependelt ist.

Die Frage, inwieweit die CO₂-Schwankungen die globalen Klimaänderungen verursacht haben, wurde mit Hilfe von Klimamodellen untersucht.

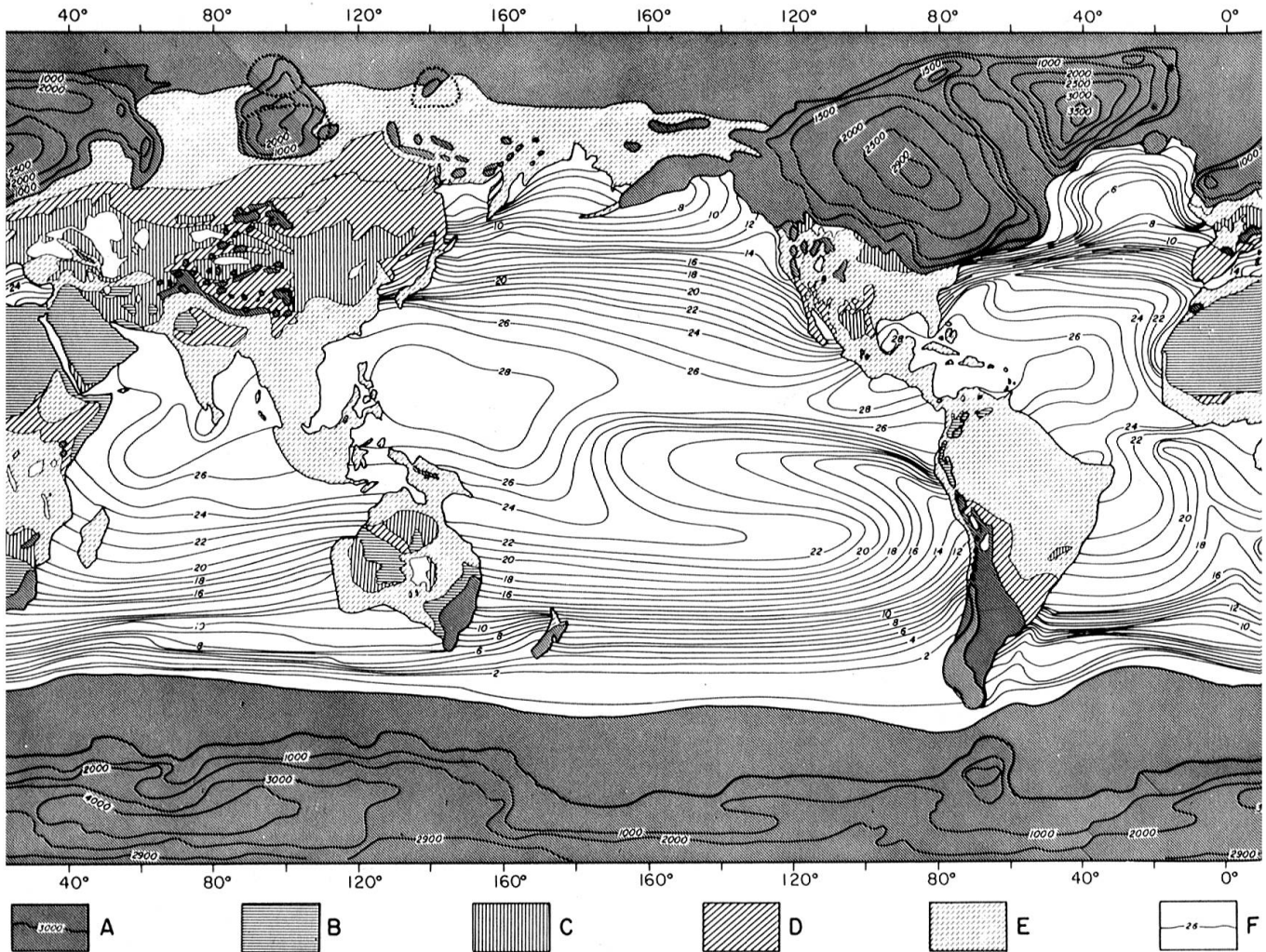


Fig. 16: Von Mitarbeitern des CLIMAP-Teams erstellte Karte der Erdoberfläche im nordhemisphärischen Sommer (August) vor rund 18 kJahren. Die Konturen der Kontinente entsprechen einem um 85 m tieferen Meeresspiegel. Die Ozeantemperaturen (1°C Intervalle) wurden aufgrund der Analyse aus Kernproben von Meeressedimenten ermittelt. Die Flächen A sind schnee- und eisbedeckt, mit Albedo grösser als 40%. Die Isolinien geben die Erhöhung der Eiskappen in m.ü.M. an. Die Flächen B bis F unterscheiden sich in der Auswirkung der Oberfläche auf die Albedo: B: 30–39%; C: 25–29%; D: 20–24%; E: unter 20%; F: unter 10% (eisfreier Ozean). – CLIMAP Project-Members, 1976.

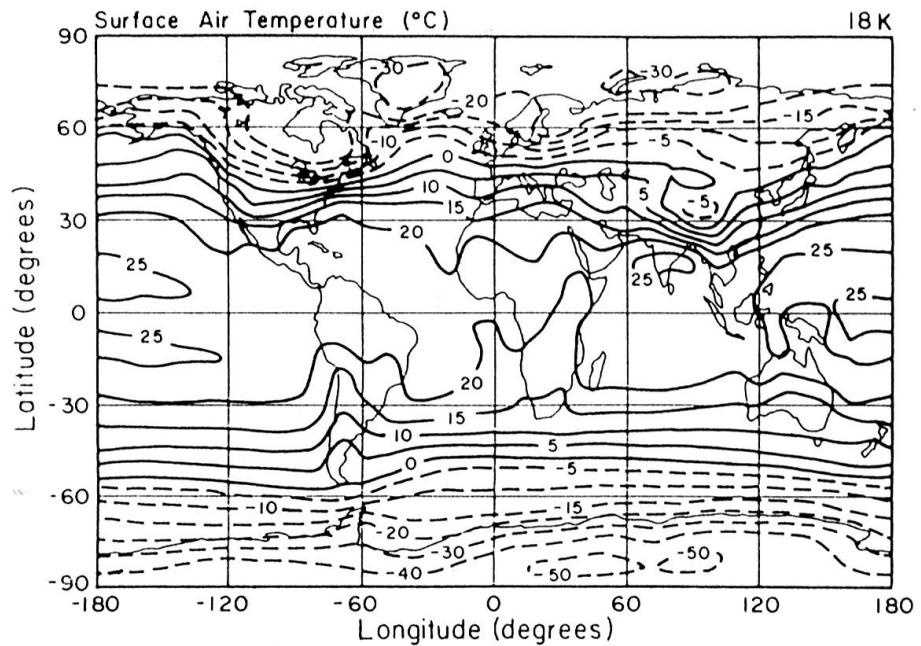
Das Klima 18 kJahre vor heute, rekonstruiert und modellberechnet

1971 fand sich eine Gruppe von Wissenschaftern unter der Bezeichnung CLIMAP (Climate Long Range Investigation, Mapping and Prediction Project) zusammen, um Tiefseebohrkerne auf die klimatischen Veränderungen der letzten 700 kJahre hin zu untersuchen. Eines der wertvollen Ergebnisse ist der Vergleich der gegenwärtigen Oberflä-

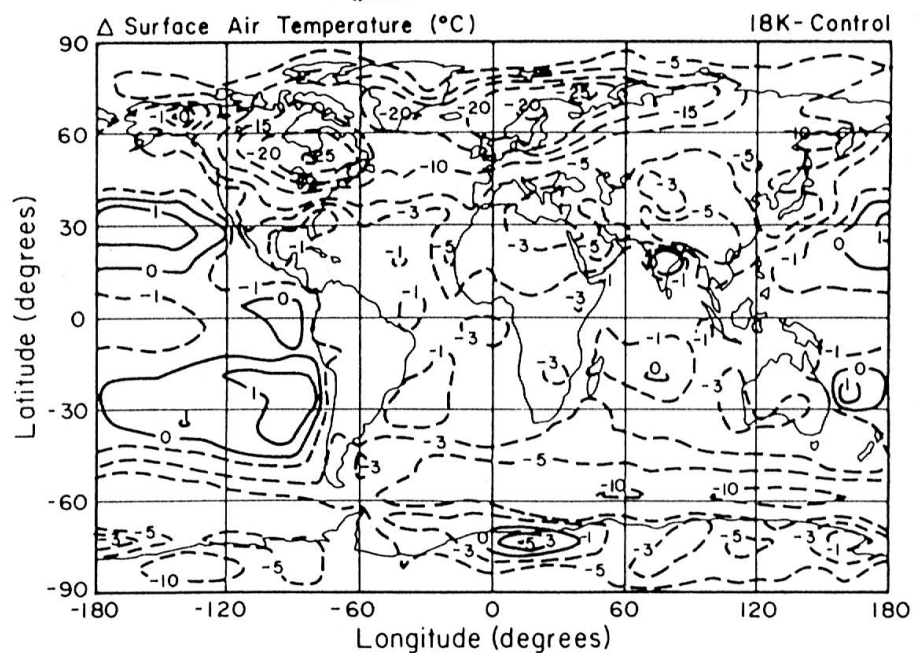
chentemperaturen der Weltmeere mit denjenigen vor rund 18 kJahren, dem Maximum der Würmeiszeit (Fig. 16).

HANSEN et al. (1984) benutzten die rekonstruierten klimatischen Randbedingungen von 18 kJahre vor heute, einschliesslich der damaligen Verteilung der Sonneneinstrahlung, um mit dem General Circulation Model (GCM) des Goddard Institute for Space Studies (GISS) die Klimasituation zu jener Zeit zu simulieren und die Beiträge der

Fig. 17a und 17b: Lufttemperatur im GISS-Klimamodell-Experiment mit Randbedingungen für das Maximum der letzten Eiszeit vor 18 kJahren (Fig. 17a). Temperaturdifferenz zwischen 18 kJahren vor heute und einem Kontrollexperiment für die heutigen klimatischen Randbedingungen (Fig. 17b); (nach Hansen et al., 1984).



Figur 17a



Figur 17b

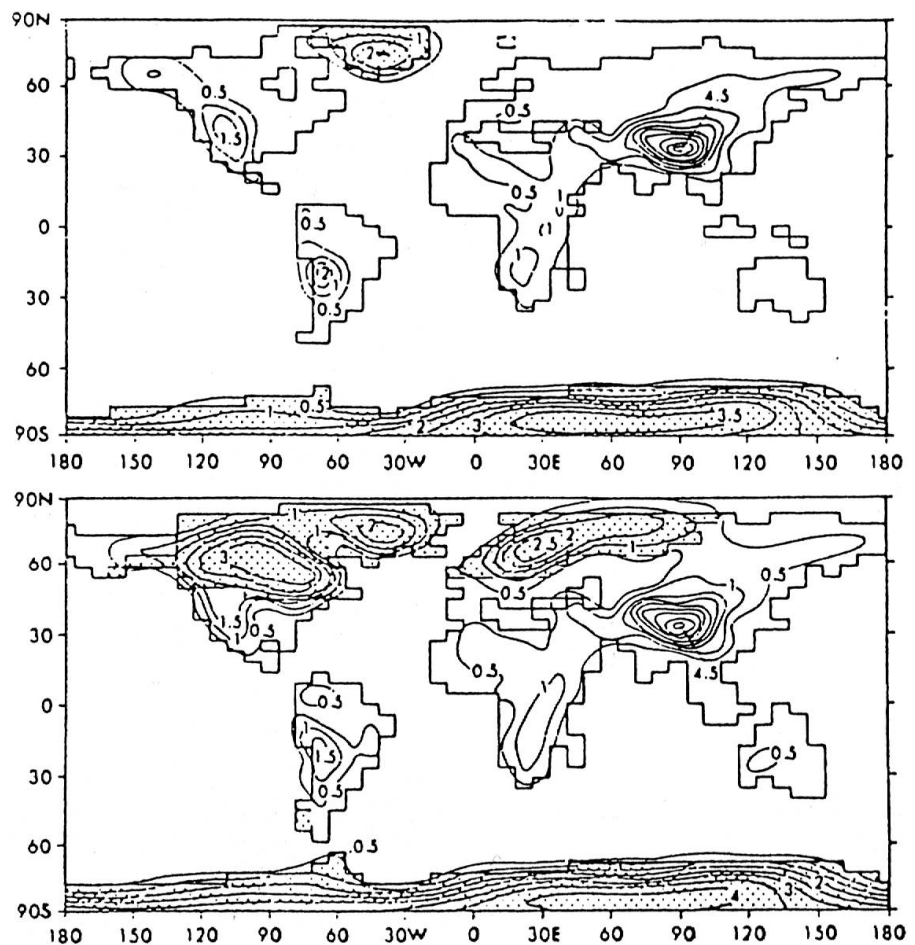
verschiedenen physikalischen Prozesse zu analysieren (Fig. 17a und 17b).

Aufgrund der Randbedingungen von CLIMAP war die Erdtemperatur vor 18 kJahren um ca. 3,7°C niedriger als heute, aber der Temperaturunterschied mag auch etwas grösser gewesen sein, falls die Temperatur der Ozeane in niedrigen Breiten 1–2°C tiefer war als in den CLIMAP-Abschätzungen, wie sie das GCM berechnet, um die Strahlungsbilanz völlig auszuglei-

chen. Die Modellberechnungen ergeben die folgenden wichtigsten Beiträge zur Temperaturdifferenz:

ΔT Wasserdampf	$= \Delta T_{wc}$	$\cong 1,4-2,2^\circ\text{C}$
und Wolken	$= \Delta T_{wc}$	$\cong 1,4-2,2^\circ\text{C}$
ΔT Landeis	$= \Delta T_l$	$\cong 0,7-0,9^\circ\text{C}$
ΔT Meereis	$= \Delta T_s$	$\cong 0,6-0,7^\circ\text{C}$
ΔT CO ₂	$= \Delta T_{CO_2}$	$\cong 0,3-0,6^\circ\text{C}$
ΔT Vegetation	$= \Delta T_v$	$\cong 0,3^\circ\text{C}$
$\Sigma \Delta T_i$		$= 3,3-4,7^\circ\text{C}$

Fig. 18: Konturen der Kontinente und Verteilung des Kontinentaleises als Randbedingungen für die Modellexperimente. Höhenangaben in km. Mit Kontinentaleis bedeckte Gebiete sind punktiert dargestellt. Heutige Situation oben, Maximum der letzten Eiszeit unten (nach Broccoli und Manabe, 1987).



Für eine detaillierte Diskussion der Terme ΔT_i sei auf HANSEN et al. (1984) verwiesen. In ΔT_{wc} ist der Wolkenanteil wegen des generell rudimentären Standes der Wolkenmodellierung unsicher. Der Wasserdampfanteil beträgt ca. $1,4^\circ\text{C}$ und ist damit ein wesentlicher Beitrag zur Gesamttemperaturdifferenz. Die Unsicherheiten in ΔT_i ergeben sich aufgrund von etwas unterschiedlichen Annahmen über die Eisbedeckung der Kontinente. Bei ΔT_{CO_2} bezieht sich der obere Wert auf den in Eisbohrkernen tatsächlich gemessenen CO_2 -Unterschied.

Bei der Diskussion der ΔT_i ist zu unterscheiden zwischen den die Klimaveränderung kausal beeinflussenden Beiträgen und den sich automatisch, rasch einstellenden Rückkopplungseffekten. Zur ersten Kategorie gehören die Albedoveränderung durch Landeisbedeckung (ΔT_i) und Vegeta-

tion (ΔT_v) sowie die Veränderung des Treibhauseffekts (ΔT_{CO_2}), zusammen ca. $1,7^\circ\text{C}$. Die ΔT_i aufgrund der Rückkopplungseffekte ergeben zusammen eine Verstärkung der Temperaturänderung um ca. $2-2,9^\circ\text{C}$.

Aufgrund dieser Daten könnte man argumentieren, dass sich, angetrieben durch Milankovitch-Mechanismen, die Eisbedeckung der Kontinente und der CO_2 -Gehalt der Atmosphäre ändern und primär die Klimaveränderung steuern. Dazu scheint ein primärer kausaler Effekt entsprechend nur ca. $1,5^\circ\text{C}$ zu genügen. Die Rückkopplungseffekte führen dann zu einer Verstärkung um einen Faktor 2–3.

Dieser globale Vergleich des heutigen Klimas mit demjenigen vor 18 kJahren aufgrund der jeweiligen Randbedingungen sagt nichts über die Art und Weise aus, wie der eiszeitliche Zustand aufrecht erhalten wird. Eine

wichtige Frage betrifft diesbezüglich die Kopplung zwischen der nördlichen Hemisphäre, in der grösstenteils die kontinentalen Eisschilde auf- und abgebaut werden, und der südlichen, in der aufgrund der Milankovitch-Theorie im wesentlichen antizyklische Verhältnisse herrschen.

Wertvolle Hinweise gibt diesbezüglich eine kürzlich erschienene Arbeit von BROCCOLI und MANABE (1987). Diese Autoren analysierten die Beiträge des Kontinentaleises, des reduzierten atmosphärischen CO₂-Gehalts und der Änderungen der nicht eisbedeckten Land-Albedo zur Aufrechterhaltung des Klimazustandes während des Maximums der letzten Eiszeit. Sie benützten dazu ein Atmosphärisches GCM des Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Princeton, angekoppelt an eine 50 m dicke Ozeanoberflächenschicht. Durch den Vergleich von Paaren von Modellexperimenten isolierten sie die Einflüsse der Änderungen der erwähnten Randbedingungen.

Fig. 18 zeigt die den Rechnungen zugrundeliegenden Konturen der Kontinente und die Eisbedeckungen, heute und vor 18 kJahren. Anders als HANSEN et al. (1984) haben BROCCOLI und MANABE (1987) beim Vergleich der Temperaturen heute und 18 kJahre vor heute nur die nie eisbedeckten Gebiete betrachtet – und jedem der kausalen Faktoren (Eisbedeckung, CO₂ und Landalbedo) auch die Rückkopplungseffekte zugeschlagen. Einen direkten Vergleich zwi-

Tab. 2: Differenz der Ozeanoberflächentemperaturen heute und 18 kJahre vor heute, modellberechnet (Broccoli und Manabe, 1987) und aufgrund der CLIMAP-Studie.

Klimafaktor	Global	Nördliche Hemisphäre	Südliche Hemisphäre
Eisbedeckung	0.8	1.6	0.2
CO ₂	1.0	0.7	1.1
Landalbedo	0.2	0.3	0.2
Total	1.9	2.6	1.5
CLIMAP	1.6	1.9	1.3

schen den Modellrechnungen und den CLIMAP-Beobachtungen ermöglichen die Ozeanoberflächentemperaturen, gemittelt über die beiden Hemisphären sowie die gesamte Erde (Tabelle 2).

In Tabelle 3 sind sodann die entsprechenden Lufttemperaturveränderungen zusammengestellt:

Tab. 3: Differenz der nicht eisbedeckten Erdoberflächentemperaturen heute und 18 kJahre vor heute, modellberechnet (Broccoli und Manabe, 1987).

Klimafaktor	Global	Nördliche Hemisphäre	Südliche Hemisphäre
Eisbedeckung	1.3	2.4	0.3
CO ₂	1.2	1.1	1.3
Landalbedo	0.3	0.4	0.3
Total	2.8	3.9	1.9

Die Modellexperimente zeigen, dass für die gegebenen Klimafaktoren Änderungen der hemisphärischen und globalen Temperaturen von der Grössenordnung der beobachteten gefunden werden. Vor allem wichtig ist sodann die Beobachtung, dass sich die Eisbedeckung hauptsächlich auf die nördliche Hemisphäre und wenig auf die südliche Hemisphäre auswirkt. Auch der Effekt der Änderung der Landalbedo ist nicht ausreichend für eine Klimaänderung der Südhemisphäre, wie sie beispielsweise in den δ¹⁸O-Profilen der antarktischen Eisbohrkerne zum Ausdruck kommt.

Einzig die wegen der atmosphärischen Durchmischung globale Änderung des CO₂-Gehalts der Atmosphäre kann in dieser Analyse zu ähnlichen klimatischen Veränderungen in den beiden Hemisphären führen.

Man mag diese Aussage abschwächen und auf die fehlende Berücksichtigung der tieferen Ozeanströme hinweisen, die auch zu einer klimatischen Kopplung zwischen den beiden Hemisphären führen. Wichtig ist jedoch die Erkenntnis, die diese Modelle liefern, dass der Verlust an absorbiertes

Sonnenenergie infolge der höheren Albedo der eisbedeckten Gebiete der nördlichen Hemisphäre fast vollständig durch die Reduktion der Infrarotabstrahlung in dieser Hemisphäre wettgemacht wird. Damit ist der interhemisphärische Wärmeaustausch trotz der Abkühlung der Nordhemisphäre und führt kaum zu einer Reduktion der Temperaturen der Südhemisphäre.

Dieser Hinweis auf die wahrscheinlich wesentliche Bedeutung der CO_2 -Schwankungen für das Klima der letzten Million Jahre konfrontiert uns mit der Frage der Konsequenzen der anthropogenen Veränderung des Treibhauseffekts der Erde als Folge des Anstiegs von CO_2 und Spurengasen.

Die Veränderung von Klima und Umwelt durch den Anstieg von CO_2 und Spurengasen

In der Mitte der achtziger Jahre fanden mehrere internationale Beurteilungen der CO_2 - und Spurengasproblematik durch nationale und internationale Institutionen statt. Im Zentrum steht das «International Assessment of the Role of Carbon Dioxide and of Other Greenhouse Gases in Climate Variations and Associated Impacts» von Villach/Österreich (9.–15. Oktober 1985).

Stand des Wissens

In Fig. 19 ist der Anstieg des atmosphärischen CO_2 , gemessen seit 1958 an Luftproben und für frühere Epochen rekonstruiert

CO_2 -Anstieg seit 1750

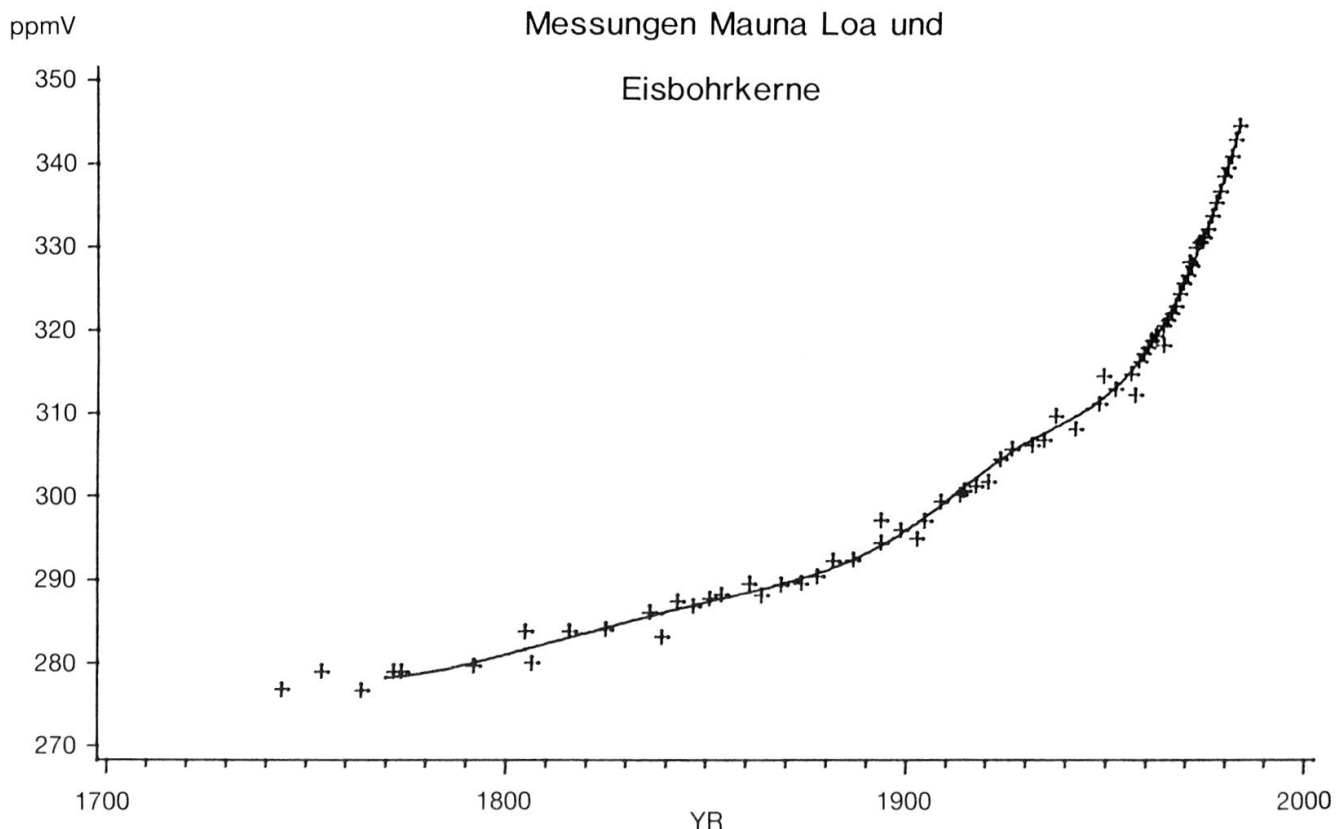


Fig. 19: Atmosphärischer CO_2 -Anstieg während der letzten 200 Jahre aufgrund von Messungen an Luft aus einem Eisbohrkern von der Siple Station in der Antarktis. Ab 1958 Werte von Messungen an Luftproben vom Mauna-Loa-Observatorium, Hawaii (nach Friedli et al., 1986).

an der in Polareisproben eingeschlossenen Luft, wiedergegeben (BACASTOW und KEELING, 1981). Hier nicht gezeigte Messungen weisen auf CO_2 -Gehalte im Bereich von 280 ± 5 ppm während der vorindustriellen letzten Jahrtausende hin. Im 18. Jahrhundert setzte der CO_2 -Anstieg ein, vorerst durch Rodungen und andere Eingriffe in die Biomasse; gegen Mitte des 20. Jahrhunderts begann dann die CO_2 -Emission als Folge der Nutzung von fossilen Brennstoffen zu dominieren. Ähnlich verlief der Anstieg von weiteren Gasen, die, wie CO_2 , den Treibhauseffekt und damit das Klima der Erde verändern. Die wichtigsten sind CH_4 , N_2O , O_3 und in den letzten Jahrzehnten die technisch genutzten Chlor-Fluor-Kohlenwasserstoffe, die auch zu einem Abbau des stratosphärischen Ozons führen. Die Anstiege dieser Gase sind durch atmosphärische Messungen und Rekonstruktionen in die vorindustrielle Zeit gesichert.

Schwieriger ist der eindeutige Nachweis, dass sich als Folge der bisherigen Veränderung der Zusammensetzung der Atmosphäre das Erdklima verändert hat. Figur 20 zeigt neueste Rekonstruktionen der Erdtemperatur seit 1860 (JONES et al., 1986). Es ist ein mittlerer Temperaturanstieg um ca. $0,5^\circ\text{C}$ festzustellen; auch hatten wir seit 1980 die drei wärmsten Jahre der letzten 130 Jahre. Der Temperaturanstieg zeigt jedoch dem Anstieg überlagerte Variationen, vermutlich bedingt durch Vulkanausbrüche, Änderungen von Sonnenparametern, aber auch mögliche interne Änderungen des Systems Erde, wie Schwankungen der Ozeanzirkulation. Wichtig ist auch, dass durch die Wärmekapazität des Ozeans der globale Temperaturanstieg um etwa zwei Jahrzehnte verzögert wird und dieser damit im Gleichgewicht um etwa einen Faktor 2 höher wäre. Die anthropogene Veränderung der globalen Temperatur mag heute für ein neues Strahlungsgleichgewicht etwa 1°C betragen.

Zusammenfassend kommt man zum Schluss, dass der Anstieg der Erdtemperatur etwa den Erwartungen aufgrund der Abschätzungen mittels Klimamodellen für den

beobachteten CO_2 - und Spurengasanstieg entspricht. Da die Erdtemperatur jedoch auch einem natürlichen Rauschen in der Größenordnung des Temperaturanstiegs unterworfen ist, kann dieser noch nicht wissenschaftlich streng dem Anstieg des Treibhauseffekts zugeschrieben werden.

Zwischen Prognose und Beobachtung besteht jedoch kein Widerspruch, und es setzt sich immer mehr die Ansicht durch, dass sich das Signal schon in etwa 10 Jahren eindeutig vom «Rauschen» abheben wird.

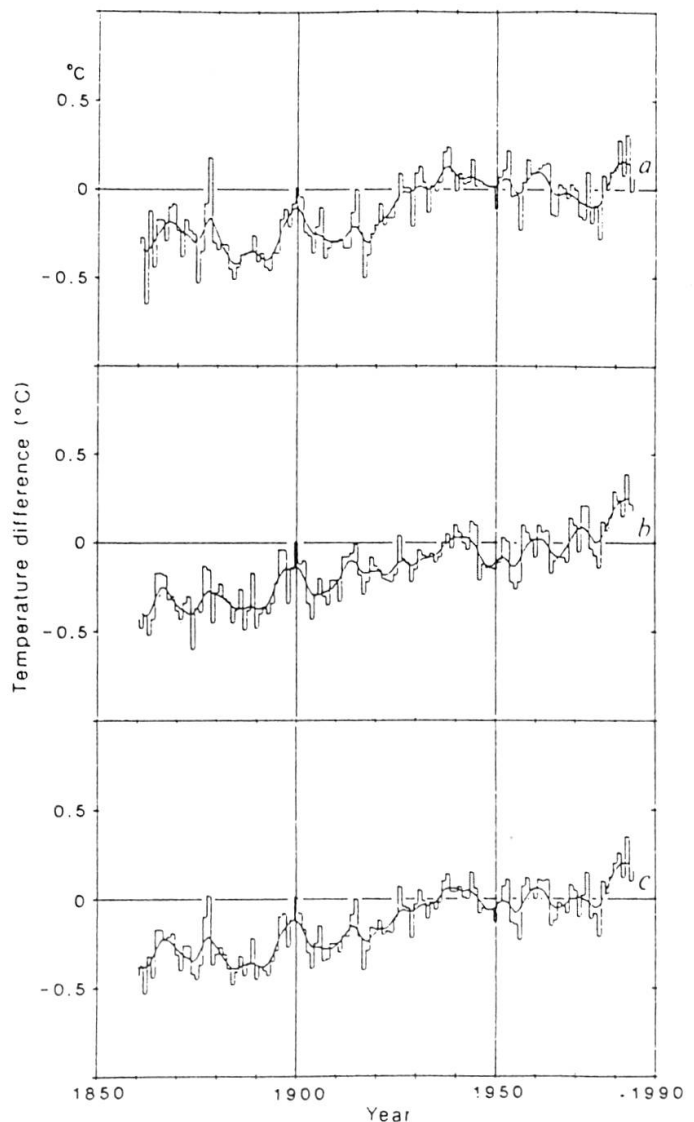


Fig. 20: Temperaturverläufe seit 1860 (Jahresmittel). Nördliche, südliche Hemisphäre und global (nach Jones et al., 1986).

Prognosen

Bei einem Wachstum der CO₂-Emission um 2% pro Jahr würde sich der atmosphärische CO₂-Gehalt etwa im Jahr 2080 verdoppeln (Fig. 21). Wie erwähnt, wird die Erhöhung des Treibhauseffekts durch die Anstiege weiterer Gase beschleunigt (Fig. 22). Unter Berücksichtigung der heutigen Trends für die Anstiege dieser Gase berechnet sich eine Erhöhung des Treibhauseffekts, die einer CO₂-Verdoppelung entspricht, schon für das Jahr 2030; wegen der Trägheit des Systems (Wärmekapazität des Ozeans) wird sich diese erst etwa im Jahr 2050 voll auswirken.

Abschätzungen der sich durch die Erhöhung des Treibhauseffekts einstellenden Klimaveränderung werden oft für das Äquivalent einer CO₂-Verdoppelung vorgenommen. Modellabschätzungen mittels einer ganzen Hierarchie von Modellen verschiedener Komplexität liefern Erhöhungen der globalen Temperatur im Bereich von 1,5–4,5 °C. Für höhere Breiten werden stärkere, für die äquatorialen Gebiete schwächere Veränderungen erwartet. Mit der Erwärmung wäre im Mittel eine Zunahme der Niederschläge zu erwarten, verknüpft mit einer Zunahme der Verdunstung. Die Prognosen der sogenannten «General Circulation Models», die regionale Voraussagen machen, weisen auf grössere Trockenheit im Innern der Kontinente hin.

Viel Beachtung finden Prognosen der zur Zeit wohl auf dem höchsten Stand stehenden Modelle des Goddard Institute for Space Studies (GISS), New York, der Geophysical Fluid Dynamics Laboratories (GFDL), Princeton, und des National Center for Atmospheric Research (NCAR), Boulder. Der Vergleich der Resultate der verschiedenen Modelle zeigt wohl teilweise grosse Unterschiede, die die heute noch bestehenden grossen Unsicherheiten der regionalen Prognosen zum Ausdruck bringen; übereinstimmend ist jedoch die Grössenordnung der zu erwartenden Veränderungen. Im Bereich der auch die Schweiz enthaltenden Gittermasche 5 °C–15 °C Ost,

Prognosen CO₂-Anstieg
(mit und ohne Spurengase)

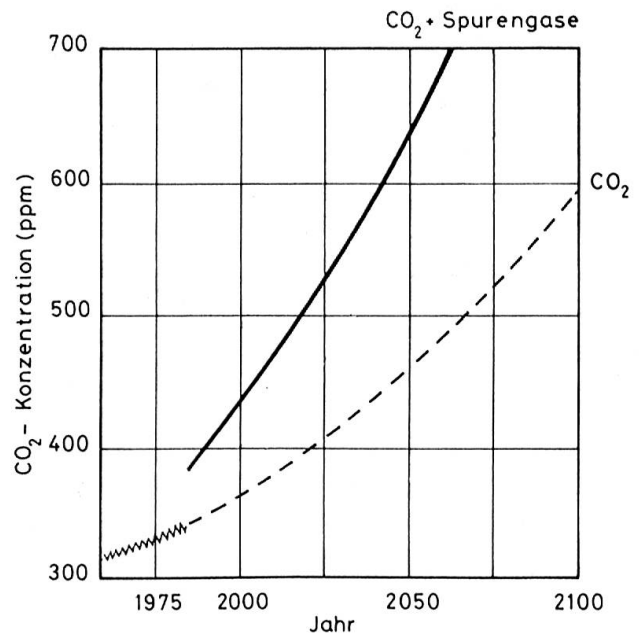
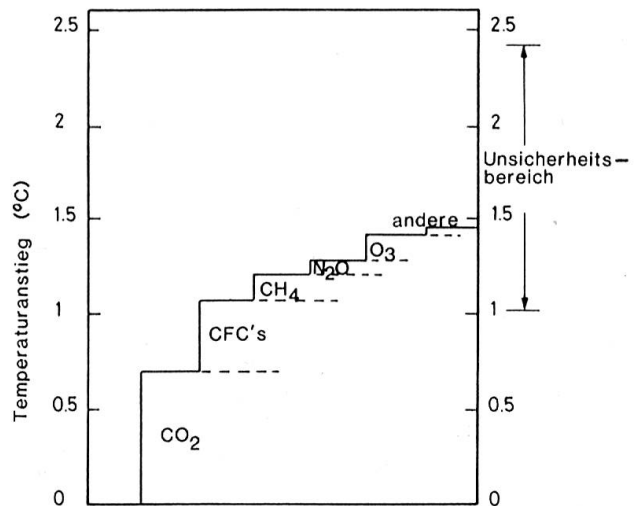


Fig. 21: Prognosen des CO₂-Anstiegs (gestrichelt) und des Treibhauseffekts aller Treibhausgase, ausgedrückt in CO₂-Äquivalent (ausgezogen) (nach Bolin et al., 1986, und Ramanathan et al., 1985).



Kumulative Temperaturerhöhung infolge CO₂ und Spurengasen (Ramanathan)

Fig. 22: Kumulative Temperaturerhöhung infolge von CO₂ und Spurengasen. Die Gesamtheit der Spurengase verstärkt den Effekt des CO₂ allein um etwa einen Faktor 2 (nach Bolin et al., 1986).

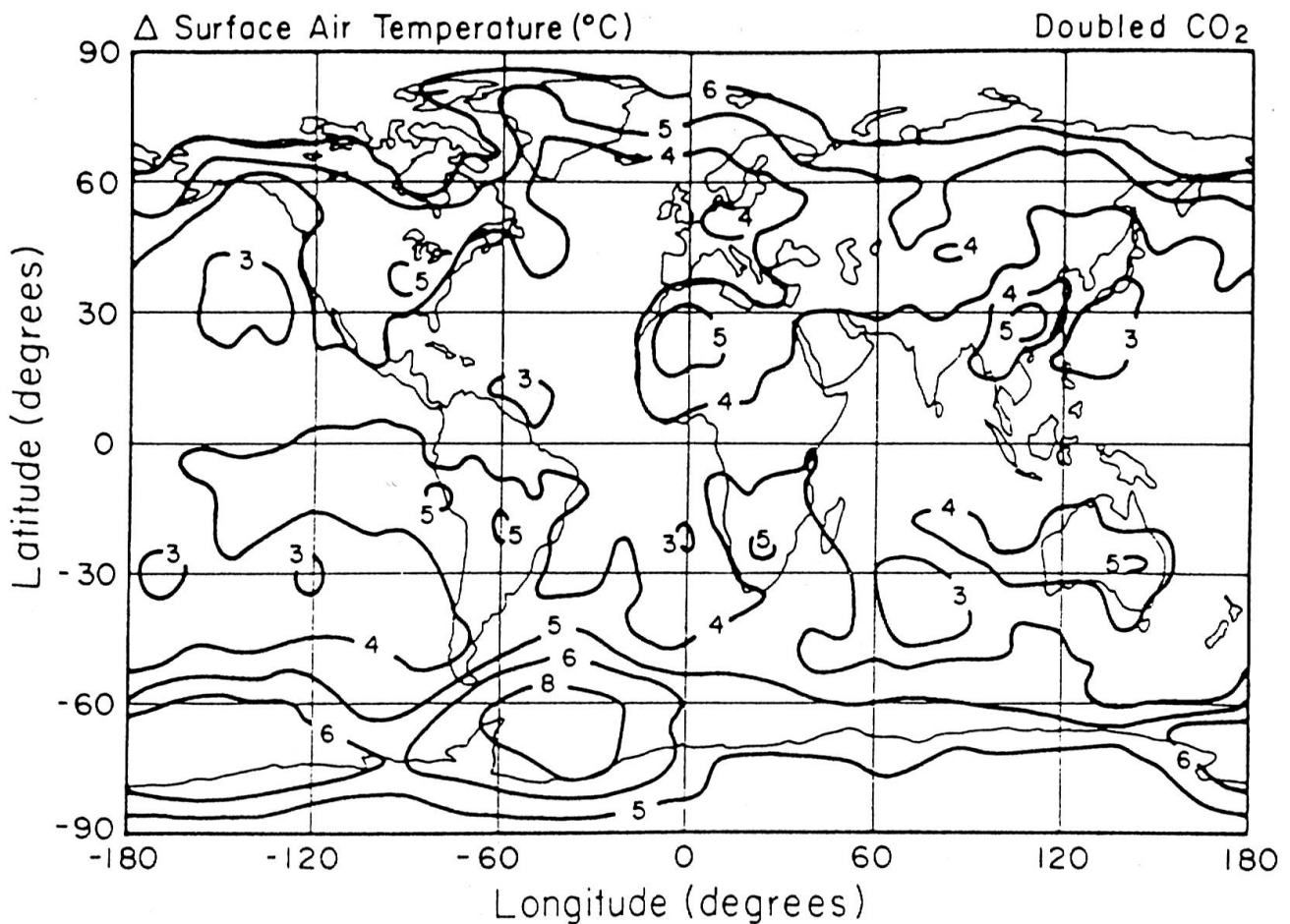


Fig. 23: Temperaturänderung, berechnet mit dem GCM vom GISS für eine CO_2 -Verdoppelung (nach Hansen et al., 1984).

45°C–55°C Nord ergeben die Modelle für die mittlere Sommertemperatur Erhöhungen um 0–6°C, für die mittlere Wintertemperatur solche von 4°C–8°C. Gemittelt über die Erdoberfläche prognostizieren die drei Modelle Temperaturanstiege von 3,5°C bis 4,2°C.

Die Abschätzungen mit dem GISS GCM

Im folgenden diskutieren wir ein Modellexperiment für eine CO_2 -Verdoppelung, das mit dem erwähnten GCM des GISS durchgeführt wurde. Fig. 23 zeigt die berechnete Zunahme der Oberflächen-Lufttemperatur, verteilt über die Erdoberfläche. Die Erwärmung über den Kontinenten liegt in der Größenordnung 4°C–5°C.

In Fig. 24 sind die einzelnen Anteile an die Gesamterwärmung wiedergegeben. Der direkte Effekt des CO_2 durch die Zurückhaltung der Wärmeabstrahlung von der Erdoberfläche beträgt 1,2°C. Bei konstanter relativer Luftfeuchtigkeit erhöht sich der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre um 33%, verknüpft mit einer Verstärkung des Treibhauseffekts entsprechend einer Erwärmung um 2°C. Auch die vertikale Umverteilung des Wasserdampfs verstärkt die Erwärmung um 0,8°C. Einen negativen Feedbackeffekt (–2,2°C) liefert hingegen die Abschwächung des vertikalen Temperaturgradienten der Troposphäre (Lapse Rate), die dazu führt, dass höhere Troposphärenschichten relativ starke Wärme abstrahlen können. Relativ gering ist mit 0,4°C der

positive Feedback durch den Rückgang der Schnee- und Eisbedeckung. Ausgeprägt sind die mit Wolkenbedeckung und -höhe verknüpften Rückkopplungen (+0,7°C). Gesamthaft ergibt dieses Modellexperiment eine globale Erwärmung um 3,9°C.

Die Erhöhung der Erdtemperatur wird zu einem wahrscheinlich langsamen Abschmelzen von Kontinentaleis (Gletscher und polare Eiskappen) führen mit dem Resultat eines Anstiegs des Meeresspiegels. Auch die thermische Ausdehnung des Meerwassers in den oberen Schichten wird zum Anstieg beitragen. In den letzten 100 Jahren ist der Meeresspiegel um 10–20 cm angestiegen. Abschätzungen weisen darauf hin, dass für das Jahr 2100, als Folge des erhöhten Treibhauseffekts, ein Meeresspiegelanstieg im Bereich von 20 bis 140 cm zu erwarten ist.

Das Wachstum der Pflanzen ist durch das Angebot an Licht, CO₂, Wasser und weiteren Nährstoffen bestimmt. Ein höherer atmosphärischer CO₂-Gehalt wird, falls die anderen Randbedingungen gleich bleiben, zu einem intensiveren Wachstum führen. Auch wird sich die Resistenz gegenüber Trockenheit erhöhen, da die Stomata wegen des erhöhten CO₂-Angebots weniger geöff-

net sein werden. Durch die gesamthaft veränderten Umweltbedingungen werden die verschiedenen Pflanzenarten unterschiedlich beeinflusst werden, und die Diversität der Vegetation wird sich ändern. Es ist jedoch fraglich, ob die positiven Effekte der CO₂-Düngung bei möglicherweise stark verändertem Wasserhaushalt zum Tragen kommen werden. Schwierig vorauszusagen sind auch die Auswirkungen auf Unkraut und Schädlinge.

Die zu erwartende anthropogene Klimaveränderung aus der Sicht der letzten Million Jahre

Die Vorstellung eines globalen Temperaturanstiegs um 4°C im nächsten Jahrhundert ist, in Anbetracht der Anpassung der Erdoberfläche während Jahrtausenden an das relativ konstante, nacheiszeitliche Klima, erschreckend. Es ist kaum vorstellbar, wie sich die ökologischen Systeme bei einer Änderungsrate um 1°C pro 1–2 Jahrzehnte anpassen können, dies vor allem wegen der schwer vorauszusehenden Veränderungen hydrologischer Bilanzen. Man ist oft versucht, die ganze Klima-Zukunftsvision als einen bösen Traum abzutun: Es sind ja nur Abschätzungen mit Hilfe von Modellen, die der vollen Komplexität der Naturvorgänge in keiner Weise Rechnung tragen können. Und doch, die Unsicherheiten können sich in positiver, aber auch in negativer Richtung auswirken. Auch müssen wir uns bei der Planung von Anpassungsstrategien auf ein sehr breites Spektrum von möglichen Klimaentwicklungen einstellen. Ein Beispiel einer unerwarteten Entwicklung wäre das erwähnte Abbrechen der Tiefenwasserbildung im Nordatlantik als Folge des Abschmelzens von Grönlandeis.

In dieser Arbeit wird auf das wachsende Verständnis der Klimamechanismen und die mögliche Rolle der CO₂-Schwankungen hingewiesen. CO₂-Schwankungen zwischen 180 und 280 ppmV entsprachen den Übergängen zwischen Eiszeiten und Zwischeneiszeiten.

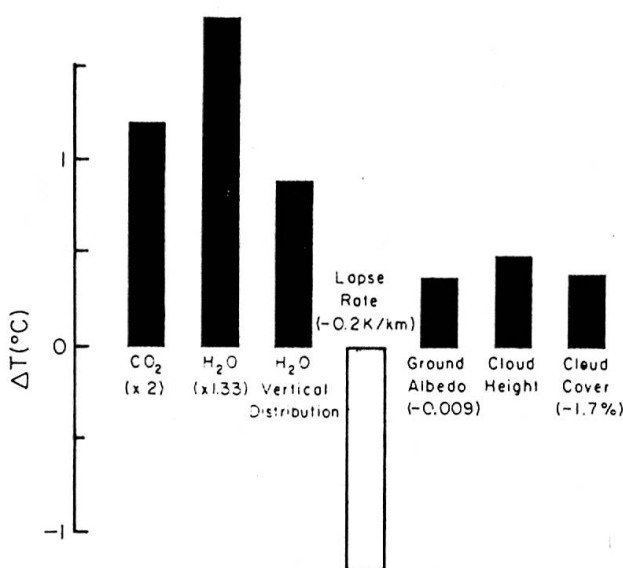


Fig. 24: Die verschiedenen Beiträge zur globalen mittleren Temperaturerhöhung für eine CO₂-Verdoppelung (nach Hansen et al., 1985).

Heute befinden wir uns in einer Zwischen-eiszeit und erhöhen den Treibhauseffekt (CO_2 und Spurengase) einer CO_2 -Verdopplung entsprechend. Die Modelle besagen, dass die Erdtemperatur in erster Näherung logarithmisch von der CO_2 -Konzentration abhängt. Die Eiszeit-Zwischeneiszeit-Übergänge entsprachen einer Änderung der CO_2 -Konzentration um einen Faktor 1,5, wobei auch andere Mechanismen eine Rolle gespielt haben mögen. Zu erwarten ist nun eine Zunahme der CO_2 -Konzentration um einen Faktor 2, was uns wohl aus dem Bereich der CO_2 -Konzentrationen der letzten 30 Millionen Jahre herausbringt.

In Fig. 25 ist gezeigt, wie sich die anthropogene Treibhausklima-Exkursion mit den Schwankungen der letzten 100 kJahre vergleicht. Wir befinden uns heute aufgrund der Konstellation der Erdbahnelemente in einer langsamen Abkühlungsphase, entsprechend etwa 1°C in einigen kJahren. Die anthropogene Treibhausexkursion wird sich in 1 bis 2 Jahrhunderten abspielen mit Änderungsraten, wie sie der Mensch wohl nie erlebt hat.

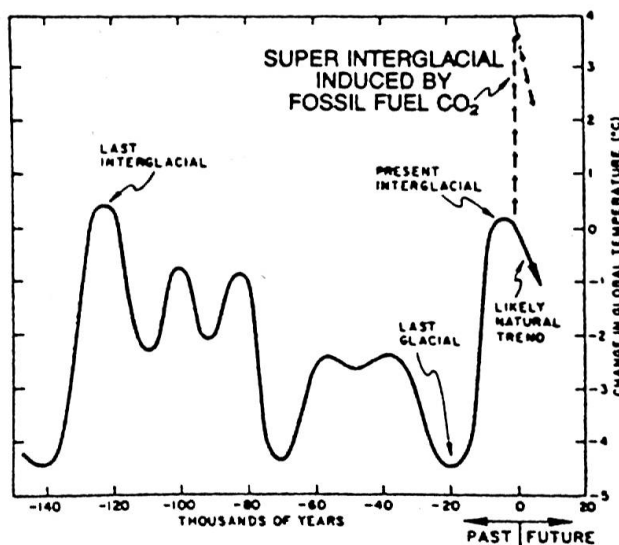


Fig. 25: Vergleich der prognostizierten CO_2 -Erwärmung mit der rekonstruierten Geschichte der Erdtemperatur der letzten 140 kJahre (nach Lamont Newsletter 6).

LITERATURVERZEICHNIS

- ANDRÉE, M. (1987). *The impact of bioturbation on AMS ^{14}C dates on handpicked foraminifera: a statistical model*. Radiocarbon, 29, 2, 169–175.
- BACASTOW, R., und KEELING, C. D. (1981). *Atmospheric carbon dioxide concentration and the observed airborne fraction*. In Bolin, B. (Ed.) Carbon cycle modelling. SCOPE, 16, Chichester, Wiley, 103–112.
- BARNOLA, J. M., RAYNAUD, D., KOROTKEVITCH, Y. S., und LORIUS, C. (1987). *Vostok ice core: a 160,000-year record of atmospheric CO_2* . Wird in Nature erscheinen.
- BERGER, A. (1977a). *Long-term variations of the earth's orbital elements*. Celestial Mech., 15, 53–71.
- BERGER, A. (1977b). *Support for the astronomical theory of climatic change*. Nature, 269, 44–45.
- BERGER, A. (1978). *Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes*. J. Atmospheric Sci., 35(2), 2362–2367.
- BERNER, W., OESCHGER, H., und STAUFFER, B. (1980). *Information on the CO_2 cycle from ice core studies*. Radiocarbon, 22, 2, 227–235.
- BOLIN, B., JÄGER, J., und DÖÖS, B. R. (1986). *The greenhouse effect, climatic change, and ecosystems – A synthesis of present knowledge*. In Bolin, B., Döös, B. R., Jäger, J., und WARRICK, R. A. (Eds.) *The greenhouse effect, climatic change, and ecosystems*. SCOPE, 29, 1–30, John Wiley & Sons.
- BROCCOLI, A. J., und MANABE, S. (1987). *The influence of continental ice, atmospheric CO_2 , and land albedo on the climate of the last glacial maximum*. Climate Dynamics, 1, 2, 87–99.
- BROECKER, W., PETEET, D., und RIND, D. (1985). *Does the ocean-atmosphere have more than one stable mode of operation?* Nature, 315, 21–26.
- BROECKER, W. S., ANDRÉE, M., BONANI, G., WÖFLI, W., OESCHGER, H. und KLAS, M. (1987). *Can the Greenland Climatic Jumps be Identified in Records from Ocean and Land?* Eingereicht bei Quaternary Research.

- CHORLTON, W. (1985). *Der Planet Erde – Eiszeiten*. Time-Life Bücher, Amsterdam.
- CLIMAP Project Members (1976). The Surface of the Ice-Age Earth. *Science*, 191, 4232, 1131–1137.
- DANSGAARD, W. (1964). *Stable isotopes in precipitation*. *Tellus*, 16, 436–468.
- DANSGAARD, W., CLAUSEN, H. B., GUNDESTRUP, N., HAMMER, C. U., JOHNSEN, S. J., KRISTINDOTTIR, P. M., und REEH, N. (1982). *A new Greenland deep ice core*. *Science*, 218, 1273–1277.
- DELMAS, R. J., ASCENCIO, J. M., und LEGRAND M. (1980). *Polar ice evidence that atmospheric CO₂ 20,000 year BP was 50% of present*. *Nature*, 284(5752), 155–157.
- EICHER, U., und SIEGENTHALER, U. (1976). *Palynological and oxygen isotope investigations on Late-Glacial sediment cores from Swiss Lakes*. *Boreas*, 109–117.
- FRIEDLI, H., LÖTSCHER, H., OESCHGER, H., SIEGENTHALER, U., und STAUFFER, B. (1986). *Ice core record of the ¹³C/¹²C ratio of atmospheric carbon dioxide in the past two centuries*. *Nature*, 324(6094), 237–238.
- GOODY, R. M., und WALKER, J. C. G. (1972). *Atmospheres*. Prenticehall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.
- HANSEN, J., LACIS, A., RIND, D., RUSSELL, G., STONE, P., FUNG, I., RUEDY, R., und LERNER, L. (1984). *Climate sensitivity: analysis of feedback mechanisms*. In HANSEN, J. E., und TAKAHASHI, T. (Eds.) *Climate processes and climate sensitivity*. Geophysical Monograph, 29, Maurice Ewing vol. 5, 130–163.
- HAYS, J. D., IMBRIE, J., und SHACKLETON, N. J. (1976). *Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages*. *Science*, 194, 1121–1132.
- HUGHES, T. J., et al. (1981). *The last great ice sheets: a global view*. In Denton, G. H., und Huges, T. J. (Eds.) *The last great ice sheets*. 263–317, JOHN WILEY, NY.
- IMBRIE, J., und IMBRIE, J. Z. (1980). *Modeling the climatic response to orbital variations*. *Science*, 207, 943–953.
- IMBRIE, J. (1984). *A theoretical framework for the pleistocene ice ages*.
- IMBRIE, J., SHACKLETON, N. J., PISIAS, N. G., MORLEY, J. J., PRELL, W. L., MARTINSON, D. G., HAYS, J. D., MCINTYRE, A., und MIX, A. C. (1984). *The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record*. In BERGER, A. L., et al. (Eds.) *Milankovitch and climate, Part I*. 269–305, D. Reidel Publ. Co., Dordrecht.
- JONES, P. D., WIGLEY, T. M. L., und WRIGHT, P. B. (1986). *Global temperature variations between 1861 and 1984*. *Nature*, 322(6077), 430–434.
- Lamont Newsletter, 6 (1984).
- LANGWAY, C. C. JR., OESCHGER, H., und DANSGAARD, W. (1985). *Greenland ice core: geophysics, geochemistry, and the environment*. Geophysical Monograph, 33.
- LORIUS, C., JOUZEL, J., RITZ, C., MERLIVAT, L., BARKOV, N. I., KOROTKEVICH, Y. S., und KOTLYAKOV, V. M. (1985). *A 150,000-year climatic record from Antarctic ice*. *Nature*, 316, 591–596.
- MILANKOVITCH, M. M. (1920). *Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire*. Académie Yougoslave des Sciences et des Arts de Zagreb, Gauthier-Villars.
- MILANKOVITCH, M. M. (1930). *Mathematische Klimalehre und Astronomische Theorie der Klimaschwankungen*. In KÖPPEN, W., und Geiger, R. (Eds.) *Handbuch der Klimatologie*. Bornträger, Berlin, Band I, Teil A.
- MILANKOVITCH, M. M. (1941). *Kanon der Erdbestrahlung*. Beograd. Königlich Serbische Akademie. 484 Seiten.
- NEFTEL, A., OESCHGER, H., SCHWANDER, J., STAUFFER, B., und ZUMBRUNN, R. (1982). *Ice core sample measurements give atmospheric CO₂ content during the past 40,000 y*. *Nature*, 295(5846), 220–223.
- OESCHGER, H., SIEGENTHALER, U., und WENK, TH. (1982). *The carbon dioxide problem*, In THIELHEIM, K. O. (Ed.) *Primary Energy*. Springer-Verlag, Heidelberg, 47–65.
- OESCHGER, H., BEER, J., SIEGENTHALER, U., STAUFFER, B., DANSGAARD, W., und LANGWAY, C. C. (1984). *Late glacial climate history from ice cores*. In HANSEN, J. E., und TAKAHASHI, T. (Eds.) *Climate Processes and climate sensitivity*. Geophysical Monograph, 29, Maurice Ewing vol. 5, 299–306.
- RAMANATHAN, V., CICERONE, R. J., SINGH, H. B., und KIEHL, J. T. (1985). *Trace gas trends and their potential role in climate change*. *J. Geophys. Res.*, 90, D3, 5547–5566.
- RUDDIMAN, W. F., und McIntyre, A. (1981). *The North Atlantic during the last deglaciation*. *Palaeocol.*, 35, 145–214.
- SHACKLETON, N. J., und OPDYKE, N. D. (1976). *Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28–239 Late Pleistocene to Latest Pleistocene*. Geological Society of America, Memor 145, 449–464.
- STAUFFER, B., NEFTEL, A., OESCHGER, H., und SCHWANDER, J. (1985). *CO₂ concentration in air extracted from Greenland ice samples*. *Geophysical Monograph*, 33, 85–89.
- SUNDQUIST, E. T., und BROECKER, W. S. (1985). *The carbon cycle and atmospheric CO₂: natural variations archean to present*. Geophysical Monograph, 32.
- Time Life, *Der Planet Erde – Eiszeiten*.

Prof. Dr. Hans Oeschger
Physikalisches Institut
Universität Bern