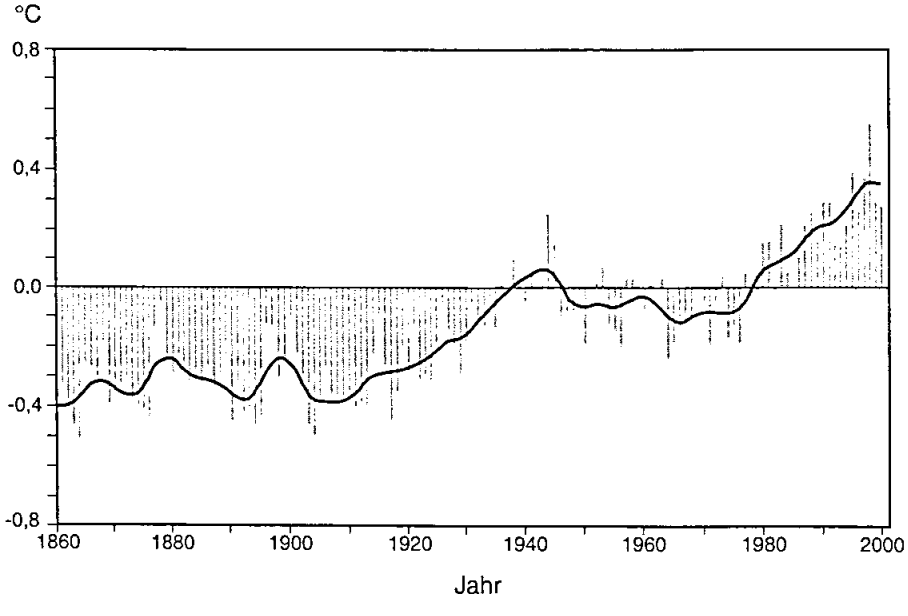
Klimawandel – natürlich bedingt, vom Menschen beeinflusst

Jucundus JACOBEIT

Einführung

Klimawandel ist heute in aller Munde: Nicht nur die Wissenschaft ist damit befasst, auch politische Gremien und internationale Konferenzen beschäftigen sich mit diesem Thema, in den Medien nimmt es anhaltend breiten Raum ein. Häufig ist allerdings eine Verkürzung der Betrachtung auf die jüngste globale Erwärmung festzustellen sowie eine Konzentration auf die Rolle des Menschen dabei. Abb. 1 zeigt den Verlauf der global gemittelten Lufttemperatur in den letzten 140 Jahren, der bevorzugt mit dem Begriff „Klimawandel" assoziiert und zumindest in seinen jüngsten Erwärmungsphasen mit der anthropogenen Freisetzung von Treibhausgasen in Zusammenhang gebracht wird. Der folgende Beitrag will klarzustellen versuchen, dass „Klimawandel" ein weitaus komplexeres Phänomen ist, das auf unterschiedlichen Zeitskalen und mit unterschiedlichen Amplituden die gesamte Erdgeschichte durchzieht und auf eine Vielzahl verschiedener Verursachungsmomente zurückzuführen ist. Auch

Abb. 1: Verlauf der global gemittelten erdoberflächennahen Lufttemperatur im Zeitraum 1860-2000. Die Balken zeigen die jährlichen Abweichungen vom Mittelwert 1961-1990, die Linie gibt in etwa den dekadisch geglätteten Verlauf wieder (verändert nach IPCC, 2001).



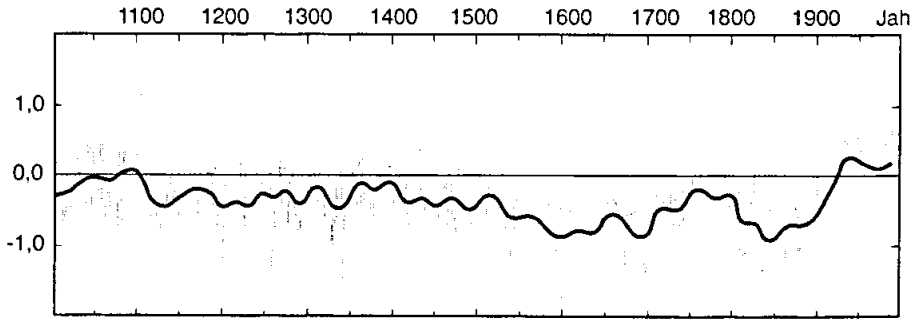
wenn gegenwärtig eine steigende Klimabeeinflussung durch den Menschen in Rechnung zu stellen ist, werden dadurch die natürlichen Faktoren nicht außer Kraft gesetzt. Das Klima und seine Veränderungen ergeben sich stets aus einer Überlagerung vielfältiger Prozesse. Allerdings verschieben sich dabei auch deren relative Wirkungsanteile, so dass Diagnose und Prognose der Klimaentwicklung mit erheblichen Unsicherheiten behaftet sind. Der folgende Überblick wird sich nach einer kurzen Vergegenwärtigung der unterschiedlichen erdgeschichtlichen Klimaveränderungen darauf konzentrieren, die wichtigsten natürlichen Bestimmungsfaktoren darzustellen und in Ergänzung dazu den anthropogen verstärkten Treibhauseffekt zu behandeln.

Klima im beständigen Wandel

Vorausgeschickt sei, dass hier nur großräumig integrierte, v.a. in hemisphärischer oder globaler Dimension generalisierte Klimaveränderungen betrachtet werden können. Bei höherer räumlicher Auflösung würde sich ein regional stark differenziertes Mosaik unterschiedlicher Entwicklungen ergeben, bei dem in einzelnen Räumen sogar entgegengesetzte Tendenzen gegenüber der global gemittelten Veränderung auftreten können. Beispielsweise zeigen sich selbst in den letzten drei Jahrzehnten einer markanten globalen Erwärmung (Abb. 1) regional dimensionierte Abkühlungstendenzen wie etwa in Teilen des östlichen Mittelmeerraumes vor allem im Winter und Frühjahr (Jacobeit, 2000). Auch über die letzten 1000 Jahre lässt sich eine Vielzahl regionalspezifischer Ereignisse und Verlaufsformen des Klimas rekonstruieren, wie es z.B. für Mitteleuropa in der Monographie von Glaser (2001) zusammengestellt ist.

Kehren wir jedoch zur großräumig integrierten Betrachtungsweise zurück, kann uns Abb. 2 einen Eindruck von der generellen Temperaturentwicklung des letzten Jahrtausends auf der Nordhemisphäre geben. Die Zeitreihe basiert auf gemittelten Werten indirekter Klimaindikatoren, die sich aus Eisbohrkernen, Baumringen oder historischen Witterungsbeschreibungen ableiten. Abb. 2 spiegelt vor allem den Gang der Sommertemperatur wider (nicht in °C, sondern in Einheiten der zugrundeliegen-

Abb. 2: Verlauf der nordhemisphärischen Sommertemperatur während der letzten 1000 Jahre nach indirekten Klimaindikatoren. Die dünne Linie zeigt die jährlichen Mittelwerte aus maximal 10 standardisierten Indexzeitreihen, die dicke Linie gibt in etwa den 50-jährig geglätteten Verlauf wieder (verändert nach Jones et al., 1998).



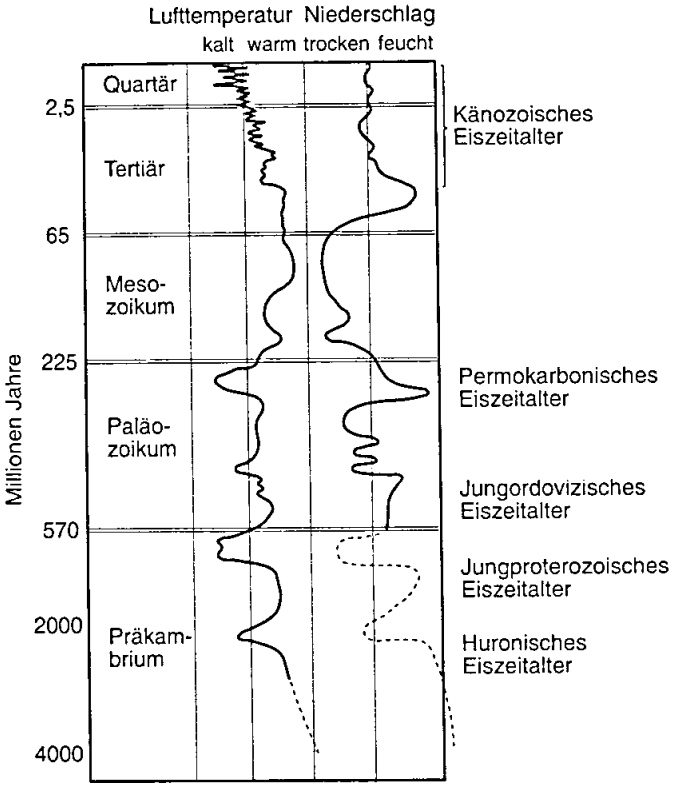


Abb. 3: Generalisierter Verlauf der relativen Abweichungen von Lufttemperatur und Niederschlag gegenüber heutigem Niveau während der letzten 4 Milliarden Jahre (nach Frakes, 1979 aus Hupfer, 1996).

den Standardabweichung) und lässt erkennen, dass es um 1100 nach der Zeitenwende auch schon fast ähnliche Verhältnisse wie in jüngster Zeit gab, während dazwischen, vor allem im zweithälftigen 16., im 17. und im 19. Jahrhundert deutlich niedrigere Temperaturen vorherrschten, die zu einzelnen Gletschervorstoßintervallen führten (siehe z.B. Wanner et al., 2000) und Anlass für die (allerdings übertriebene) Sprechweise von der „Kleinen Eiszeit" waren.

Wesentlich größere Ausschläge vollzog das Klima im sog. Spätglazial, dem Übergang vom Höhepunkt der letzten Eiszeit (etwa 18.000 Jahre vor heute) zum gegenwärtigen Holozän, dessen Beginn rund 11.000 Jahre vor heute angesetzt werden kann. Der allgemeinen spätglazialen Wiedererwärmung waren mehrfache Klima-Umschwünge überlagert, bei denen sich innerhalb einiger Jahrzehnte gravierende Kälterückfälle ereigneten, die einige Jahrhunderte später von einer noch abrupteren Rückkehr in eine erneute Warmphase gefolgt wurden. Ähnliche Schwankungen, die man heute als Dansgaard-Oeschger-Events bezeichnet, haben offenbar mit Wiederkehrzeiten von 6000-8000 Jahren das gesamte glaziale Klima charakterisiert (Dansgaard et al., 1993). Auf dieses hochgradig instabile Klima, das aus Sauerstoffisotopenanalysen von Eis-

bohrkernen rekonstruiert werden konnte, wird bei der Ursachendiskussion zurückzukommen sein.

Auf größerer Zeitskala stoßen wir dann auf den bekannten Wechsel von Eiszeiten und Zwischeneiszeiten, der uns bei späteren Abbildungen wiederbegegnen wird (Abb. 6, Abb. 8). Während mancher Interglaziale wurde sogar ein 1-2 °C höheres Temperaturniveau als heute erreicht (siehe z.B. Schönwiese, 1995), die Eiszeiten lagen im globalen Mittel maximal rund 5° unter heutigen Werten. Betrachtet man die klimatische Entwicklung unabhängig von den Schwankungen des globalen Eisvolumens, spricht man zutreffender von Kalt- bzw. Warmzeiten, die mit unterschiedlicher Amplitude mindestens die letzten 2,5 Millionen Jahre zyklisch aufeinander abgefolgt sind.

Abb. 3 zeigt schließlich in stark generalisierter Form die Klimaentwicklung über fast die gesamte Erdgeschichte, abgeschätzt aus breitgefächerten geowissenschaftlichen Befunden. Man erkennt, dass unser gegenwärtiges Känozoisches Eiszeitalter, dessen Beginn mit der einsetzenden Inlandvereisung der Antarktis vor mehr als 35 Millionen Jahren angenommen werden kann, nicht einzigartig ist: Weitere Eiszeitalter, die jeweils intern wieder in Kalt-Warmphasen-Zyklen gegliedert sein dürften, lassen sich im jüngeren und im älteren Paläozoikum sowie mindestens zweimal im Präkambrium belegen. Der größere Teil der Erdgeschichte war jedoch durch eisfreie und gegenüber heute deutlich wärmere Verhältnisse gekennzeichnet, wobei das jeweilige Niederschlagsniveau nochmals differenzierend in Erscheinung tritt: So waren etwa lange Zeitabschnitte des Mesozoikums 6-10 °C wärmer und relativ trockener als heute, während im älteren Tertiär bei ebenfalls noch hohen Temperaturen wesentlich feuchtere Bedingungen vorherrschend waren.

Insgesamt ergibt sich also das Bild eines über alle Zeitskalen hinweg variablen Klimas, eines beständigen Klimawandels unterschiedlicher Richtung, Andauerzeit und Amplitude, so dass sich die Frage nach dem Komplex zugrundeliegender Ursachen stellt.

Natürliche Ursachen

Hierbei sind nicht nur atmosphärische Prozesse zu berücksichtigen, sondern es muss das gesamte Klimasystem betrachtet werden, das sich aus Atmosphäre, Hydrosphäre (insbesondere den Ozeanen), Kryosphäre (den vereisten Erdoberflächenbereichen), Biosphäre und fester Erdoberfläche (vom Gestein über den Boden bis zum Relief) zusammensetzt. Zustandsveränderungen in diesem Klimasystem werden vor allem durch folgende natürliche Prozesse ausgelöst:

- plattentektonische Prozesse
- explosiven Vulkanismus
- solare Aktivitätsschwankungen
- Variationen der Erdbahnelemente
- interne Schwankungen innerhalb des Klimasystems.

Diese Prozessgruppen sollen näher betrachtet werden, bevor anthropogene Modifikationen des Klimasystems zur Sprache kommen.

Plattentektonische Prozesse

Großklimatisch sind im Wesentlichen zwei Vorgänge von Bedeutung: Zum einen die Mobilität der einzelnen Lithosphärenplatten, aus denen sich Erdkruste und oberster Erdmantel zusammensetzen. Dadurch verändern einzelne Platten im Verlauf der Erdgeschichte ihre geographische Lage im Gradnetz der Erde teilweise so erheblich, dass sich für sie ein fundamentaler Klimawandel einstellt. Weite Teile Europas lagen beispielsweise zur Entstehungszeit (Karbon) der ausgedehnten Torfmoore, aus denen spätere Steinkohlenlager entstanden sind, in äquatornahen Breiten, gelangten anschließend jedoch in eine subtropische Breitenlage und erfuhren im ausgehenden Paläozoikum ein ausgeprägtes Trockenklima (Schwarzbach, 1984). Mag dadurch das globale Klima noch nicht fundamental betroffen sein, so kann es durch allmähliche Drift großer Kontinente in eine polnahe Lage nachhaltig verändert werden: Kommt es dabei zur Bildung umfangreicher Eismassen, wird eine notwendige (wenngleich noch nicht hinreichende) Bedingung für eiszeitliche Zustandsformen des Klimasystems geschaffen. So ist das känozoische Eiszeitalter (vgl. Abb. 3) an die Inlandvereisung der südpolaren Antarktis gebunden, obwohl deren Beginn wesentlich länger zurückreicht als die großamplitudigen Eiszeitschwankungen des Quartärs.

Der zweite klimarelevante plattentektonische Prozess ist in der großräumigen Hochgebirgsbildung zu sehen. Gelangen dadurch erhebliche Teile der Erdoberfläche in eine wesentlich größere Höhenlage, kann dies auch auf das Globalklima eine abkühlende Folgewirkung hervorrufen, wie es für die tertiäre Heraushebung der erdgeschichtlich jungen Kettengebirge und Hochplateaus angenommen wird (Ruddiman & Kutzbach, 1989). Darüber hinaus wird aber durch große Hochgebirgszüge, insbesondere wenn sie quer zur Hauptströmungsrichtung verlaufen, auch die atmosphärische Zirkulation in klimaprägender Weise beeinflusst: So verdanken wir beispielsweise die Existenz der quasi-permanenten Luftdruck-Aktionszentren Islandtief und Azorenhoch, die konstituierend für unser Wettergeschehen und damit auch für unser Klimagepräge sind, dem modifizierenden Einfluss der nordamerikanischen Kordilleren auf die Höhenströmung der außertropischen Westwinddrift. Erst seit der tertiären Heraushebung der Kordilleren konnte sich also die uns heute geläufige atmosphärische Dynamik ausbilden, aus der sich über längere Zeiträume integriert unser Klima ergibt.

Explosiver Vulkanismus

Vulkanausbrüche vermögen das Klima zu beeinflussen, wenn sie hinreichend stark sind, um Substanzen bis in die höhere Atmosphärenschicht der Stratosphäre (oberhalb von etwa 12 km Höhe) zu emittieren, wo sie – im Unterschied zur raschen Auswaschung in der darunterliegenden Troposphäre – Verweilzeiten von 1 bis 4 Jahren erreichen können. Wie man heute weiß, sind in erster Linie auch nicht die direkt ausgeworfenen vulkanischen Partikel klimawirksam, sondern vielmehr sekundär gebildetes Sulfat-Aerosol, das aus gasförmig emittiertem Schwefeldioxid über die sog. Gas-Partikel-Konversion entsteht und sich in der unteren Stratosphäre anreichert. Die Klimawirksamkeit dieses Sulfat-Aerosols gründet sich auf seine Beeinflussung des relativ kurzwelligen einfallenden Sonnenlichtes: Es unterliegt sowohl einer verstärk-

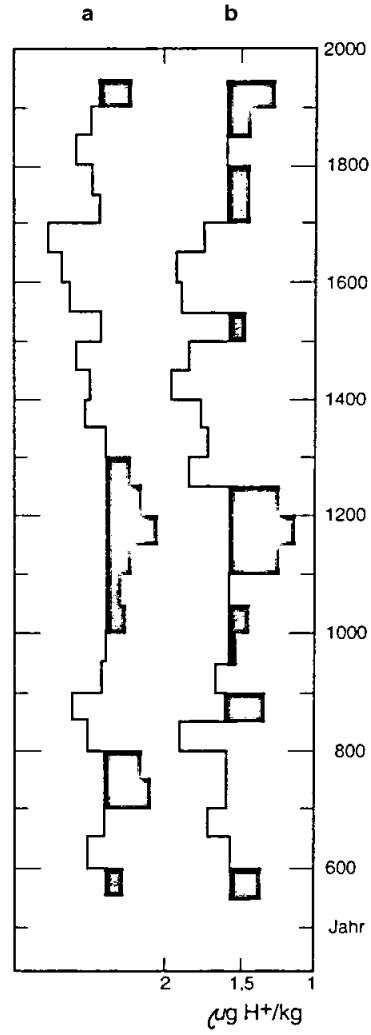


Abb. 4: Zusammenhänge zwischen Vulkanismus und Klima:
a) Mittel aus drei nordhemisphärischen Temperaturindizes;
b) vulkanisch modulierte Azidität im grönländischen Eisbohrkern Crête. Schwarze Bereiche markieren Phasen geringer Vulkanaktivität (geringe Azidität) sowie erhöhter Lufttemperaturen (verändert nach Hammer et al., 1980).

ten Streuung, wodurch bestimmte Anteile nicht mehr bis in die unteren Atmosphärenschichten vordringen können, als auch einer partiellen Absorption durch die Schwefelteilchen. Als Resultat ergeben sich eine stratosphärische Erwärmung sowie eine Abkühlung in der bodennahen Atmosphäre (Schönwiese, 1995), die vor allem in höheren geographischen Breiten festzustellen ist, da das polar konvergierende stratosphärische Zirkulationssystem die Partikel zunehmend dorthin verfrachtet und der Streuungseffekt aufgrund des flacheren Einfallswinkels der Sonnenstrahlung in höheren Breiten beträchtlich verstärkt ist. In den Folgejahren großer Vulkaneruptionen ergeben sich Abkühlungen von einigen Zehnteln °C, wie es Grieser, Staeger & Schönwiese (2000) für den Ausbruch des Pinatubo im Jahre 1991 gezeigt haben. Das Jahr nach dem hochintensiven Tambora-Ausbruch 1815 ist sogar als „Jahr ohne Sommer" in die europäische Klimageschichte eingegangen (Lamb, 1977).

Klimatologisch bedeutsamer als Einzelereignisse sind jedoch länger anhaltende Phasen geringer bzw. kumulativer Vulkantätigkeit. In diesem Zusammenhang kommt indirekten geophysikalischen Messgrößen, die über längere Zeiträume hinweg das variable Ausmaß vulkanischer Aktivität zu indizieren vermögen, große Bedeutsamkeit zu. So kann man aus der Bestimmung der elektrischen Leitfähigkeit in Eisbohrkernen über die gemäß der Wasserstoffionen-Konzentration abgeschätzte Azidität Aussagen über den Eintrag vulkanischer Substanz und damit indirekt das Niveau vulkanischer Aktivität machen. Abb. 4 zeigt dies am Beispiel der Azidität eines grönländischen Eisbohrkerns, die für die letzten rund 1400 Jahre mit einem Index der nordhemisphärischen Temperaturentwicklung parallelisiert worden ist (Hammer, Clausen & Dansgaard, 1980). Man erkennt gewisse Übereinstimmungen wie die geringere Vulkanaktivität in den Warmphasen des Frühmittelalters und des früheren 20. Jahrhunderts sowie stärkere Vulkanaktivität in Teilen der sog. Kleinen Eiszeit, aber auch Abweichungen und Unstimmigkeiten. Dies verdeutlicht zwei-

erlei: Zum einen ist nicht gewährleistet, dass die grönländische Eisazidität tatsächlich die gesamte nordhemisphärische Vulkanaktivität repräsentiert und nichtvulkanische Aziditätsanteile vernachlässigt werden können, zum anderen sind aber auch weitere Einflussfaktoren auf die Temperaturentwicklung in Rechnung zu stellen und sicherlich nicht nur der variable Vulkanismus.

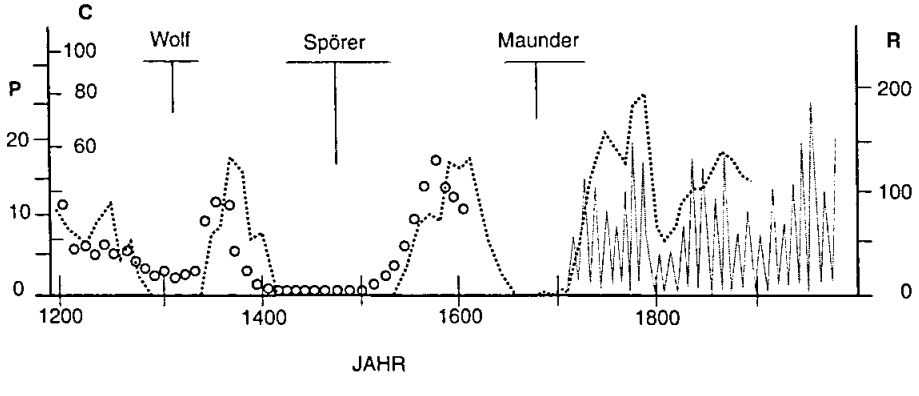
Solare Aktivitätsschwankungen

Unser Zentralgestirn zeigt eine Reihe von Phänomenen, die seine Energieabgabe zyklisch modifizieren:

- Sonnenflecken: Diese meist in Gruppen angeordneten dunklen Wirbel mit Durchmessern von 2000 bis 50.000 km sind rund 1500 Grad kälter als ihre Umgebung.
- Sonnenfackeln: Sie treten meist am Rand oder in der Nähe von Sonnenflecken auf und sind als Ausbrüche heißer Gase mehr als 1000 Grad wärmer als ihre Umgebung.
- Protuberanzen: Diese oft bis weit in die Sonnen-Korona emporgeschleuderten größeren Ausbrüche heißer Gase treten zeitlich ebenfalls bevorzugt bei gesteigerter Sonnenfleckenaktivität auf.
- Chromosphärische Eruptionen: Sie ereignen sich zumeist innerhalb von Fleckengruppen und bewirken eine besonders intensive UV- und Korpuskularemission.

Diese weitgehend zusammenhängenden Schwankungen der Solaraktivität werden zumeist stellvertretend in der Sonnenfleckenrelativzahl R ausgedrückt. Darüber hinaus werden auch weitere Einflussmomente auf die solare Energieabgabe diskutiert wie Schwankungen des Sonnendurchmessers oder planetenbedingte Drehmomentänderungen der Sonnenbewegung um das gemeinsame Gravitationszentrum, jedoch sind diese fleckenunabhängigen Einflüsse in ihrer Strahlungswirksamkeit eher hypotheti-

Abb. 5: Indikatoren der Solaraktivität: R (durchgezogene Linie): Jahresmittel der Sonnenfleckenrelativzahlen; P (Kreissignaturen): Polarlicht-Häufigkeit pro Dekade; C (gepunktete Linie): aus der atmosphärischen ^{14}C-Konzentration abgeleitete Stärke des Sonnenwindes. Die Namen markieren auffällige Solaraktivitäts-Minima (verändert nach Labitzke, 1999).



scher Natur und messtechnisch auch kaum zu belegen. Aus jüngeren Satellitenmessungen wissen wir mittlerweile, dass die Energieabgabe der Sonne (abgesehen von klimatisch irrelevanten Kurzzeitfluktuationen von einigen Wochen) derzeit nur um etwa 0,1% schwankt, dabei aber signifikant positiv mit der Sonnenfleckenaktivität korreliert ist. Bei Aktivitätsmaxima wird also die Wirkung der ausgedehnten kühleren Fleckenflächen durch die Zunahme von Fackeln und Eruptionen strahlungsenergetisch überkompensiert (Lean & Rind, 1998).

Die Beobachtungsreihe der Sonnenfleckenrelativzahlen reicht bis ins 17. Jahrhundert zurück und zeigt den bekannten, im Mittel etwa 11-jährigen Zyklus (Abb. 5), dem weitere Zyklen überlagert sind wie etwa der nach Gleissberg benannte mit einer Periode von 80-90 Jahren, gekennzeichnet durch variierende Fleckenmaxima und auf niedrigeres Niveau abfallende Amplituden nach hohen Maxima wie 1787, 1871 und 1957. Nach Hoyt & Schatten (1993) resultiert aus den Schwankungen der Solaraktivität in den letzten drei Jahrhunderten eine maximale Temperaturabweichung von ±0,2 °C, Lean & Rind (1998) schätzen den solaren Anteil an der Erwärmung in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts auf etwa die Hälfte, an der forcierten Erwärmung seit 1970 jedoch höchstens auf ein Drittel.

Blickt man weiter in die Vergangenheit zurück (Abb. 5), ergeben sich zusätzliche Phänomene. Basierend auf indirekten Solaraktivitäts-Indikatoren wie historischen Polarlicht-Beobachtungen oder atmosphärischen ^{14}C-Konzentrationen zeigen sich auffällige Aktivitätsminima von mehreren Jahrzehnten Andauer. Am bekanntesten ist das sog. Maunder-Minimum zwischen 1645 und 1715 mit äußerst geringer, strekkenweise sogar gänzlich aussetzender Fleckenaktivität. Lean & Rind (1998) schätzen die zugehörige Reduktion der Solarstrahlung, gemessen am gegenwärtigen mittleren Niveau, auf 0,24 %, also immerhin rund das 2,5-fache der Schwankungen während des 11-jährigen Fleckenzyklus. Nach Modellberechnungen kann dies einen Rückgang der nordhemisphärischen Mitteltemperatur um 0,5 °C verursachen.

Mit Radioisotopen lässt sich die Solaraktivität noch wesentlich länger in die Vergangenheit zurück rekonstruieren. Neben der bereits erwähnten atmosphärischen ^{14}C-Konzentration (etwa aus Baumringen bestimmbar) kann dazu auch die atmosphärische ^{10}Be-Konzentration (aus Eisbohrkernen rekonstruierbar) herangezogen werden. Der Zusammenhang zur Solarstrahlung ist allerdings nur ein indirekter, da die Radioisotop-Konzentrationen nicht vom Sonnenlicht, sondern von der solaren Partikelstrahlung, dem sog. Sonnenwind beeinflusst werden, der als Indikator der gesamten Solaraktivität aufgefasst wird. Die Magnetfelder des Sonnenwindes steuern den kosmischen Strahlungseinfall auf die Erde, so dass bei hoher (geringer) Solaraktivität kosmische Strahlung reduziert (verstärkt) in die irdische Atmosphäre gelangt. Dort entstehen dann in Wechselwirkung mit verschiedenen Elementen radioaktive Isotope wie ^{14}C und ^{10}Be, und zwar bei geringer Solaraktivität in höherer Konzentration als bei verstärkter Sonnentätigkeit. Das radioaktive Kohlenstoffisotop wird (nach Oxidation zu $^{14}CO_2$) im Rahmen der Photosynthese mit der gleichen Konzentration wie in der Atmosphäre in die Kohlenwasserstoffe organischer Substanzen eingebaut, Beryllium-10 gelangt mit dem Niederschlag zur Erdoberfläche und hinterlässt im akkumulierenden Inlandeis seine Information über das jeweilige Niveau der Solaraktivität. Allerdings müssen weitere Einflüsse auf die Produktionsrate radioaktiver Isotope her-

ausgefiltert werden, bevor man Aufschluss über die Schwankungen der Sonnentätigkeit erhält. Dazu zählen etwa regionale meteorologische Bedingungen der Niederschlagsbildung hinsichtlich ^{10}Be oder, mit Bezug auf ^{14}C, Verdünnungen durch inaktives Carbon aus vulkanischer Fördertätigkeit, klimagesteuerte Veränderungen in der Austauschrate von Carbon zwischen Atmosphäre und Ozean sowie langfristige Variationen des Erdmagnetfeldes. Im Endeffekt erhält man korrespondierende Schwankungen beider Radioisotope auf der Zeitskala von 10^2 Jahren, die als Ergebnis solarer Aktivitätsschwankungen angesehen werden können. Danach lassen sich für die letzten 10.000 Jahre neun Anomalien vom Maunder-Typ und acht vom Spörer-Typ (vgl. Abb. 5) rekonstruieren (Stuiver & Braziunas, 1995), die mit kühleren Phasen in der holozänen Klimaentwicklung in Zusammenhang zu bringen versucht werden.

Insgesamt scheint also der solare Einflussparameter für die kleineren Schwankungen des holozänen Klimas eine gewisse Bedeutung zu besitzen, seine Verursachungsanteile sind allein jedoch nicht ausreichend für eine schlüssige Erklärung der Klimaentwicklung im Ganzen.

Variationen der Erdbahnelemente

Der Energieeintrag an Solarstrahlung in das irdische Klimasystem hängt auch von Position und Orientierung der Erde gegenüber der Sonne ab. Wichtig ist dabei vor allem die Neigung der Erdrotationsachse gegen die Ebene der Erdumlaufbahn um die Sonne (Ekliptik), der wir unsere thermischen Jahreszeiten verdanken. Diese Neigung wird als Winkeldifferenz zwischen Erdrotationsachse und Senkrechter zur Umlaufbahnebene angegeben und verkürzt als Schiefe der Ekliptik bezeichnet. Die einfallende Solarstrahlung wird weiterhin dadurch beeinflusst, dass die Erdumlaufbahn ellipsenförmig ist und mit der Sonne in einem der Brennpunkte alljährlich ein Bahnpunkt geringster Sonnenentfernung (Perihel) und ein solcher größter Entfernung (Aphel) durchlaufen werden. Schließlich spielt der Zeitpunkt von Sonnennähe bzw. Sonnenferne im Jahreszeitenablauf eine Rolle für die Insolation. Aufgrund gravitativer Einwirkungen von Sonne, Mond und Planeten unterliegen diese Erdbahnelemente verschiedenen Variationszyklen:

- die Exzentrizität der Erdumlaufbahn schwankt mit einer mittleren Periode von knapp 100.000 Jahren zwischen nahezu Null (annähernd kreisförmige Umlaufbahn) und elliptischen Verhältnissen mit Insolationsdifferenzen zwischen Perihel und Aphel von rund 30 %;
- die Ekliptikschiefe variiert mit einer mittleren Periode von 41.000 Jahren zwischen 24°50' und 22°6' (geringere jahreszeitliche Kontraste bei kleineren Werten);
- das Datum von Perihel und Aphel wandert mit einer mittleren Periode von etwa 21.700 Jahren durch das Kalenderjahr: So rückt gegenwärtig der Zeitpunkt des Perihels (3. Januar) jährlich rund 24 Minuten in Richtung nordhemisphärisches Frühjahr, derjenige des Aphels (4. Juli) in Richtung Herbst. Grund für diese Verschiebung ist v.a. die Präzession der Erdrotationsachse, die mit einer mittleren Periode von ca. 25.700 Jahren einen antizyklonalen Drehkreis um den Pol der Ekliptik beschreibt. Die kürzere Zykluslänge der zeitlichen Perihel-Verschie-

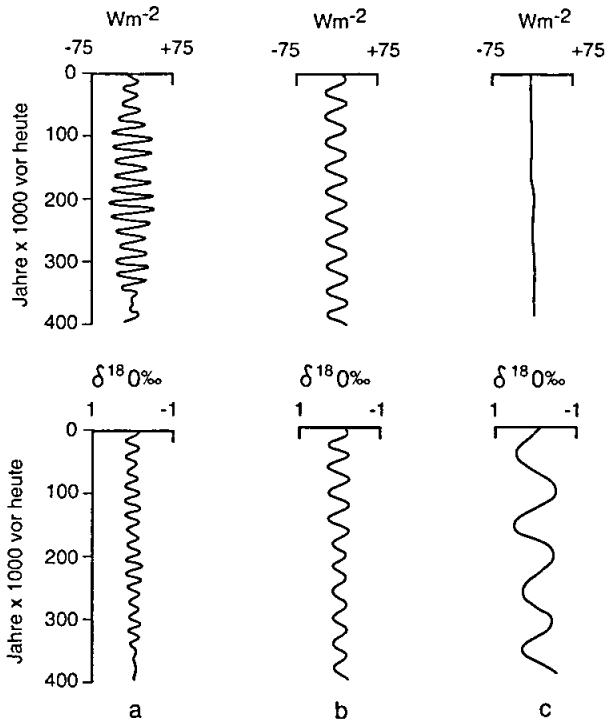


Abb. 6: Spektralzerlegung der Zeitreihen von Juni-Insolation in 60°N (oberer Teil) sowie des globalen Eisvolumens (unterer Teil) gemäß des Sauerstoffisotopenverhältnisses in Tiefseebohrkernen. Die dominanten Schwankungsanteile liegen in Bandbereichen von a) 19-23.000 Jahren, b) ca. 41.000 Jahren und c) ca. 100.000 Jahren (verändert nach Wilson et al., 2000).

bung rührt von einer zusätzlichen zyklonalen Rotation der Erdbahnellipse her, wodurch sich der Bahnpunkt des Perihels in Richtung der Erdumdrehung um die Sonne räumlich verlagert. Häufig verwendet man auch die Größe der sog. Klimatischen Präzession, die die Veränderungen von Perihel und Exzentrizität beinhaltet und mit zwei dominanten Teilzyklen von etwa 23.000 und 19.000 Jahren variiert.

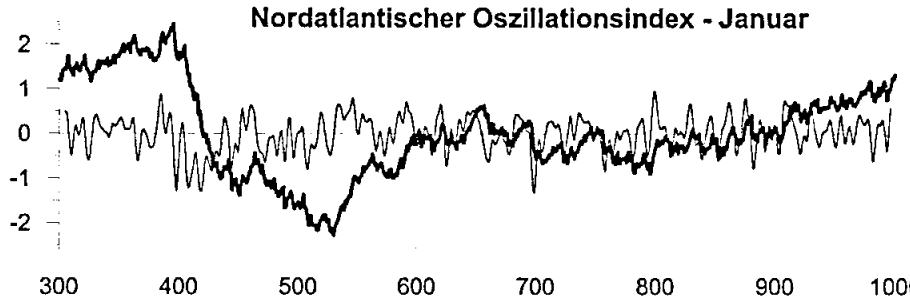
Seit 1920 sind von dem jugoslawischen Astronom Milankovitch aus diesen Schwankungen der Erdbahnelemente Strahlungskurven berechnet und als Erklärung für die quartären Kaltzeitzyklen herangezogen worden. Zunächst geriet diese Orbitalhypothese aufgrund zahlreicher Unstimmigkeiten mit der tatsächlichen Klimaentwicklung unter starke Kritik, bevor sie seit Mitte der 1970er Jahre eine Renaissance erlebte durch das Auffinden von Teilzyklen in geowissenschaftlichen Klimaindikatoren mit großer Ähnlichkeit zu denjenigen der Erdbahnelemente. Abb. 6 zeigt zur Verdeutlichung die Spektralzerlegung der Zeitreihen zweier verschiedener Klimagrößen in ihre dominanten Teilzyklen, aus deren Überlagerung sich die betreffenden Originalkurven zusammensetzen. Dargestellt ist dies zum einen für die sommerliche Insolation in 60° nördlicher Breite, die hinsichtlich glazialer Schwankungen als besonders ausschlaggebend erachtet wird, zum anderen für das aus Tiefseebohrkernen rekonstruierte ozeanische Sauerstoffisotopenverhältnis, das als Indikator des globalen Eisvolumens betrachtet werden kann (leichtere Isotope verdunsten in höherem Maße als schwerere

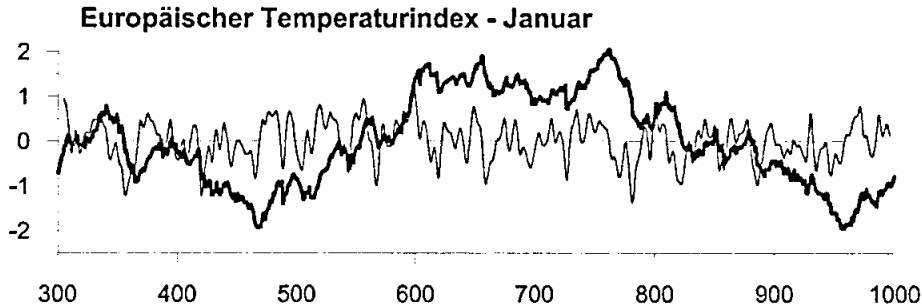
und hinterlassen aufgrund ihrer Speicherung in den glazial ausgeweiteten Eismassen im eiszeitlichen Ozean eine relative Anreicherung der schwereren Isotope). In der Tat erkennt man, dass die oben genannten astronomischen Zyklen nicht nur in der Strahlungskurve enthalten sind, sondern sich auch im globalen Klimagang widerspiegeln. Allerdings fällt auch eine wesentliche Diskrepanz ins Auge: Während der 100.000-jährige Teilzyklus beim globalen Eisvolumen dominant hervortritt, ist er in der Strahlungskurve nur völlig untergeordnet vertreten. Als Verbindungsglied müssen also erhebliche Verstärkungsmechanismen innerhalb des Klimasystems hinzukommen, die astronomisch bedingten Insolationsschwankungen können bestenfalls als Auslöser oder Schrittmacher der Eiszeitschwankungen wirksam sein. Zusätzliche interne Mechanismen können z.B. in Gestalt langsamer Erdkrustenbewegungen ablaufen (bei verstärkter Eisauflast sinkt die Kruste so weit ein, dass bei geringerer Höhenlage der Abschmelzprozess begünstigt wird, auf eisfreier gehobener Kruste wird wieder Eisakkumulation erleichtert). Vor allem aber wäre an eine Umorganisation der Austauschprozesse zwischen Atmosphäre und Ozean zu denken, die insbesondere mit Änderungen des atmosphärischen CO_2-Gehalts einhergeht (siehe folgendes Kapitel). Auch die Tatsache, dass der 100.000-jährige Teilzyklus beim globalen Eisvolumen erst in den letzten 900.000 Jahren des Quartärs dominierend wird, während zuvor kürzere und geringere Schwankungen vorherrschend waren (Berger et al., 1994), ist im Kontext derartiger systeminterner Reorganisationen zu betrachten.

Interne Schwankungen innerhalb des Klimasystems

Auch bei nahezu konstanten äußeren Einwirkungen würde das Klimasystem längerfristig nicht in unverändertem Zustand verharren, da seine wechselwirkend miteinander verkoppelten Bestandteile ganz unterschiedliche Reaktionszeiten besitzen und damit ein breites Hintergrundpotential interner Klimavariabilität konstituieren. Beispielsweise liegen die charakteristischen Reaktionszeiten in der Atmosphäre je nach Stockwerk bei einigen Tagen bis zu wenigen Jahren, im Ozean je nach Tiefenbereich bei Monaten bis zu 10^3 Jahren, im Bereich der Inlandvereisung bei 10^3 bis 10^5 Jahren. Durch die Verkopplung übertragen sich Impulse zwischen den Einzelbestandteilen des Klimasystems, lösen Reaktionen auf unterschiedlichen Zeitskalen aus und ziehen erneute Übertragungen nach verschiedenen Auswirkungszeitspannen nach sich, wobei ursprüngliche Phänomene sowohl gedämpft als auch verstärkt werden können (negative bzw. positive Rückkopplungen).

Da sich im realen Klimasystem äußere Einflüsse und interne Schwankungen immer überlagern, ist es schwierig, letztere eindeutig zu identifizieren. Zur Verdeutlichung des Prinzips kann man sich jedoch unterschiedlicher Modelle mit hypothetischen Annahmen bedienen. Bereits ganz einfache, von Lorenz angegebene Gleichungen zeigen etwa für bestimmte Systemtypen die Möglichkeit intern ausgelöster Zustandswechsel (Jacobeit, 1993), Abb. 7 gibt einige Beispiele, die auf einem gekoppelten ozeanisch-atmosphärischen Zirkulationsmodell des Max-Planck-Instituts für Meteorologie in Hamburg beruhen. Dieses Modell wurde bei konstant gehaltenen äußeren Bedingungen (gleichbleibende Solarstrahlung, kein Vulkanismus-Einfluss, konstante Treibhausgaskonzentrationen) über 1000 Jahre integriert, Abb. 7 zeigt für





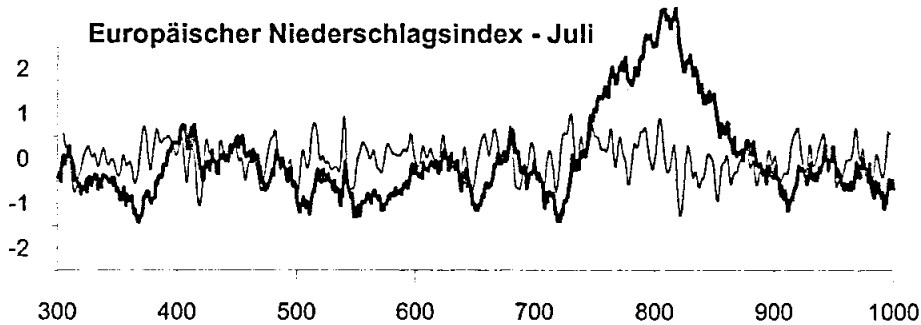
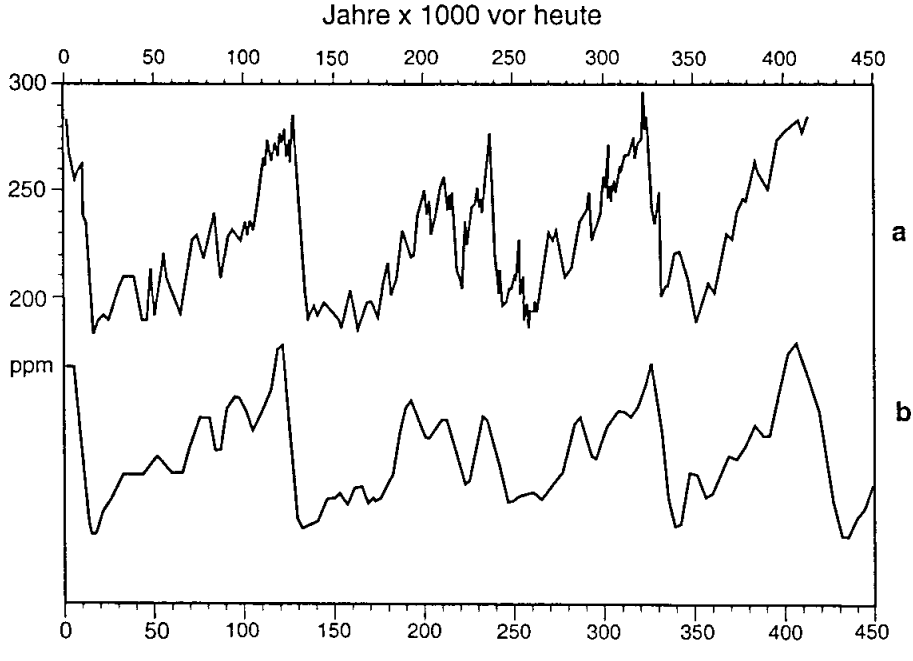


Abb. 7: Zeitliche Entwicklung dreier Klimaindizes während der Modelljahre 300-1000 einer tausendjährigen Kontrollsimulation (konstante externe Einflussgrößen) mit dem Hamburger Klimamodell ECHO-G. Die grauen Kurven zeigen jeweils den geglätteten Verlauf der standardisierten Abweichungen vom Mittelwert, die dicken Linien geben jeweils die kumulativen Anomalien wieder (verändert nach Wagner, 2000).

die letzten 700 Jahre dieses Kontrolllaufs die zeitliche Entwicklung dreier charakteristischer Parameter: neben dem sommerlichen Niederschlag und der winterlichen Temperatur im Großraum Europa auch einen Index der Nordatlantischen Oszillation, die die Schwankungen des Luftdruckgefälles zwischen Azoren und Island und damit der außertropischen Westdrift-Intensität wiedergibt. Vor allem die dicken Linien der kumulativen Anomalien – sie entstehen durch die schrittweise Aufsummation aller Einzelabweichungen – zeigen einige markante Phasen anomalen Klimagepräges: So markiert die im Januar für mehr als 100 Jahre abfallende Kurve der kumulativen NAO-Anomalien einen Zeitabschnitt, in dem sich negative Abweichungen des Druckgefälles, also geringe Westdrift-Intensitäten, häufen, wie es z.B. auch in den realen 1960er Jahren für kürzere Zeit der Fall war. Gleichzeitig akkumulieren sich auch unterdurchschnittliche Januartemperaturen in Europa (Abb. 7), während eine spätere, noch ausgeprägtere Negativphase keine analoge Entsprechung im NAO-Index findet – offenbar variieren neben den Einzelgrößen also auch die Zusammenhänge zwischen Zirkulation und Klima. Bei den sommerlichen Niederschlägen zeigen sich ebenfalls multidekadische Anomaliephasen wie in der Abfolge gehäuft feuchter Jahre (ansteigende Kurve der kumulativen Anomalien) und anschließend gehäuft defizitärer Jahre (abfallende Kurve). All diese auffälligen Zeitabschnitte entstehen wohlgemerkt ohne jede externe Beeinflussung des Klimasystems.

Abb. 8: CO_2 und Klima während der letzten 420.000 Jahre: a) atmosphärische CO_2-Konzentration rekonstruiert aus dem antarktischen Vostok-Eisbohrkern; b) globales Eisvolumen nach dem Sauerstoffisotopenverhältnis in Tiefseebohrkernen (verändert nach Sigman & Boyle, 2000).



Bei der Suche nach internen Mechanismen gelangt man rasch zur gewichtigen Rolle des Ozeans (vgl. etwa Wagner, 2000). Seine hochbedeutsamen Massen- und Energietransporte sind in einem erdumspannenden Zirkulationssystem organisiert, das häufig als „globales Förderband" bezeichnet wird (Broecker, 1991). Angetrieben wird es durch die variablen Temperatur- und Salzkonzentrationsverhältnisse, weswegen wir auch von einer thermohalinen Zirkulation im Ozean sprechen. Schlüsselregionen dieser Zirkulation sind Gebiete, in denen abgekühltes und/oder relativ salzreiches Wasser aufgrund seiner erhöhten Dichte absinkt und dadurch Tiefenwasser gebildet wird – neben der Subantarktis (v.a. im Weddell-Meer) geschieht dies gerade in Teilen des subpolaren Nordatlantiks (Wefer & Berger, 2001). Von dort breitet sich das Tiefenwasser langsam im Weltmeer aus, gelangt an bevorzugten Stellen wieder an die Oberfläche (in Teilen des Indischen und Nordpazifischen Ozeans) und fließt in große Warmwassertransportsysteme ein, von denen auch der Nordatlantik und damit große Teile von Europa profitieren. Dieses gesamte System unterliegt klimabedeutsamen Schwankungen auf unterschiedlichen Zeitskalen: So kam es um die 1970er Jahre zu einer „Großen Salinitätsanomalie" im nördlichen Nordatlantik (Dickson et al., 1988), bei der die Tiefenwasserbildung und die gesamte thermohaline Zirkulation zwischenzeitlich retardiert waren. Rahmstorf (1995) zeigt auf, dass bereits eine moderate Frischwasserzufuhr in den Nordatlantik Systemzustandsübergänge induzieren kann, die zu regionalen Klimaänderungen führen (etwa Abkühlungen in Europa im Gefolge eines reduzierten ozeanischen Wärmetransports bei verlangsamter thermohaliner Zirkulation). In verstärkter Form mit wahrscheinlich für einige Jahrhunderte sogar gänzlich zusammengebrochener Zirkulation hat sich dies z.B. am Beginn (12.700 Jahre vor heute) des letzten großen Kälterückfalls im Spätglazial abgespielt, als erhebliche Frischwassermassen vom abschmelzenden nordamerikanischen Inlandeis die Salzkonzentration im Nordatlantik so stark herabsetzten, dass im spezifisch leichteren Wasser kein Absinken mehr möglich war und die thermohaline Zirkulation einschließlich ihres oberflächennahen Warmwasserastes lahmgelegt wurde. Während der anschließenden holozänen Warmzeit scheint das System zwar in einen stabileren Zustand gelangt zu sein, Risiken sind jedoch im Zusammenhang mit anthropogenen Einflussnahmen auf das Klima grundsätzlich nicht auszuschließen (siehe nachfolgendes Kapitel).

Weitere interne Kopplungen ergeben sich im Kontext des globalen Kohlenstoffkreislaufs: Wie wir heute wissen, hat sich im Verlauf der Erdgeschichte die atmosphärische Konzentration des Treibhausgases CO_2 immer wieder beträchtlich geändert. Wurden im Altpaläozoikum bis zu 17fach höhere Werte als heute erreicht, sanken sie während des permokarbonen Eiszeitalters auf ungefähr heutiges Niveau, um über weite Strecken des Mesozoikums wieder rund viermal höher zu liegen (Berner, 1994). Gesteuert wurden diese enormen Änderungen durch das jeweilige Ausmaß an CO_2-freisetzendem Vulkanismus sowie an CO_2-verbrauchender Gesteinsverwitterung. Aber auch während der letzten 420.000 Jahre hat es respektable CO_2-Schwankungen in der Atmosphäre gegeben, wie Analysen eines antarktischen Eisbohrkerns belegen (Abb. 8). Man erkennt eine annähernd parallele Verlaufsform zum klimaindizierenden globalen Eisvolumen (entspricht der Überlagerung seiner spektralen Bestandteile

aus Abb. 6) mit etwa um 80-100 ppm differierenden Werten zwischen warm- und kaltzeitlichen Kulminationsphasen. Diese Unterschiede in der Treibhauswirkung vermögen allerdings nur rund ein Drittel der rekonstruierten Temperaturdifferenz zu erklären, bedeuten aber dennoch einen erheblichen Verstärkungsmechanismus im resultierenden Klimaverlauf. Bedingt sind die CO_2-Schwankungen durch mehrere Prozesse: Rund ein Drittel geht darauf zurück, dass CO_2 bei höheren Temperaturen in geringerem Umfang im Ozean gelöst werden kann und daher verstärkt in die Atmosphäre freigesetzt wird (Ähnliches lässt sich bereits im Zusammenhang mit pazifischen El-Nino-Warmwasserereignissen feststellen). Gleichzeitig reduziert sich dadurch die photosynthetische Aktivität des marinen Phytoplanktons, wodurch weniger CO_2 aus der Atmosphäre assimiliert wird. Ähnliche Folgewirkungen besitzt die stärkere Verbreitung nährstoffärmeren Wassers höherer Temperatur, während im kalten Modus alle genannten Vorgänge in die entgegengesetzte Richtung wirken. Wir erhalten also klimaabhängige Veränderungen im Kohlenstoffkreislauf des Klimasystems, die wiederum auf das Klima rückwirken und dabei interne Schwankungen auslösen oder signifikant verstärken.

Anthropogene Modifikationen

In jüngerer Zeit gesellen sich zu den natürlichen Ursachen klimatischer Veränderlichkeit anthropogene Einflussnahmen, die vor allem auf folgende Aktivitäten zurückgehen:

- Freisetzung klimawirksamer Spurengase
- Partikelemissionen
- Veränderungen der Erdoberfläche.

Dadurch ergeben sich nicht nur Eingriffe in den Kohlenstoffkreislauf, sondern eine Reihe verschiedenartigster Modifikationen, die hier nur stichpunktartig genannt werden können:

- Beeinträchtigung der als UV-Filter wirkenden stratosphärischen Ozonschicht mit frühjährlichen Maxima in den Polargebieten (v.a. Antarktis). Obwohl dieses Problem uns wegen der langen atmosphärischen Verweilzeiten der hauptsächlich verantwortlichen FCKW noch einige Jahrzehnte beschäftigen wird, ist seit der internationalen Regelung des Montrealer Protokolls von 1987 sowie darauffolgender Verschärfungen eine Zustandsbesserung absehbar (allerdings kaum vor Mitte dieses Jahrhunderts).
- Änderungen der Luftzusammensetzung durch umfangreiche Emissionen fester und gasförmiger Schadstoffe, wodurch nicht nur lufthygienische Belastungen für den Menschen, sondern auch vielfältige Beeinträchtigungen natürlicher Ökosysteme entstehen.
- Veränderungen des Regional- oder Landschaftsklimas, wie sie sich etwa bei großflächigen Waldrodungen oder landnutzungsbedingten Ausweitungen wüstenähnlicher Bedingungen einstellen.
- Klimaveränderungen im Bereich städtischer Siedlungsgebiete, die einen gesonderten Typus des Stadtklimas erzeugen, der allerdings vorwiegend auf örtlicher Maßstabsebene zur Ausbildung gelangt.

Wir wollen uns hier auf dasjenige Thema konzentrieren, das seit der Rio-Konferenz von 1992 eine Serie internationaler Klimakonferenzen ausgelöst und wissenschaftlich soeben zur Vorlage eines dritten zusammenfassenden Berichts des international versammelten Sachverstands (IPCC, 2001) geführt hat: der anthropogen verstärkte Treibhauseffekt. Deutschsprachige Darstellungen finden sich etwa bei Houghton (1997), Lozán, Graßl & Hupfer (1998), Cubasch & Kasang (2000) oder Kuttler & Zmarsly (2000). Unter „Treibhauseffekt" ist die Tatsache zu verstehen, dass eine Reihe atmosphärischer Spurenstoffe das einfallende Sonnenlicht relativ ungehindert bis zur Erdoberfläche vordringen lässt, die von dort nach Strahlungsumsatz emittierte terrestrische Wärmestrahlung im infraroten Wellenlängenbereich jedoch in großem Umfang absorbiert und einen Teil davon als atmosphärische Gegenstrahlung wieder in Richtung Erdoberfläche aussendet. Die Sprechweise vom anthropogen verstärkten Treibhauseffekt soll darauf hinweisen, dass dieser Effekt bereits unter natürlichen Bedingungen existiert, wobei Wasserdampf mit knapp zwei Drittel Anteil und (natürliches) Kohlendioxid mit gut 20 % Anteil die wichtigsten Substanzen sind. Insgesamt resultiert ein natürlicher Treibhauseffekt von ca. 30 °C, der die globale Mitteltemperatur auf der Erde nicht bei lebensfeindlichen –15 °C, sondern bei über +15 °C zur Ausbildung gelangen lässt.

Im Vergleich dazu mutet der bisherige anthropogene Verstärkungsbeitrag zum Treibhauseffekt von 0,5-1,0 °C recht gering an, dennoch sollte dies nicht zur Fehleinschätzung einer Vernachlässigbarkeit führen. Hintergrund des Phänomens ist ein seit dem Industriezeitalter zunächst allmählich, dann beschleunigt erfolgender Anstieg der atmosphärischen Konzentrationen von IR-absorbierenden Spurengasen, wobei nun Kohlendioxid als wichtigster Faktor in den Vordergrund tritt: Gegenüber einem vorindustriellen Wert von ca. 280 ppm ist die Konzentration mittlerweile auf fast 370 ppm gestiegen, damit ist der bislang höchste Wert zumindest in den letzten 420.000 Jahren (vgl. Abb. 8), wahrscheinlich sogar seit dem ausgehenden Tertiär erreicht worden. CO_2 trägt mit rund 60 % zum anthropogenen Treibhauseffekt bei.

Darüber hinaus sind weitere, in ihrer atmosphärischen Konzentration ebenfalls ansteigende Spurengase zu berücksichtigen: Methan (CH_4) mit einem Anteil von 15 % an der anthropogenen Erwärmung, Distickstoffoxid (N_2O) mit 4 % Anteil. Auch die stratosphärisch ozonzerstörenden FCKW wirken zusätzlich als Treibhausgase und sind trotz bereits weitreichender Produktionsverbote aufgrund ihrer langen Verweilzeit immer noch mit gut 10 % Anteil in Rechnung zu stellen. Hohe Steigerungsraten zeigt das bodennahe Ozon (nicht zu verwechseln mit dem rückläufigen Ozon der Stratosphäre), das als Sekundärprodukt anthropogener Emissionen von Stickoxiden und Kohlenwasserstoffen bei hoher Einstrahlung entsteht und bereits rund 8 % zum anthropogenen Treibhauseffekt beiträgt. Schließlich gibt es eine Restgruppe aus perfluorierten Kohlenstoffen, halogenierten Fluorkohlenwasserstoffen und Schwefelhexafluorid, von der ein drastischer Anstieg ihres bislang noch geringen Anteils befürchtet wird (IPCC, 2001).

Der anthropogene Treibhauseffekt geht auch nicht ausschließlich auf die Verfeuerung fossiler Brennstoffe zurück, sondern umfasst Verursachungsanteile chemischer Produkte sowie der Landnutzung. Bei letzterer sind neben Düngereinsatz, intensivierter Bodenbearbeitung und CH_4-freisetzenden Nutzungsformen wie Reiskultivie-

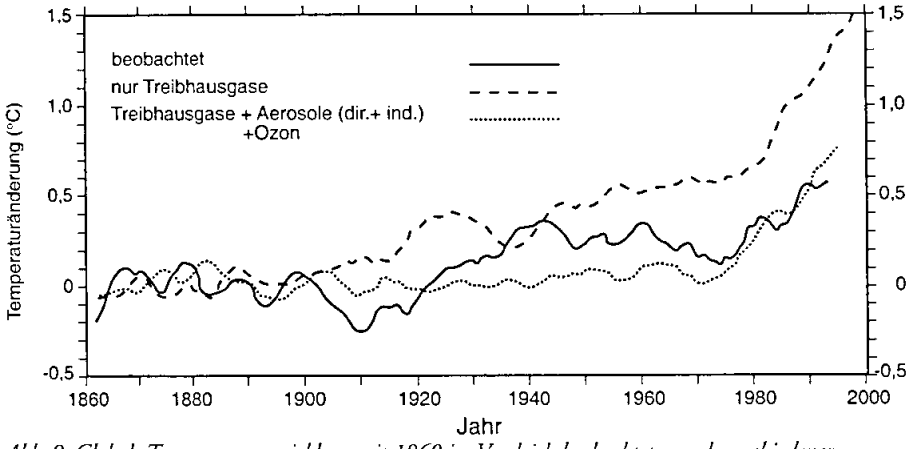


Abb. 9: Globale Temperaturentwicklung seit 1860 im Vergleich beobachteter und verschiedener modellsimulierter Werte (verändert nach Cubasch und Kasang, 2000).

rung und Großviehhaltung auch Verbrennungen von Biomasse sowie großflächige Waldrodungen zu nennen, die einerseits eine reduzierte CO_2-Assimilation bedeuten, andererseits durch Zersetzungsprozesse abgestorbener organischer Substanz und verstärkte Emission aus dem Boden erhöhte Kohlenstoffflüsse in die Atmosphäre erzeugen. Nach Joos & Sarmiento (1995) liegt der landnutzungsbedingte Anteil an den gesamten anthropogenen Kohlenstoffemissionen zwischen 20 und 25 %.

Schwierig zu beantworten ist die Frage nach dem weiteren Schicksal dieser Emissionen. Wahrscheinlich verbleiben 40-50 % in der Atmosphäre (Cubasch & Kasang, 2000) und werden dort unmittelbar klimawirksam, 30-40 % nehmen die Ozeane in ihre oberen Durchmischungsschichten auf. Der Rest wandert in die festländische Biosphäre, wobei das aufforstungsbedingte Nachwachsen nordhemisphärischer Wälder allerdings nur mit rund 7 % veranschlagt werden kann (Cubasch & Kasang, 2000). Verbleibende Beträge werden häufig einem sog. Düngungseffekt zugeschrieben, der bei erhöhten atmosphärischen CO_2-Konzentrationen ein stimuliertes Pflanzenwachstum und damit eine erhöhte Assimilationsrate erzeugt. Allerdings scheint dies nur unter der Zusatzbedingung zu funktionieren, dass eine günstige Wasser- und Nährstoffversorgung gewährleistet ist. Außerdem gibt es Hinweise, dass dieser Effekt eine Sättigungsgrenze besitzt, ab der sich die Biosphäre aufgrund weiter steigender Bodenatmungsraten von einer Kohlenstoffsenke zu einer -quelle verwandeln dürfte (Cox et al., 2000).

Konsequenz der anthropogenen Verstärkung des Treibhauseffekts ist ein Erwärmungsbeitrag zur globalen Klimaentwicklung seit der Industrialisierung von 0,5 bis 1,0 °C, bei regionaler Auflösung ergeben sich vor allem für hohe nördliche Breiten teils Werte um 1,5°C (Grieser, Staeger & Schönwiese, 2000). Bis zum Ende dieses Jahrhunderts rechnet das IPCC (2001) global mit einer weiteren Erwärmung zwischen 1,4 und 5,8 °C (in Abhängigkeit von unterschiedlichen Modellannahmen). Allerdings muss zwischen dem bloßen Treibhauseffekt und der insgesamt resultieren-

den Temperaturentwicklung unterschieden werden, auf die weitere natürliche und anthropogene Faktoren einwirken. Abb. 9 zeigt, dass bei alleiniger Betrachtung des Treibhauseffekts deutliche Abweichungen von der beobachteten Temperaturkurve auftreten, erst wenn auch der partiell kompensierende Effekt anthropogener Partikelemissionen berücksichtigt wird, ergeben die Modellrechnungen eine realistische Annäherung an den beobachteten Verlauf. Partikel wirken ähnlich wie vulkanisches Aerosol abkühlend auf die bodennahe Atmosphäre, sowohl direkt durch partielle Reflexion einfallender Strahlung als auch indirekt über die Beeinflussung optischer Eigenschaften von Wolken.

Die Auswirkungen eines verstärkten Treibhauseffekts reichen weit über eine globale Erwärmung hinaus. Zunächst differiert das Ausmaß der Temperaturerhöhung zeitlich und räumlich ganz beträchtlich mit jeweils höheren Werten im Winter als im Sommer, über Land als über den Ozeanen, in höheren als in niederen geographischen Breiten, an den kontinentalen West- gegenüber den Ostseiten. Weiterhin werden auch die Niederschlagsverhältnisse beeinflusst, verbreitet in Richtung zunehmender Werte, in Teilen der Subtropen jedoch auch mit abnehmender Tendenz, wie es z.B. für den südlichen und östlichen Mittelmeerraum abgeschätzt werden kann (Jacobeit, 2000). Ein (allerdings moderater) Meeresspiegelanstieg ist absehbar, während eine Zunahme extremer Wetter- und Witterungsereignisse umstritten ist, zumindest als regional unterschiedliche Größe betrachtet werden muss. Änderungen sind auch bei der atmosphärischen wie ozeanischen Zirkulation zu erwarten, wobei vor allem mögliche Reaktionen des „globalen Förderbandes" Aufmerksamkeit erregt haben. Aufgrund erhöhter Niederschläge, steigender Frischwasserzufuhr von den Kontinenten und schmelzenden Meereises könnte die Salzkonzentration im nördlichen Nordatlantik so weit abnehmen, dass die Bildung von Tiefenwasser und in weiterer Konsequenz auch der ozeanische Wärmetransport nach Norden substantiell beeinträchtigt werden könnten – Europa würde im Zuge der globalen Erwärmung eher eine Abkühlung drohen. Stocker (1999) schätzt das kritische Niveau der atmosphärischen CO_2-Konzentration, jenseits dessen ein Zusammenbruch der thermohalinen Zirkulation im Nordatlantik zu befürchten ist, im Bereich zwei- bis vierfacher Werte gegenüber der vorindustriellen Zeit. Allerdings ist gegenläufig auch in Rechnung zu stellen, dass bei wärmerem Globalklima häufigere El-Nino-Ereignisse auftreten (IPCC, 2001), die im äquatorialen Atlantik aufgrund ausgedehnter Trockenphasen besonders salzreiches Wasser entstehen lassen, das zum Teil auch nordwärts exportiert wird und dort zum Ausgleich des frischwasserbedingten Salinitätsrückgangs beiträgt (Latif et al., 2000). Für die nächsten 100 Jahre wird dementsprechend nicht mit einem Zusammenbruch der nordatlantischen Zirkulation gerechnet, eine denkbare Abschwächung dürfte 20-30 % nicht übersteigen. Für Europa würde dies keine Vorzeichenumkehr in der Temperaturentwicklung bedeuten, sondern lediglich eine moderate Dämpfung bei der fortgesetzten Erwärmung.

Fazit

Als grundlegende Erkenntnis muss festgehalten werden, dass monokausale Erklärungsansätze der Klimaentwicklung irreführend sind. Immer überlagern sich multiple Ein-

flüsse und ergeben im Verein mit vielfältigen Rückkopplungen innerhalb des Klimasystems kompliziert zu entschlüsselnde Zustandsabfolgen. Bedeutsam ist gleichwohl die Frage nach relativen Gestaltungsanteilen einzelner Faktoren in bestimmten Phasen der Klimaentwicklung. Blicken wir auf die momentanen Verhältnisse eines relativ stabilen zwischeneiszeitlichen Klimas ohne längerfristige Anomalien der Solaraktivität, lassen sich aus der einschlägigen Fachliteratur für die derzeit wichtigsten Einflussgrößen folgende globale Temperatureffekte angeben: ±0,2 °C aus der variablen Sonnenaktivität, -0,3 °C nach starken Vulkanausbrüchen, +0,3 °C im Gefolge kräftiger El-Nino-Ereignisse. Hinzu kommen schwer quantifizierbare Beträge aus weiteren Reorganisationsprozessen innerhalb des Klimasystems. Dem stehen geschätzte -0,2 bis -0,5 ° aufgrund des anthropogenen Aerosoleffekts sowie +0,5 bis +1,0 ° (bisher) aufgrund des anthropogenen Treibhauseffekts gegenüber. Es liegt nahe, von einer wesentlichen Beeinflussung der jüngsten Klimaentwicklung durch den Menschen auszugehen, auch wenn natürliche Prozesse in ihrem Zusammenwirken vergleichbar beteiligt wären. Offen bleibt überdies deren künftige Rolle, insbesondere was den Vulkanismus und systeminterne Prozesse anbelangt. Selbst bei angenommenen geringeren Wirkungsanteilen des Menschen gebietet sich jedoch eine restriktive Dimensionierung des anthropogenen Eingriffs, da er auf ein nicht umfassend verstandenes und nicht-linear reagierendes System einwirkt und deshalb unkalkulierbare Risiken impliziert.

Literatur:

Berger, W.H. et al., 1994: Das Klima im Quartär. In: Geowissenschaften, 12, 258-266.

Berner, 1994: Geocarb II: a revised model of atmospheric CO_2 over Phanerozoic time. In: Amer. J. Sci., 294, 56-91.

Broecker, W.S., 1991: The great ocean conveyor. In: Oceanography, 4, 79-91.

Cox, P.M. et al., 2000: Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. In: Nature, 408, 184-187.

Cubasch, U. & D. Kasang, 2000: Anthropogener Klimawandel. Gotha/Stuttgart, 124 S.

Dansgaard, W. et al., 1993 : Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. In: Nature, 364, 218-220.

Dickson, R.R. et al., 1988 : The «Great Salinity Anomaly» in the northern North Atlantic, 1968-1982. In: Progr. Oceanogr., 20, 103-151.

Glaser, R., 2001: Klimageschichte Mitteleuropas: 1000 Jahre Wetter, Klima, Katastrophen. Darmstadt, 227 S.

Grieser, J., T. Staeger & Ch.-D. Schönwiese, 2000: Statistische Analyse zur Früherkennung globaler und regionaler Klimaänderungen aufgrund des anthropogenen Treibhauseffekts. Berichte des Instituts für Meteorologie und Geophysik der Universität Frankfurt/Main, 103, 228 S.

Hammer, C.U., H.B. Clausen & W. Dansgaard, 1980: Greenland ice sheet evidence of postglacial volcanisms and its climatic impact. In: Nature, 288, 230-235.

Houghton, J., 1997: Globale Erwärmung. Berlin, 230 S.

Hoyt, D.V. & K.H. Schatten, 1993: A discussion of plausible solar irradiance variations, 1700-1992. In: Journal of Geophysical Research, 98, 18 895-18 906.

Hupfer, P., 1996: Unsere Umwelt: Das Klima - Globale u. lokale Aspekte. Stuttgart/Leipzig, 335 S.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2001: Climate Change 2001 - The Scientific Basis.
Jacobeit, J., 1993: Möglichkeiten und Probleme der Abschätzung zukünftiger Klimaänderungen. In: Würzburger Geographische Arbeiten, 87, 419-430.
Jacobeit, J., 2000: Rezente Klimaentwicklung im Mittelmeerraum. In: Petermanns Geographische Mitteilungen, 144, 2000/6, 22-33.
Jones, P.D. et al., 1998 : High-resolution paleoclimatic records for the last millenium : interpretation, integration and comparison with General Circulation Model control-run temperatures. In: The Holocene, 8, 455-471.
Joos, F. & J.L. Sarmiento, 1995: Der Anstieg des atmosphärischen Kohlendioxids. In: Physikalische Blätter, 51, 405-411.
Kuttler, W. & E. Zmarsly, 2000: Natürlicher und anthropogener Treibhauseffekt – Ursachen und Auswirkungen. In: Petermanns Geographische Mitteilungen, 144, 2000/4, 6-13.
Labitzke, K.G., 1999: Die Stratosphäre. Berlin/Heidelberg, 177 S.
Lamb, H.H., 1977: Climate: Present, Past and Future (Vol. 2). London, 835 S.
Latif, M. et al., 2000: Tropical stabilisation of the thermohaline circulation in a greenhouse warming simulation. In: Journal of Climate, 13, 1809-1813.
Lean, J. & D. Rind, 1998: Climate forcing by changing solar radiation. In: Journal of Climate, 11, 3069-3094.
Lozán, J.L., H. Graßl & P. Hupfer (Hrsg.), 1998: Warnsignal Klima – Wissenschaftliche Fakten. Hamburg, 464 S.
Rahmstorf, S., 1995: Bifurcations of the Atlantic thermohaline circulation in response to changes in the hydrological cycle. In: Nature, 378, 145-149.
Ruddiman, W.F. & J.E. Kutzbach, 1989: Forcing of Late Cenozoic Northern Hemisphere Climate by Plateau Uplift in Southern Asia and the American West. In: Journal of Geophysical Research, 94 (D15), 18 409-18 427.
Schönwiese, Ch.-D., 1995: Klimaänderungen. Berlin/Heidelberg, 224 S.
Schwarzbach, M., 1984: Das Klima der Vorzeit. Stuttgart, 275 S.
Sigman, D.M. & E.A. Boyle, 2000: Glacial/interglacial variations in atmospheric carbon dioxide. In: Nature, 407, 859-869.
Stocker, T.F., 1999: Abrupt climate changes: from the past to the future – a review. In: International Journal of Earth Sciences, 88, 365-374.
Stuiver, M. & T.F. Braziunas, 1995: Evidence of solar activity variations. In: Climate since A.D. 1500 (ed. by R.S. Bradley & P.D. Jones), London/New York, 593-605.
Wagner, S., 2000: Dekadische atmosphärische und ozeanische Variabilität in einer Kontrollsimulation mit dem Klimamodell ECHO-G. Diplomarbeit am Geographischen Institut der Universität Würzburg, 155 S.
Wanner, H. et al., 2000: Klimawandel im Schweizer Alpenraum. Zürich, 283 S.
Wefer, G. & W.H. Berger, 2001: Klima und Ozean. In: Klimazeugnisse der Erdgeschichte (hrsg. v. M. Huch, G. Warnecke & K. Germann), Berlin/Heidelberg, 51-107.
Wilson, R.C.L., S.A. Drury & J.L. Chapman, 2000: The Great Ice Age. London/New York, 267 pp.