
Einleitung

Eine wissenschaftliche Frage, die uns alle angeht, lautet:
Wie wird das Klima der Zukunft ?

Motivation:

Begriffe wie „Treibhauseffekt“ und „Ozonloch“ geistern durch die Medien, jeder stärkere Sturm wird als Vorbote kommender Klimaänderungen betrachtet. Klimaforscher versuchen, tatsächliche Trends zu erfassen und Prognosen über zukünftige Entwicklungen zu geben [Houghton et al., 1996]. Die Landoberfläche, insbesondere die Vegetation, spielt hier eine entscheidende Rolle. Zum einen reagiert sie mehr oder minder unmittelbar auf Klimaänderungen und hat somit direkte Auswirkungen auch auf die menschliche Lebensqualität. Zum anderen kann sie selbst wiederum Klimaänderungen verstärken oder abschwächen, wobei biogeochemische wie auch biogeophysikalische Vorgänge zu Grunde liegen. Erstere sind gerade im Bezug auf Differenzen des atmosphärischen Gehaltes an Kohlendioxid (CO_2) Gegenstand zahlreicher Untersuchungen. Die folgende Arbeit wird sich ausschließlich mit biogeophysikalischen Vorgängen befassen.

Zur Simulation der zukünftigen Klimaentwicklung werden oftmals Klimamodelle verwendet, von denen man lediglich weiß, dass sie das heutige Klima befriedigend beschreiben können, nicht jedoch, ob sie auch für die Anwendung auf veränderte Klimazustände ihre Gültigkeit bewahren. Da man ihre Richtigkeit für zukünftiges Klima jetzt nicht beurteilen kann, wendet man sich in der Klimamodellierung zunächst der Vergangenheit zu: Erst wenn ein Modell in der Lage ist, vergangene Klimate zufriedenstellend wiederzugeben, kann man seinen Prognosen für die Zukunft ein gewisses Vertrauen entgegenbringen [Grassl, 2000]. Darüber hinaus können Modelle helfen, geologische Befunde mittels physikalischer Prozesse zu erklären.

Diesen Überlegungen folgend wurde in den vergangenen Jahren eine große Anzahl von Simulationen verschiedener Paläoklimate mit unterschiedlichen Klimamodellen durchgeführt. Es wurden einerseits vereinfachende Modelle benutzt [North et al., 1983, Harvey, 1989, Gallee et al., 1992, Berger et al., 1993, Crowley and Kim, 1994], in der Mehrheit jedoch globale Zirkulationsmodelle (*GCMs* = General Circulation Models). Hierbei handelte es sich zumeist um reine Modelle der Atmosphäre [Kutzbach and Guetter, 1986, Prell and Kutzbach, 1987, Lautenschlager and Herterich, 1990, de Noblet et al., 1996a, Dong et al., 1996, Hewitt and Mitchell, 1996, Lorenz et al., 1996], zum Teil verbunden mit einem Modell zur Beschreibung der ozeanischen Deckschicht als Ersatz für ein realistisches Ozeanmodell [Broccoli and Manabe, 1987, Foley et al., 1994, Gallimore and Kutzbach, 1996, TEMPO-members, 1996, Braconnot et al., 2000]. In neueren Simulationen wurden die Atmosphären-Modelle oftmals entweder mit *GCMs* des Ozeans gekoppelt [Kutzbach and Liu, 1997, Hewitt and Mitchell, 1998, Montoya et al., 1998, Montoya et al., 2000] oder mit Modellen der Vegetation [de Noblet et al., 1996b, Claussen and Gayler, 1997, Texier et al., 1997, Kubatzki and Claussen, 1998].

Die verschiedenen Klimamodelle stimmen in der Vorhersage einiger Muster überein; beispielsweise zeigen sie eine verstärkte Monsunzirkulation in Nordafrika zu Zeiten verstärkter sommerlicher Erwärmung der Nordhemisphäre, etwa im mittleren Holozän (siehe Abschnitt 2.2). Sie weisen jedoch auch eine Vielzahl von Unterschieden auf. Um

diese zu erfassen, werden Ergebnisse von Paläoklima-Simulationen verschiedener GCMs beispielsweise im *PMIP* (Paleoclimate Modeling Intercomparison Project) verglichen [Joussaume and Taylor, 1995, Masson et al., 1999, Joussaume et al., 2000].

Aus den Paläoklima-Simulationen wird deutlich, dass die Vernachlässigung der Veränderlichkeit der Vegetation oder des Ozeans unter sich ändernden Klimabedingungen zu einer Unterschätzung bestimmter Effekte führen kann. Zum Beispiel zeigen die gekoppelten Atmosphäre-Vegetations-Modelle, dass im mittleren Holozän die Intensivierung des Sommermonsuns in Nordafrika durch eine sich ausbreitende Vegetation deutlich verstärkt werden kann [Claussen and Gayler, 1997, Texier et al., 1997]. Im Letzten Glazialen Maximum (siehe Abschnitt 2.2) kann eine Abkühlung in den Tropen durch Veränderungen der ozeanischen Zirkulation intensiviert werden, wie aus Simulationen eines gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Modells hervorgeht [Ganopolski et al., 1998b]. Schließlich wird die Vegetation von den durch die Veränderlichkeit des Ozeans hervorgerufenen Klimaänderungen beeinflusst [Bonan et al., 1992] und umgekehrt - es kommt zu Synergieeffekten.

Um all diese Effekte zu erfassen, sollten möglichst viele Klima-Untersysteme in eigenen Modellen beschrieben und diese mit dem Atmosphären-Modell gekoppelt werden [Grassl, 2000]. Dennoch steht die Verwendung „vollständig“ gekoppelter Atmosphäre-Ozean-Vegetations-Modelle für die Simulation von Paläoklimaten noch ganz am Anfang - zu dem Zeitpunkt, als die in dieser Arbeit beschriebenen Simulationen durchgeführt wurden, gab es hierzu meines Wissens noch keine Studien. Mittlerweile existieren das gekoppelte GENESIS-IBIS-Modell [Levis et al., 1999] und das GENESIS-EVE-Modell [Pollard et al., 1998]. Diese verwenden allerdings als Ozeanmodell lediglich ein Modell zur Beschreibung der ozeanischen Deckschicht. Sie können also zwar die Veränderungen der Temperaturen an der Meeresoberfläche (*SSTs* = sea surface temperatures) und der Meereis-Bedeckung erfassen, nicht aber die von ozeanischen Strömungen, die, wie wir noch sehen werden, auch eine wichtige Rolle bei Klimaveränderungen spielen können. Auch gibt es inzwischen eine iterativ gekoppelte Version des IPSL-BIOME1-Modells [Braconnot et al., 1999]. Mit dieser wurden kürzlich ebenfalls Untersuchungen zu Synergieeffekten im mittleren Holozän in Nordafrika veröffentlicht; wie ich später noch näher erläutern werde, weist die dort beschriebene Versuchsdurchführung jedoch einige Unzulänglichkeiten auf.

Die Bedeutung der Vegetation in Paläoklima-Simulationen wurde in einigen Studien belegt [Harvey, 1989, de Noblet et al., 1996b, Claussen and Gayler, 1997, Crowley and Baum, 1997, Texier et al., 1997, Kubatzki and Claussen, 1998, Pollard et al., 1998, Braconnot et al., 1999, Levis et al., 1999]. Dabei ist jedoch das Ausmaß ihrer Klimawirksamkeit keineswegs klar. Beispielsweise beschränkt sich in zwei gekoppelten GCMs die Intensivierung des Sommermonsuns in Nordafrika im mittleren Holozän auf eine relativ kleine Region am Südrand der Sahara [Texier et al., 1997, Pollard et al., 1998], während sie sich in einem anderen GCM über fast die gesamte Westsahara erstreckt [Claussen and Gayler, 1997]. Ursachen für derartige Diskrepanzen werden nur selten systematisch untersucht [de Noblet et al., 2000, Joussaume et al., 2000].

Die Vegetation steht in enger Wechselwirkung mit dem bodennahen Klima. Eine exakte Beschreibung dieser Zusammenhänge ist, nicht zuletzt durch einen Mangel an flächendeckenden Beobachtungsdaten, schwierig und wird in den meisten derzeitigen Kli-

mamodellen vergleichsweise einfach dargestellt [Grassl, 2000]. Studien für heutiges Klima zeigen die Bedeutung der Bodenenergie- und -wasserflüsse auf das Klima (siehe Kap. 1) und somit auf die Vegetation. Dennoch wurde bislang in globalen Klimamodell-Simulationen - meines Wissens - die Belastbarkeit des berechneten Paläoklimas im Hinblick auf Unsicherheiten in der verwendeten Parameterisierung der Landoberfläche nur wenig [Masson et al., 1998] analysiert.

Neue Aspekte:

Das in dieser Arbeit verwendete globale Klimamodell CLIMBER (Version 2.1) ist ein Modell mittlerer Komplexität. Seine recht geringen Rechenzeiten lassen eine größere Anzahl von Simulationen zu. Das Modell hat hier also einen Vorteil gegenüber herkömmlichen GCMs. CLIMBER umfasst Modelle zur Beschreibung von Atmosphären-, Ozean- und Vegetationsdynamik. Aus verschiedenen, später noch zu nennenden Gründen, habe ich mich in der vorliegenden Arbeit auf die Darstellung des Holozäns beschränkt:

- Mit CLIMBER haben wir die Reaktion eines *voll gekoppelten* Atmosphäre-Ozean-Vegetations-Systems auf die holozänen Einstrahlungsänderungen untersucht, und nicht - wie bis zum Zeitpunkt unserer Untersuchungen üblich - die Reaktion nur einzelner Untersysteme.
- CLIMBER wird entweder mit seinen Untermodellen für Ozean und/oder Vegetation betrieben oder aber mit einem fest vorgeschriebenen Zustand von Ozean und/oder Vegetation. Auf diese Weise wird abgeschätzt, welcher Effekt bei Festhalten des einen und/oder anderen Klimauntersystems vernachlässigt wird. Wir haben somit den Einfluss von veränderlichem Ozean und veränderlicher Vegetation getrennt untersucht, aber auch ihr Zusammenwirken und damit *Synergieeffekte*, was mit den bis zum Zeitpunkt unserer Untersuchung üblichen Modellen nicht möglich war und mit neueren Modellen noch nicht sorgfältig durchgeführt wurde.
Eine Übersicht über die wesentlichen Resultate unserer Simulationen wurde veröffentlicht [Ganopolski et al., 1998a].
- Bei allen bisherigen Paläoklima-Simulationen, mit Ausnahme einiger Simulationen mit vereinfachenden Modellen, handelt es sich um Gleichgewichts-Simulationen eines bestimmten Zeitpunktes. Das Klima zu einem gegebenen Zeitpunkt ist jedoch immer auch abhängig von seiner zeitlichen Entwicklung. Darüber hinaus kann es auf Grund bestimmter Mechanismen zu plötzlichen Umbrüchen kommen, die auf ähnliche Weise auch für die zukünftige Entwicklung des Klimasystems von Bedeutung sein könnten. Das Vertrauen in die Modellprognosen der zukünftigen Klimaentwicklung wird gestärkt, ist ein Modell in der Lage, vergangene abrupte Klimaänderungen zufriedenstellend wiederzugeben [Grassl, 2000].
Wir haben daher das *transiente Verhalten* des Klimasystems im Holozän untersucht. Um beispielsweise zeitlich veränderliche Einstrahlungsbedingungen verwenden zu können, habe ich zunächst einige Modifikationen des bestehenden Modells vorgenommen. Eine Übersicht über die wesentlichen Resultate der transienten Simulationen wurde veröffentlicht [Claussen et al., 1999b, Claussen and Kubatzki, 2000]. Die

Ergebnisse der transienten Simulationen werde ich denen aus den Gleichgewichts-Simulationen gegenüberstellen.

- Um die Effekte der verschiedenen Klima-Untersysteme übersichtlicher darzustellen, werde ich hier einen *Verstärkungsfaktor* einführen, den ich bereits bei der Untersuchung des Klimas des Eems angewandt habe [Kubatzki et al., 2000].
- Für bisherige Analysen beispielsweise des Einflusses der Vegetation im Holozän in einem Klimamodell wurde im Allgemeinen als heutiges Klima beziehungsweise als Klima des ungekoppelten Modells ein Klimazustand gewählt, der auf heutiger beobachteter Vegetation basiert [Claussen and Gayler, 1997, Texier et al., 1997]. Dies birgt eine gewisse Inkonsistenz in sich, da diese Vegetation im Allgemeinen nicht im Gleichgewicht zum simulierten Klima steht. Das bedeutet, dass man beim Übergang vom ungekoppelten zum gekoppelten Modell gewissermaßen zwei Effekte auf einmal betrachtet (heutige Beobachtung -> heutige Simulation -> Paläo-Simulation). Um *Konsistenz* zu gewährleisten, habe ich das Modell dergestalt modifiziert, dass für alle Experimente ausschließlich simulierte Größen verwendet wurden. Ferner haben wir zur Simulation des heutigen Klimas den vorindustriellen atmosphärischen CO₂-Gehalt zu Grunde gelegt. Auch dies gewährleistet Konsistenz, da sich vor Beginn des industriellen Zeitalters das Klima noch im Gleichgewicht mit dem CO₂-Gehalt befand, was seitdem jedoch nicht mehr der Fall ist.
- Empfindlichkeitsstudien zur Belastbarkeit der in Paläoklima-Simulationen gewonnenen Ergebnisse gegenüber Änderungen der Versuchsdurchführung werden nur selten und in Ansätzen durchgeführt, beispielsweise für die Sensibilität gegenüber Änderungen der Anfangsbedingungen [Claussen and Gayler, 1997, Kubatzki and Claussen, 1998, Levis et al., 2000a]. Auch von den hier präsentierten Experimenten wurden bislang nur die transienten Simulationen teilweise in dieser Hinsicht überprüft [Claussen et al., 1999b].
Mit einigen weiteren Empfindlichkeitsstudien möchte ich in der vorliegenden Arbeit die *Belastbarkeit* der zuvor getroffenen Aussagen im Hinblick auf die Versuchsdurchführung - insbesondere gegenüber den gewählten Anfangs- und Randbedingungen, der Wahl des Referenzzustandes und des simulierten Zeitpunktes - analysieren.
- Die simulierten Klima- und Vegetationsänderungen stehen in enger Beziehung zu den Prozessen an der *Landoberfläche*. Diese Prozesse werden bestimmt durch verschiedene Parameter und können sich nicht nur mit der Zeit und mit dem Ort, sondern auch mit dem jeweiligen Oberflächentyp ändern. Klimatische Unterschiede zwischen einzelnen Oberflächentypen bestimmen die Sensibilität eines Modelles mit veränderlicher Vegetation gegenüber einer Störung, etwa der Einstrahlung. Spricht man über die Belastbarkeit der simulierten Änderungen, so muss man den Einfluss dieser Parameter analysieren.
Hierzu habe ich zunächst eine für die einzelnen Oberflächentypen getrennte Ergebnisdarstellung in das Modell eingeführt. Hinter den von mir dann durchgeführten Analysen und Empfindlichkeitsstudien steht natürlich auch die Frage, inwieweit

Abweichungen der Modellresultate von denen anderer Modelle oder von geologischen Befunden ihre Ursache in einer - zwangsweise - vorhandenen Unsicherheit der Parameterisierung der Vorgänge an der Landoberfläche haben.

Ziel:

Mit der vorliegenden Arbeit werde ich zeigen,

1. inwieweit bisherige Modellergebnisse durch CLIMBER reproduziert werden;
2. dass über vorher übliche Modellsimulationen hinaus die Einbeziehung von Synergieeffekten wie auch die Darstellung dynamischer Prozesse eine wesentliche Rolle spielen, da sie die bisherigen Resultate verändern, erweitern und näher an geologische Befunde bringen können und somit das physikalische Verständnis dieser Befunde wie auch die Glaubwürdigkeit eines Modells vergrößern;
3. wie belastbar die üblicherweise anhand einzelner Modellrealisationen getroffenen Aussagen gegenüber Variationen der Versuchsdurchführung wie auch angesichts der vorhandenen Unsicherheiten der Parameterisierung der Landoberfläche sind.

Aufbau:

Die Arbeit habe ich folgendermaßen gegliedert: In **Teil I** werde ich Grundlagen über die Landoberfläche, über das Paläoklima wie auch über das hier verwendete Klimamodell vermitteln (*Kapitel 1-3*). In **Teil II** wird zunächst der Aufbau der Untersuchungen unserer Simulationen des Holozäns beschrieben (*Kapitel 4*) und anschließend die Resultate der Gleichgewichts- (*Kapitel 5*) und der transienten Simulationen (*Kapitel 6*), auch im Vergleich zu anderen Modellen und geologischen Befunden. Hierauf folgt meine Analyse der Belastbarkeit der bislang gewonnenen Ergebnisse, zunächst im Hinblick auf die Durchführung der Simulationen (*Kapitel 7*) und in **Teil III** - nach einer Darstellung der an der Landoberfläche ablaufenden Prozesse (*Kapitel 8*) - im Hinblick auf die Parameterisierung dieser Prozesse (*Kapitel 9*). Eine Zusammenfassung der Resultate und ein Ausblick auf zukünftige Aufgaben wird schließlich in *Kapitel 10* gegeben.

