

# Paläoklimamodellierung: Vorgehensweisen, Grenzen und Möglichkeiten

Gerrit Lohmann, Mai 2006

## 1. Einleitung

Geologie ist die Wissenschaft von der Entstehung, der Geschichte und dem Aufbau der Erde sowie den Prozessen, die sie formten und auch heute noch formen. Den Begriff Geologia findet man bereits 1473 bei Richard de Bury, dort jedoch als Abgrenzung gegenüber der Theologie. Die Bezeichnung Geologie im heutigen Sinn wurde zuerst von Jean-André de Luc (1727 - 1817) im Jahr 1778 verwendet und von Horace-Bénédict de Saussure (1740 - 1799) im Jahr 1779 als feststehender Begriff eingeführt.

Heute sieht man die Geologie in das übergeordnete Fachgebiet der Geowissenschaften eingeordnet, das alle wissenschaftlichen Disziplinen umfasst, die sich mit der Entstehung und der Veränderung der Erde einschließlich ihrer atmosphärischen Hülle befassen. Ansätze geowissenschaftlicher Beobachtungen gehen auf Naturphilosophen in der Antike um ca. 600 v. Chr. zurück (Thales von Milet, Anaximander). Der griechische Philosoph Xenophanes (ca. 570 - ca. 480 v. Chr.) deutete Fossilien von Meerestieren als Zeugen früherer Überschwemmungen des Landes. Um aus der heutigen Situation Rückschlüsse auf die Vergangenheit ziehen zu können, bedienen sich die Wissenschaftler des Prinzips des Aktualismus, welches durch Karl von Hoff (1771 - 1837) und Charles Lyell (1797 - 1875) formuliert wurde. Als Grundlage gilt die Annahme, dass Kräfte und Erscheinungen der geologischen Vorzeit mit heute zu beobachtenden gleichartig sind, so dass unmittelbare Rückschlüsse vom beobachtbaren Erscheinungsbild auf frühere Bildungsvorgänge möglich werden. Um die zugrunde liegenden Mechanismen zu verstehen, stellen Modelle und Datenanalysen geeignete Werkzeuge dar.

Obwohl die Klimaentwicklung während der letzten zehn- bis hunderttausend Jahre entscheidend zur Entwicklung und Ausbreitung der modernen menschlichen Gesellschaft und Kultur beigetragen hat, ist überraschend wenig über die räumlichen und zeitlichen Muster der Klimaentwicklung im Kontext von externen Antriebsmechanismen und internen Rückkopplungsprozessen auf diesen Zeitskalen bekannt. Gerade im Hinblick auf bereits

stattfindende und zukünftige Klimawechsel ist deshalb die Paläoklimaforschung in den Blickpunkt des Interesses gerückt. Die Erkenntnisse, die sich durch die Klimaarchive vermitteln, werden durch die Ergebnisse mit Rechenmodellen des Klimas verstehbar. In dem vorliegenden Beitrag möchte ich darlegen, welche Methoden eingesetzt werden, und wie das Ineinandergreifen von Daten und Modellen zu neuen wissenschaftlichen Erkenntnissen führt.

## 2. Modelle durch Analogieschlüsse

Die Rückschau in die Vergangenheit wird durch Archive mit einer genauen zeitlichen Datierung ermöglicht. Beispiele sind u.a. Sedimente in Seen und am Meeresboden sowie Eiskerne, Baumringe, und Korallen. Durch Abzählen von Jahreslagen sind die Klimainformationen zum Teil jahrgenau bestimmbar.

Als Beispiel für ein Paläoklimaarchiv soll hier eine Korallenchronologie betrachtet werden, die die Periode 1750-1995 umfasst (Felis et al. 2000). Korallenriffe sind temperaturlimitiert und nur in Regionen zu finden, in denen die Jahresmitteltemperatur um die 24°C beträgt und die mittlere Wintertemperatur nicht unter 18°C absinkt. Deshalb befinden sich die meisten Korallen in den Tropen (Cole et al. 1993, Charles et al. 1997, Urban et al. 2000). Zu den wenigen subtropischen Regionen, in denen Korallenriffe vorkommen, gehört das Rote Meer. Hier wird eine Zeitserie von Sauerstoffisotopen aus Korallendaten im nördlichen Roten Meer betrachtet.

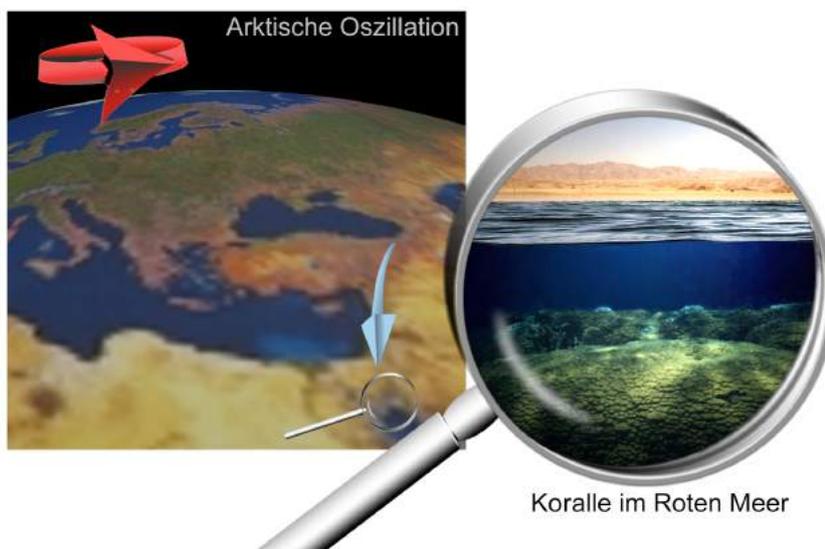


Abb. 1: Standort und Bild der Koralle im Roten Meer. Die schematischen Pfeile deuten Windrichtungen in 10 km Höhe (rot) und oberflächennah (blau) an und sind im Text erläutert.

Die von Felis et al. (2000) untersuchte massive Koralle ist etwa 2,50 Meter groß, und die

Wachstumsrate der noch lebenden Koralle beträgt etwa 1 cm pro Jahr. Während ihres Wachstums wird in das Kalkskelett der Koralle das Sauerstoffisotopenverhältnis  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  eingebaut. Die Abweichung dieses Verhältnisses von einem Standard, im Folgenden als  $\delta^{18}\text{O}$  abgekürzt, wird ganz wesentlich durch die lokale Temperatur und das  $\delta^{18}\text{O}$  des umgebenden Wassers bestimmt. Die zeitlichen Variationen des  $\delta^{18}\text{O}$  im Korallenskelett sind daher direkt mit Variationen des Klimas und der Ozeanzirkulation verbunden. Das Korallenskelett mit einer zugehörigen lokalen Temperaturkurve wird in Abb. 2 gezeigt. Sechs Proben pro Jahr sorgen dabei für einen zeitlich gut aufgelösten Jahresgang.

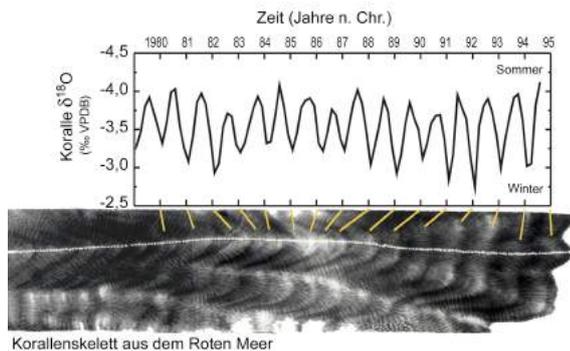


Abb. 2: Röntgenaufnahme eines Teils einer massiven Koralle aus dem nördlichen Roten Meer (Felis et al. 2000). Massive Korallen produzieren jährliche Dichtebänder in ihrem Karbonatskelett. Das Skelett beinhaltet isotopische und geochemische Signale, die für die Rekonstruktion von Meeresoberflächentemperaturen und dem hydrologischen Zyklus genutzt werden können.

Für eine Interpretation der rekonstruierten Zeitserie ist die Kenntnis der lokalen Strömungsverhältnisse im Ozean und in der Atmosphäre nötig. Der Ozean strömt im Roten Meer entgegen der vorherrschenden Windrichtung (von Norden nach Süden): Oberflächennahes Wasser wird nach Norden in die Region um die Sinai-Halbinsel transportiert, sinkt dort aufgrund hoher Wärmeverluste und der daraus resultierenden Abkühlung und Dichteerhöhung ab und wird als Zwischen- oder Tiefenwasser nach Süden zurücktransportiert (Cember 1988). Obwohl die Strömungsverhältnisse im Roten Meer eine deutlich andere Struktur und räumliche Skala als im Atlantik aufweisen, hat die Umwälzbewegung im Roten Meer Ähnlichkeiten mit der Umwälzbewegung im Atlantischen Ozean, die als ozeanisches Förderband bezeichnet wird (Broecker 1991, Brüning und Lohmann 1999).

Die Tiefen- und Zwischenwasserbildung im nördlichen Roten Meer ist mit aus den Norden kommenden winterlichen Kaltluftausbrüchen verbunden (Eshel und Naik 1997) und wird außerdem begünstigt, wenn das aus dem Süden heranströmende Wasser schon eine hohe Dichte

aufweist (Präkonditionierung). Letzteres hängt eng mit der Verdunstungsrate über dem Roten Meer zusammen, welche sensitiv von der Windrichtung, Temperatur und Feuchtigkeit der Luftmassen beeinflusst wird. Da die vertikale Schichtung im nördlichen Roten Meer sehr empfindlich auf solche Kaltluftausbrüche reagiert<sup>1</sup>, können relativ kleine Änderungen der atmosphärischen Zirkulation einen erheblichen Effekt auf die Tiefen- und Zwischenwasserbildung (Eshel und Naik 1997) und somit auf die lokale Oberflächentemperatur des Meerwassers und damit letztlich auf das  $d^{18}O$  Verhältnis der Koralle haben.

In der Tat kann diese Korallenchronologie zur Rekonstruktion eines großskaligen Klimamodus, der Arktischen Oszillation (Thompson und Wallace 1998) herangezogen werden. Die Arktische Oszillation (oder ihr Verwandter, die Nordatlantische Oszillation) bestimmt ganz wesentlich die Stärke der Westwinde in unseren Breiten und damit auch, ob hier milde oder strenge Winter vorherrschen. Zur statistischen Analyse werden die Januar-Februar  $d^{18}O$  Werte der Koralle eines jeden Jahres mit so genannten Reanalysedaten des bereitgestellten bodennahen Luftdrucks für die Periode 1948-1995 korreliert (Abb. 3a). Abb. 3b zeigt die entsprechende Korrelationskarte für den Index der Arktischen Oszillation (Thompson und Wallace 1998). Die Ähnlichkeit der räumlichen Muster sowie die ähnlichen zeitlichen Verläufe der Arktischen Oszillation und der  $d^{18}O$  Werte der Koralle (Abb. 3c) legen den Schluss nahe, dass sich das Phänomen der Arktischen Oszillation in der Korallenzeitserie widerspiegelt.

---

<sup>1</sup> Der Ertrag der Apfelsinenernte in Israel wird ebenso von diesen Ereignissen beeinflusst.

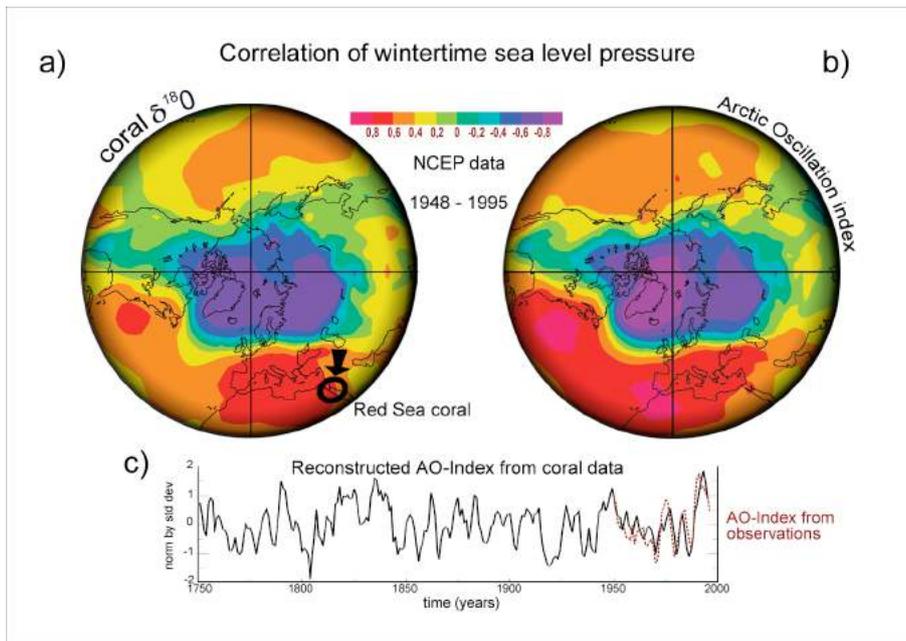


Abb. 3: Korrelationskarten der Januar-Februar  $d^{18}O$  Werte der Koralle (a) und des Index der Arktischen Oszillation (b) mit dem Bodenluftdruck aus den Reanalysedaten (Kalnay et al. 1996). Die zugehörigen Zeitserien sind in c) gezeigt. Für alle Analysen wurde ein 3-Jahresfilter benutzt und der Trend aus den Daten eliminiert.

Das Luftdruckmuster (Abb. 3a) vermittelt einen Einblick in die meteorologischen Situationen, die  $d^{18}O$  Variationen im Korallenskelett bestimmen: In einer positiven Phase der Arktischen Oszillation (verstärktes Islandtief und Azorenhoch) gibt es vermehrt Westwinde über Nord- und Mitteleuropa, die für relativ milde Winter bei uns sorgen. Über dem Roten Meer gibt es dann vermehrt kalte und trockene Bedingungen, hervorgerufen durch den Transport von aus Norden stammenden kontinentalen Luftmassen (schematisch angedeutet in Abb. 1 und Abb. 3a). Dieses bewirkt eine erhöhte Verdunstung und kalte Meeresoberflächentemperaturen im nördlichen Roten Meer, wodurch die Dichte des Meerwassers erhöht wird, das Absinken von abgereichertem Oberflächenwasser bewirkt wird und damit auch für relativ hohe  $d^{18}O$  Werte der Koralle gesorgt wird (Eshel et al. 2000, Felis et al. 2000, Rimbu et al. 2001).

### 3 Klimamodelle: Von der traditionellen Sicht zur Erdsystemmodellierung

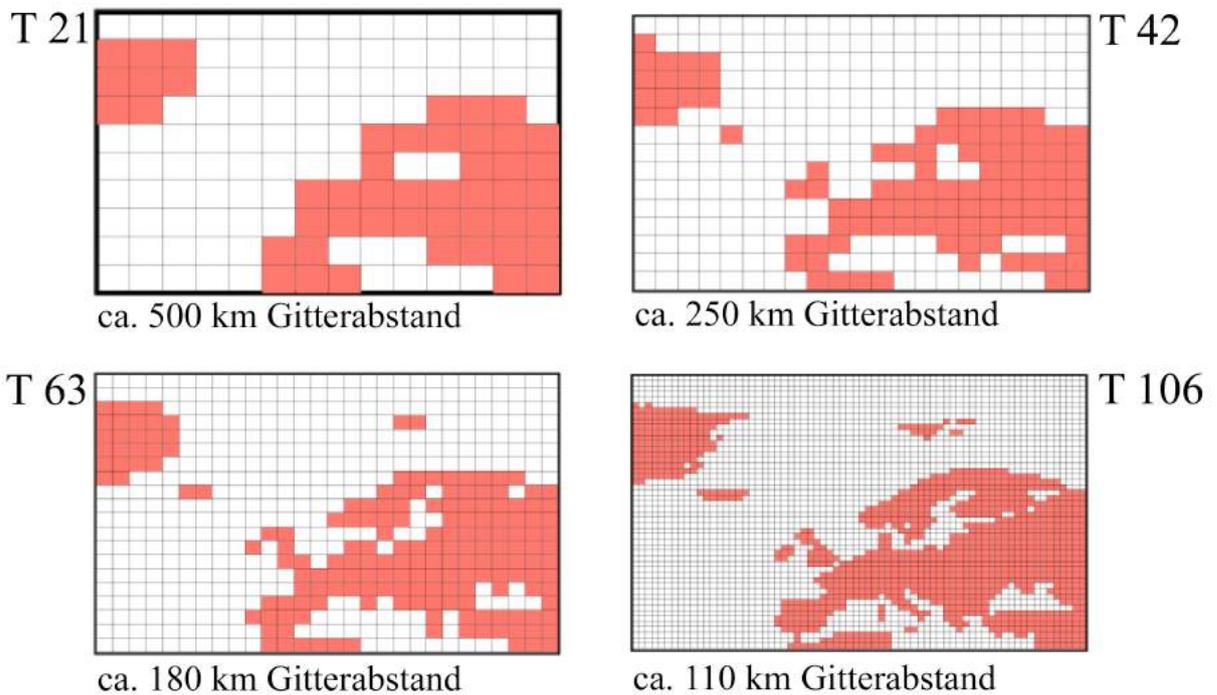
Das im letzten Kapitel dargestellte Verfahren kann auf erdgeschichtliche Zeitspannen, in denen die klimatischen und geografischen Bedingungen ähnlich den heutigen sind, angewendet werden. So kann man annehmen, dass die Klimamodi und deren räumliche Muster der letzten 7000 Jahre (Holozän) und z.B. auch in der letzten Warmzeit des Eems (ca. 120.000 Jahre vor heute) mit den heutigen Bedingungen vergleichbar sind (Abb. 4). Das Klima für andere geologische Zeiten, in

denen die Land-Meer-Verteilung oder die Verteilung der großen Eisschilde anders als heute gewesen sind, können nicht aus der Gegenwart erschlossen werden (vgl. in Abb. 4, Letztes Glaziales Maximum, Miozän bzw. Schneeball-Erde). Einen Zugang zum Verständnis des Klimas und zur Interpretation geowissenschaftlicher Daten können daher nur Modelle mit entsprechend spezifizierten Randbedingungen liefern.

Die meisten Klimamodelle basieren auf physikalischen Grundgleichungen, die auf einem Gitter numerisch gelöst werden. Abb. 5 zeigt für den europäischen Raum die Land-Meer-Verteilung für die Klimamodelle in verschiedenen räumlichen Auflösungen.



Abb. 4: Abschnitte aus der Erdgeschichte und eine Auswahl aktueller Themen der Paläoklimamodellierung.

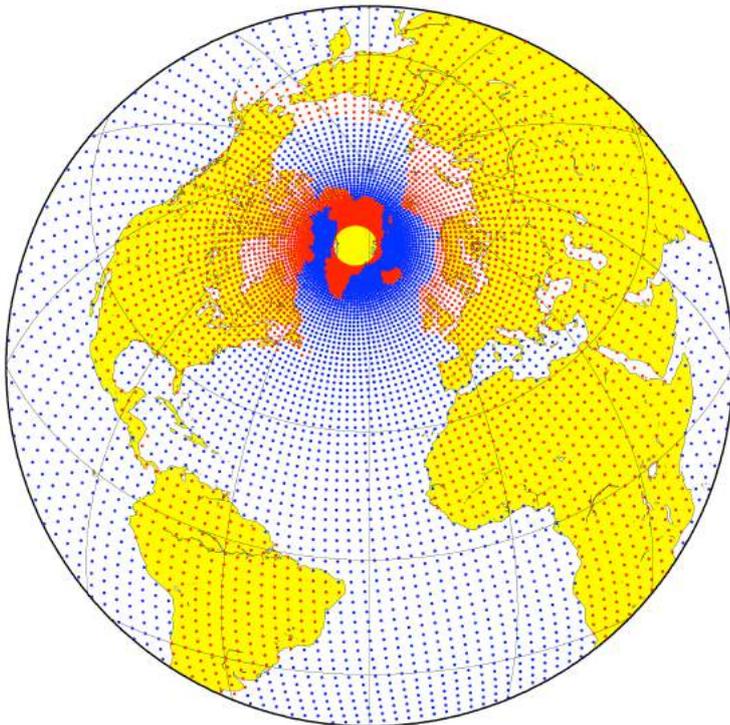


*Abb. 5: Verschiedene Gitterauflösungen in einem Klimamodell. Gezeigt ist als Ausschnitt der nördliche Nordatlantik und Europa.*

Man kann sich bei der Verwendung solcher Gitter natürlich fragen, ob nicht bestimmte Größen und Prozesse durch das Raster fallen. Intuitiv wird man vermuten, dass die Chance, Einzelheiten des Systems nicht zu erfassen, mit der Größe der Gitterweite zusammenhängt. Als ein Beispiel sei die antarktische Momentaufnahme (Foto 1) betrachtet. Das Foto zeigt eine Eislandschaft, die sich bei näherem Hinsehen als räumlich heterogen herausstellt: Das Packeis besteht aus einzelnen Schollen, die im Ozean driften können. Auf einigen Schollen befinden sich Pinguine. Keine dieser Schollen kann in einem Klimamodell explizit berücksichtigt werden, sondern es wird versucht, die Effekte der Schollen in dem Raster des Modells zu beschreiben. Dieses Rastern stellt eine grundsätzliche Schwierigkeit bei der Formulierung und Interpretation der Klimamodelle dar. Es gibt neuerdings Modelle, die auf Regionen fokussiert sind und dort die entsprechenden Skalen und Prozesse besser auflösen können (Abb. 6).



*Foto 1: Foto einer antarktischen Eislandschaft, das auf einer Expedition mit dem Eisbrecher „Polarstern“ des Alfred-Wegener-Instituts für Polar- und Meeresforschung aufgenommen wurde.*



*Abb. 6: Ein Modellgitter, welches in der Region um Grönland eine sehr feine Auflösung besitzt. Auf diesem Gitter werden die ozeanischen Strömungen berechnet (Jungclaus et al. 2005, Lohmann et al. 2006).*

Vergleiche zwischen rekonstruierten und modellgestützten Datensätzen werden durch die grundverschiedene Struktur der zu untersuchenden Datensätze erheblich erschwert. Simulierte Daten globaler Modelle sind aus den oben angeführten Gründen bei kleinskaligen Phänomenen meist wenig verlässlich, während viele Zeitserien aus den Klimaarchiven nur für lokal begrenzte Orte repräsentativ sind. Diese grundsätzlichen Schwierigkeiten gilt es zu überwinden, da Modellergebnisse zur Interpretation der Paläodaten unerlässlich sind.

Klimasimulationen ermöglichen eine Trennung des extern angetriebenen Klimasignals (z.B. durch die Sonne) von der internen Variabilität in dem Rahmen, in dem Signal und Rauschen voneinander zu trennen sind. Dieses ist durch die Auswertung von Paläodaten alleine nicht möglich. Ein eher technisches Problem sind die extrem aufwändigen Rechnungen der komplexen Klimamodelle. Deshalb müssen vorhandene gekoppelte Atmosphäre-Ozean-Eis Zirkulationsmodelle, wie sie für die Prognose der nächsten 100 Jahre eingesetzt werden, für Simulationen des Paläoklimas aus Rechenzeitgründen angepasst werden (z.B. Lorenz und Lohmann 2004) oder Aspekte des Klimas vereinfacht behandelt werden. Ein Beispiel dafür sind die so genannten Erdsystemmodelle mittlerer Komplexität (z.B. Claussen et al. 2002).

Es zeigt sich, dass die Klimadynamik im günstigsten Fall durch eine ganze Bandbreite von Modellen beschrieben werden kann. Klimamodelle kann man nach ihrer Komplexität unterscheiden (Abb. 7). So gibt es

- räumlich hochaufgelöste Modelle, die alle drei Raumdimensionen recht genau auflösen. (Eine oft verwendete Abkürzung für diese Modelle ist GCM von englisch general circulation model.) Die Ursprünge dieser Modelle gehen auf die Wettervorhersagemodelle sowie Klimamodelle für die Simulation der letzten 100 und der nächsten 100 Jahre zurück. Diese Modelle beinhalten die Beschreibung der atmosphärischen Zirkulation, Ozeanzirkulation, Meereisdynamik und teilweise auch schon die Behandlung von Änderungen in den Landflächen. Traditionell führt man im Bereich der Paläoklimamodellierung so genannte Zeitscheibenexperimente durch, bei denen die Randbedingungen (Einstrahlung, Ausdehnung der Eisschilde, Treibhausgaskonzentrationen) festgehalten werden (siehe PMIP, 2000). Die Beschränkung auf einzelne Zeitpunkte rührt eher aus den zur Verfügung stehenden Rechnerkapazitäten denn aus wissenschaftlichen Fragestellungen. Man kann für bestimmte Anwendungen die Rechenzeit reduzieren, indem die unterschiedlichen Zeitskalen der Komponenten ausgenutzt und Teilsysteme beschleunigt werden. Typische Zeitskalen sind für Atmosphäre: Minuten bis Jahre, ozeanische Deckschicht: Tage bis Jahrzehnte, tiefer

Ozean: Jahrzehnte bis Jahrmillionen.

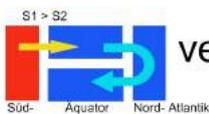
- Konzeptmodelle mit nur ganz wenigen Gleichungen, die aber oft noch eine geschlossene Lösung (als Formel) erlauben. Diese Modelle sollen einen bestimmten Prozess im Klimageschehen verständlich machen und haben nicht den Anspruch, räumlich explizite Informationen zu verarbeiten. Als Beispiel ist hierfür ein Konzeptmodell zur ozeanischen Tiefenwasserströmung dargestellt (Abb. 7). Ein anderes prominentes Beispiel ist das stochastische Klimamodell von Hasselmann (1976).
- Modelle, die räumlich und zeitlich nicht so hoch aufgelöst sind, dafür aber in der Regel mehr Teilkomponenten als die komplexen Modelle und entsprechende Rückkopplungen berücksichtigen. Die Klasse dieser Modelle mittlerer Komplexität umfasst zonal gemittelte Modelle; Modelle, bei denen die atmosphärische Dynamik nur indirekt berücksichtigt wird; Statistische Modelle usw. Ein Vorteil dieser Methode ist der reduzierte Rechenaufwand, so dass transiente Phänomene, wie z.B. das Einsetzen der Eiszeiten, berechnet werden können. Auch methodisch haben diese Modelle durchaus einen gewissen Reiz, da sehr viel mehr so genannte Sensitivitätsstudien möglich sind, um das System zu verstehen. Eine Zusammenstellung der Modelle mittlerer Komplexität befindet sich in Claussen et al. (2002).



räumlich detaillierte Modelle (3D)



Modelle mittlerer Komplexität



vereinfachte Modelle/Konzeptmodelle

Abb. 7: Schematische Darstellung unterschiedlicher Modellkategorien, Modelle unterschiedlicher Komplexität.

So genannte Erdsystemmodelle bilden nicht nur das rein physikalische System ab, sondern versuchen, die verschiedenen Komponenten des Erdsystems zu integrieren (z.B. die Biosphäre und die chemischen Kreisläufe). Abb. 8 veranschaulicht den Paradigmenwechsel bei der Formulierung von Klimamodellen: Der traditionelle Ansatz schaut auf die einzelnen Komponenten und versucht, bessere Formulierungen der Prozesse zu finden. Der Erdsystemansatz sieht die Komponenten als Teile des Gesamtsystems mit verschiedenen Wechselwirkungen.

Neuerdings wird sogar versucht, die Größen, die in den Klimaarchiven aufgezeichnet werden, direkt zu simulieren und dann mit den realen Daten zu vergleichen. Als ein prominentes Beispiel seien hier die Sauerstoffisotope in marinen Sedimenten und Eiskernen erwähnt. Dadurch ergeben sich ganz neue Möglichkeiten zum Verständnis von Paläoklimadaten und für die aufgezeichneten Klimaveränderungen. Mit Hilfe dieser Ansätze wird in den nächsten Jahren versucht, viele Aspekte der Erdgeschichte (vgl. Abb. 4) zu erfassen.

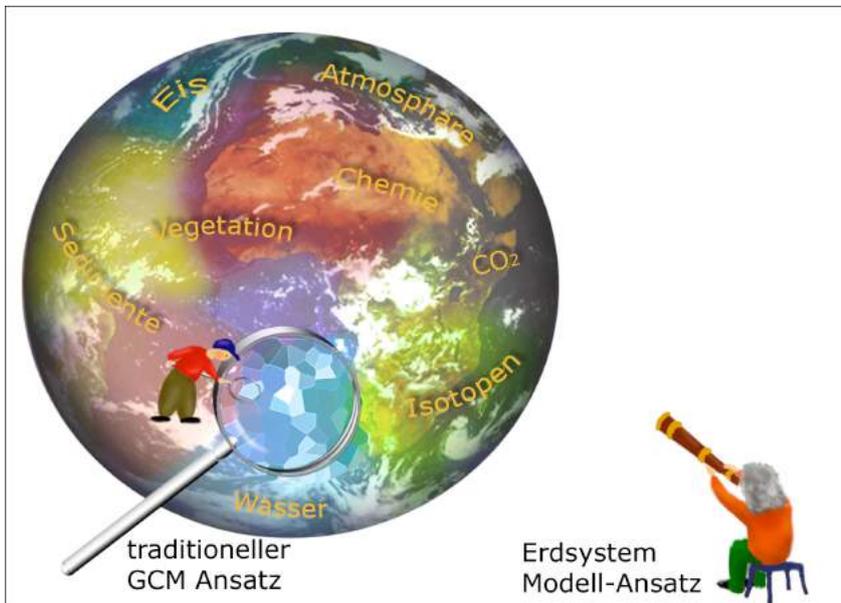


Abb. 8: Verschiedene Modellansätze: Traditioneller Ansatz, bei dem mit einem allgemeinen Zirkulationsmodell (englisch GCM) ein Teilsystem analysiert wird. Erdsystemansatz, bei dem die Wechselwirkungen der Teilsysteme im Vordergrund stehen.

#### 4. Zusammenfassung und Ausblick

Heute kommt der Erforschung des vergangenen Klimas eine besondere Bedeutung zu, weil sich die heutige Situation durch einen einzigartigen Unterschied gegenüber den vorhergehenden etwa 4 Milliarden Erdgeschichte auszeichnet. Dies ist die Erkenntnis, dass erstmals eine Gemeinschaft von Lebewesen in der Lage zu sein scheint, die zukünftige globale Klimaentwicklung entscheidend beeinflussen zu können, und dies vielleicht mit regionalen Auswirkungen auch schon seit mehreren tausenden von Jahren getan hat. Gerade die Erforschung des Aspektes menschgemachter versus natürlicher Klimaveränderungen ist eine ganz entscheidende Frage mit regionaler und globaler Relevanz. Zusätzlich angetrieben von der aktuellen Diskussion über die möglichen Konsequenzen der anthropogenen Emissionen fossiler Brennstoffe und der Erhöhung der Treibhausgas Konzentrationen in der Atmosphäre, steht die Erforschung der Klimavariabilität unter besonderer Beobachtung der Öffentlichkeit und politischer Entscheidungsgremien. Dies ist insbesondere der

Fall, wenn es darum geht, die möglicherweise durch Menschen beeinflussten Klimaschwankungen in historischer Zeit (die letzten etwa 2000 Jahre und hier vor allem die letzten 150 Jahre seit Beginn der industriellen Entwicklung mit enormen Energieverbrauch) von denen zu unterscheiden, die seit mehreren tausenden von Jahren wirksam waren (vgl. Abb. 4).

In der Diskussion über die Frage, wie zukünftige Klimaänderungen die Umwelt beeinflussen, möchte man wissen, ob und wie die Zunahme der Treibhausgaskonzentrationen das Klima der Erde bereits signifikant verändert hat. Um diese Frage angehen zu können, sind detaillierte Kenntnisse der Amplituden und Frequenzen der natürlichen Variabilität von Temperatur und temperaturabhängigen Umweltgrößen im Ozean, über den Kontinenten und in der Kryosphäre notwendig. Ein geeigneter Weg dorthin wäre die Untersuchung historischer Zeitserien direkter Temperaturmessungen oder der Dokumentation solcher Umweltbeobachtungen. Unglücklicherweise liegen Aufzeichnungen von Temperaturmessungen, die eine Aussage über globale Klimaänderungen erlauben würden, nur für die jüngste Vergangenheit vor. Zudem fallen sie in die Zeit, in der bereits ein deutlicher Einfluss der menschlichen Aktivitäten auf die natürlichen Bedingungen stattfand. Änderungen in der in Abschnitt 2 dieses Beitrages behandelten Arktischen oder Nordatlantischen Oszillation sind sowohl in Beobachtungen (Hurrell 1995) als auch Modelstudien (z.B. Fyfe et al. 1999) nachgewiesen worden. Ein spezielles Augenmerk richtet sich bei der Diskussion auf den Sprung in der 1970er Jahren von relativ strengen zu milden Wintern, ausgedrückt in Form des Arktischen Oszillations Index (Abb. 3c). Die Daten aus den Korallen zeigen nun, dass dieser Sprung in ähnlicher Weise schon in Zeiten aufgetaucht ist, in denen der Mensch noch nicht signifikant die Treibhausgaskonzentrationen beeinflusst hat.

Informationen über weiter zurück liegende Zeiten kann man neben der Benutzung von Stellvertreterdaten aus den oben genannten Archiven, in denen vergangene Klimazustände und Umgebungsbedingungen gespeichert vorliegen, durch Klimasimulationen gewinnen. Die zur Verfügung stehenden Klimamodelle sind bereits jetzt in der Lage, ein breites Spektrum von Phänomenen abzubilden (IPCC, 2002). Dieses wurde u.a. dadurch möglich, dass geeignete Großrechenanlagen für die aufwändigen Rechnungen zur Verfügung stehen (Foto 2).



*Foto 2: Foto von einem Hochleistungsrechner, der für die Klimaforschung eingesetzt wird. Dieser Rechner steht am Deutschen Klimarechenzentrum in Hamburg, welches vom Max-Planck-Institut für Meteorologie, der Universität Hamburg, dem GKSS Forschungszentrum und dem Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung betrieben wird.*

Eine Herausforderung für die Modelle stellt ihre Verlässlichkeit auf langen Zeitskalen dar. Die Daten des Paläoklimas sind deshalb ein unverzichtbarer Test für diese Modelle, weil sie Informationen über Klimavariationen enthalten, die in der Vergangenheit tatsächlich stattgefunden haben. Die Rekonstruktion von längeren Zeitserien wie z.B. der Temperatur an der Erdoberfläche mit adäquaten Methoden der Geochemie oder der Paläobiologie würde eine quantitative Abschätzung von Klimaänderungen erlauben. Die Informationen über das Paläoklima sind aber nicht für alle notwendigen Zeiten und geographischen Regionen verfügbar. Die Modelle sind weiterhin von der Vorgabe der Änderungen von externen Antrieben abhängig, die z.T. noch nicht genügend quantifiziert wurden und für Teile der Erdgeschichte (Abb. 4) noch weiter erforscht werden müssen.



*Abb. 9: Das Paläoklimapuzzle.*

Ziel der Paläoklimaforschung ist es daher, aus den zur Verfügung stehenden Daten, die durch Beobachtungen, Modellstudien und Rekonstruktionen gewonnen wurden, Zusammenhänge und Gesetzmäßigkeiten, die in der Natur vorkommen, zu erkennen. Solche charakteristischen Muster zu finden ist einer der Schlüsselprozesse wissenschaftlicher Entdeckung in der Paläoklimaforschung. Dies ist vergleichbar mit einem Puzzle (Abb. 9), dessen Teile den richtigen Platz finden, sobald man das Bild erkannt hat, welches das Puzzle ergeben soll.

### **Literatur:**

Broecker, W.S.: The great ocean conveyor. *Oceanography* 4 (1991) H. 2, S. 79-89

Brüning, R., und G. Lohmann: Charles S. Peirce on creative metaphor: A case study of the conveyor belt metaphor in Oceanography. *Foundations of Science* 4 (1999) H. 4, S. 389-403

Cember, R.P.: On the sources, formation, and circulation of Red Sea deep water. *Journal of Geophysical Research* 93 (1988) H. C7, S. 8175-8191

Charles, C.D., D.E. Hunter, und R.G. Fairbanks: Interaction between the ENSO and the Asian monsoon in a coral record of tropical climate. *Science* 277 (1997) S. 925-928

Claussen, M., L.A. Mysak, A.J. Weaver, M. Crucifix, T. Fichefet, M.-F. Loutre, S.L. Weber, J. Alcamo, V.A. Alexeev, A. Berger, R. Calov, A. Ganopolski, H. Goosse, G. Lohmann, F. Lunkeit, I.I. Mokhov, V. Petoukhov, P. Stone, and Z. Wang: Earth System Models of Intermediate Complexity: Closing the Gap in the Spectrum of Climate System Models. *Climate Dynamics* 18 (2002) S. 579-586

Cole, J.E., R.G. Fairbanks, and G.T. Shen: Recent variability in the Southern Oscillation: Isotopic results from a Tarawa Atoll coral. *Science* 260 (1993) S. 1790-1793

Eshel, G., and N.H. Naik: Climatological coastal jet collision, intermediate water formation, and the general circulation of the Red Sea. *Journal of Physical Oceanography* 27 (1997) S. 1233-1257

Eshel, G., D.P. Schrag, and B.F. Farrell: Troposphere-planetary boundary layer interactions and the evolution of ocean surface density: lessons from Red Sea corals. *Journal of Climate* 13 (2000) S. 339-351

Felis, T., J. Pätzold, Y. Loya, M. Fine, A.H. Nawar, G. Wefer: A coral oxygen isotope record from the northern Red Sea documenting NAO, ENSO, and North Pacific teleconnections on Middle East climate variability since the year 1750. *Paleoceanography* 15 (2000) S. 679-694

Fyfe, J.C., G.J. Boer, and G. Flato: The Arctic and Antarctic Oscillations and their projected changes under global warming. *Geophysical Research Letters* 26 (1999) S. 1601-1604

Hasselmann, K.: Stochastic climate models. Part I: Theory. *Tellus* 28 (1976) S. 473–485

Hurrell J.W.: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science* 269 (1995) S. 676-679

IPCC Third Assessment Report: Climate Change 2001, Vol. I - Climate Change: The Scientific Basis, 2002, available at: [http://www.grida.no/climate/ipcc\\_tar/wg1/index.htm](http://www.grida.no/climate/ipcc_tar/wg1/index.htm)

Jungclauss J.H., H. Haak, M. Latif, and U. Mikolajewicz: Arctic-North Atlantic interactions and multidecadal variability of the meridional overturning circulation. *Journal of Climate* 18 (2005) S. 4013-4031

Kalnay, E.M., und Co-Autoren: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society* 77 (1996) S. 437-471

Lohmann, G., H. Haak, und J.H. Jungclaus: Detecting climate change in Atlantic meridional overturning circulation. *Climate Dynamics* (submitted) (2006)

Lorenz, S., und G. Lohmann, G: Acceleration technique for Milankovitch type forcing in a coupled atmosphere-ocean circulation model: method and application for the Holocene. *Climate Dynamics* 23 (2004) H. 7-8, S. 727-743, doi:10.1007/s00382-004-0469-y

PMIP, Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP): proceedings of the third PMIP workshop, Canada, 4-8 October 1999, in WCRP-111, WMO/TD-1007, edited by P. Braconnot, pp. 271, 2000. Infos: <http://www-lsce.cea.fr/pmip>

Rimbu, N., G. Lohmann, T. Felis, J. Pätzold: Arctic Oscillation signature in a Red Sea coral. *Geophysical Research Letters* 28 (2001) S. 2959-2962

Thompson, D.W.J., und J.W. Wallace: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters* 25 (1998) S. 1297-1300

Urban, F.E., J.E. Cole, und J.T. Overpeck: Influence of mean climate change on climate variability from 155-year tropical Pacific coral record. *Nature* 407 (2000) S. 989-993

Gerrit Lohmann  
Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research  
Bussestr. 24  
D-27570 Bremerhaven  
Deutschland

Geburtsjahr: 1965

Email: [Lohmann@awi-bremerhaven.de](mailto:Lohmann@awi-bremerhaven.de)  
Telephone: +49(471)4831-1758 / 1760

Fax: +49(471)4831-1797  
<http://www.awi-bremerhaven.de/Modelling/Paleo>

Forschungsschwerpunkte:

Paläoklimadynamik

Erdsystemmodellierung

Statistische Analyse von instrumentellen und geowissenschaftlichen Daten

Tiefenzirkulation des Ozeans

Konzeptmodelle im Klimasystem