

II Simulationen des Holozäns

4 Aufbau der Untersuchungen

4.1 Gleichgewichts-Simulationen

Aus verschiedenen Gründen habe ich das Holozän für die Simulationen dieser Arbeit ausgesucht: Zum einen sind die orbitalen Parameter seit etwa 9000 Jahren die wesentlichen sich ändernden externen Antriebsgrößen; die Ausdehnung von Inlandeis, der Meeresspiegel, sowie CO₂- und Aerosolgehalt der Atmosphäre waren weitgehend konstant (siehe Abb. 6). Zum anderen existiert für diese Zeit die größte Dichte an geologischen Vergleichsdaten, die zudem auf deutliche Änderungen an der Landoberfläche hindeuten (siehe Abschnitt 2.3). Da das mittlere Holozän, das heißt die Zeit um 6000 J.v.h. auch innerhalb des PMIP (siehe Einleitung) betrachtet wird, gibt es hierzu ferner eine Vielzahl anderer Modellergebnisse zum Vergleich.

Zunächst haben wir die Bedeutung der einzelnen Untersysteme des Klimasystems - hierbei insbesondere den Einfluss der Vegetation - wie auch deren Zusammenwirken untersucht. Unsere Gleichgewichts-Simulationen beschreiben das mittlere Holozän, das bedeutet, der einzige Unterschied im Vergleich zur Simulation CTL des heutigen Klimas (siehe Abschnitt 3.3) liegt in den drei orbitalen Parametern (siehe Abschnitt 2.2), deren Werte auf die um 6000 J.v.h. gesetzt wurden. Der CO₂-Gehalt der Atmosphäre lag wie in der Simulation CTL bei dem vorindustriellen Wert von 280 ppm. Das Modell wurde in verschiedenen Konfigurationen betrieben:

- **GA**: reines Atmosphären-Modell; Ozean und Vegetation wurden festgesetzt,
- **GAO**: gekoppeltes Atmosphäre-Ozean-Modell; Vegetation wurde festgesetzt,
- **GAV**: gekoppeltes Atmosphäre-Vegetations-Modell; Ozean wurde festgesetzt,
- **GAOV**: gekoppeltes Atmosphäre-Ozean-Vegetations-Modell.

Festgesetzt bedeutet, dass die Charakteristika des jeweiligen Klima-Untersystems als untere Randbedingungen auf ihre aus der Simulation CTL resultierenden Werte für jede Gitterbox eingefroren wurden. Diese Charakteristika sind für den Ozean SSTs, Meereisbedeckung und -höhe im Jahresgang, sowie für die Vegetation die Vegetationsanteile und LAI. Um die Verwendung simulierter unterer Randbedingungen zu ermöglichen, habe ich einige Veränderungen am Modell vorgenommen, das zunächst die Verwendung von Beobachtungsdaten vorsah. Die nicht festgesetzten Klima-Untersysteme wurden im Modell veränderlich berechnet. Teile dieser Untersuchungen wurden bereits veröffentlicht [Ganopolski et al., 1998a]. Die Integrationszeit betrug jeweils 5000 Jahre, um trotz der langen Reaktionszeit des Ozeans tatsächlich einen Gleichgewichtszu-

stand zu erreichen. Die in Kapitel 5 gezeigten Resultate stellen Mittelwerte über die letzten 100 Simulationsjahre dar.

Ergebnisse dieser Simulationen werden beispielsweise mit den im Rahmen des PMIP gewonnen Resultaten verglichen (siehe Abschnitte 5.1 - 5.3). Im Gegensatz zum allgemein üblichen Festsetzen der Ozean- und/oder Vegetations-Charakteristika auf Beobachtungsdaten erlaubt die in der vorliegenden Arbeit beschriebene Vorgehensweise einen direkten Vergleich mit der Simulation CTL und einen unmittelbaren Rückschluss auf die Bedeutung der einzelnen Untersysteme beim Übergang vom heutigen Klima zu dem des mittleren Holozäns. Konsistenz ist außerdem gewährleistet, da wir an Stelle des bei Simulationen des heutigen Klimas häufig verwendeten gegenwärtigen atmosphärischen CO_2 -Gehaltes den vorindustriellen Wert verwenden. Da vor Beginn des industriellen Zeitalters das Klimasystem noch im Gleichgewicht mit dem CO_2 -Gehalt stand, was seitdem jedoch nicht mehr der Fall ist, werden auf diese Weise unrealistische simulierte Änderungen von Klimavariablen vermieden.

Durch Vergleich mit der Simulation GAOV wird der aus den gleichzeitigen Wechselwirkungen mit dem Ozean und mit der Vegetation erwachsende Synergieeffekt abgeschätzt (siehe Abschnitt 5.4). Ein Vergleich der Resultate dieser Simulation mit entsprechenden Ergebnissen anderer gekoppelter Atmosphäre-Ozean-Vegetations-Modelle ist nicht möglich, da diese - meines Wissens - nicht existieren. Resultate der Simulation GAOV werden mit geologischen Befunden verglichen. Dies liefert einen Einblick in die Glaubwürdigkeit unseres Modells bei der Darstellung anderer als heutiger Klimate. Mit verschiedenen, in bisherigen Untersuchungen allenfalls in Ansätzen präsentierten Empfindlichkeitsstudien werde ich die Belastbarkeit der Ergebnisse unserer Paläoklima-Simulationen im Hinblick auf die Versuchsdurchführung überprüfen (siehe Kap. 7). Eine detaillierte Analyse der Prozesse an der Landoberfläche und eine Überprüfung der Sensibilität unserer Resultate gegenüber Änderungen der Parameterisierung der Landoberfläche werde ich in Kapitel 8 und 9 darstellen.

Alle diskutierten Gleichgewichts-Simulationen wurden mit der statischen Version des Vegetations-Modells durchgeführt. Dies bedeutet, dass die Vegetation in jedem Zeitschritt der Simulation im Gleichgewicht zum vorherrschenden Klima steht und sich nicht dynamisch entwickelt. Letzteres wäre bei heutigen Anfangsbedingungen und einer einmaligen Änderung der orbitalen Parameter von heutigen auf holozäne Werte ohnehin nicht realistisch. Die dynamische Entwicklung des Klimasystems durch das Holozän, angefangen vor 9000 Jahren, wird in den folgenden transienten Simulationen untersucht.

4.2 Transiente Simulationen

Das Klimasystem ist ein dynamisches System, dessen einzelne Komponenten auf verschiedenen Zeitskalen agieren (siehe Abb. 12). Zu einem gegebenen Zeitpunkt sind also die langsameren Komponenten nicht zwangsweise im Gleichgewicht mit dem externen Antrieb, die „Geschichte“ des Systems spielt eine Rolle. Somit ist es realistischer, an Stelle von bestimmten Zeitpunkten Zeitintervalle zu simulieren. Daher haben wir zusätzlich zu den Gleichgewichts-Simulationen für das mittlere Holozän auch transiente Simulationen durch das gesamte Holozän durchgeführt. Um beispielsweise zeitlich veränderliche Einstrahlungsbedingungen verwenden zu können, habe ich zunächst einige

Modifikationen des bestehenden Modells vorgenommen. Teile der Untersuchungen wurden bereits veröffentlicht [Claussen et al., 1999b, Claussen and Kubatzki, 2000].

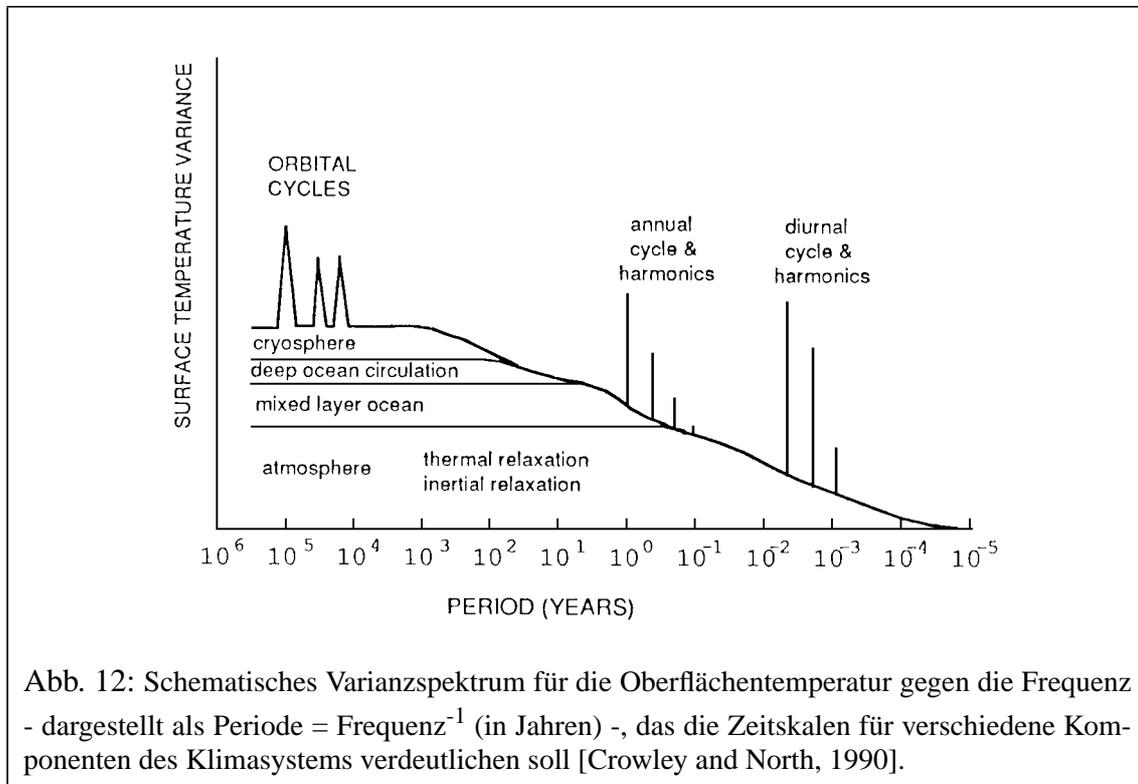


Abb. 12: Schematisches Varianzspektrum für die Oberflächentemperatur gegen die Frequenz - dargestellt als Periode = Frequenz⁻¹ (in Jahren) -, das die Zeitskalen für verschiedene Komponenten des Klimasystems verdeutlichen soll [Crowley and North, 1990].

Unsere transienten Simulationen stellen den Verlauf des Klimas über die vergangenen 9000 Jahre dar. Ausgangspunkt für diese transienten Simulationen war eine Gleichgewichtssimulation des gekoppelten Atmosphäre-Ozean-(dynamischen)Vegetations-Modells für die Einstrahlung von vor 9000 Jahren. Die einzigen im Verlauf der transienten Simulationen modifizierten externen Größen waren wiederum die drei orbitalen Parameter, die jetzt von Werten um 9000 J.v.h. kontinuierlich bis auf die heutigen Werte verändert wurden. Der Kohlendioxidgehalt wurde auch hier konstant auf 280 ppm gesetzt. Das Modell wurde wiederum in verschiedenen Konstellationen betrieben:

- **TA**: reines Atmosphären-Modell; Ozean und Vegetation wurden festgesetzt,
- **TAO**: gekoppeltes Atmosphäre-Ozean-Modell; Vegetation wurde festgesetzt,
- **TAV**: gekoppeltes Atmosphäre-Vegetations-Modell; Ozean wurde festgesetzt,
- **TAOV**: gekoppeltes Atmosphäre-Ozean-Vegetations-Modell.

Festgesetzt bedeutet wie schon bei den Gleichgewichts-Simulationen, dass die Ozean- und/oder Vegetations-Charakteristika auf die aus einer Simulation CTL (aber mit der dynamischen Version des Vegetations-Modells) resultierenden Werte festgesetzt wurden. Das Modell simulierte die vergangenen 9000 Jahre, wobei die ersten maximal

1000 Jahre als eine Art Einschwingzeit vernachlässigt werden sollten, in der zudem in der Realität das System noch unter den Nachwirkungen (beispielsweise Reste von Inlandeismassen oder Permafrostböden, mit entsprechenden Auswirkungen auf Klima und Vegetation, vgl. Abb. 6 / Abschnitt 6.5) des vorangegangenen Eisrückzuges stand.

Für die transienten Simulationen wurden ähnliche Analysen und Empfindlichkeitsstudien durchgeführt wie für die Gleichgewichts-Simulationen (siehe Kap. 6 / 7). Ein Vergleich der hierbei gewonnenen Erkenntnisse mit denen aus anderen Modellen ist nicht möglich, da derartige Simulationen bislang allenfalls mit einigen vereinfachenden Modellen durchgeführt worden sind.

4.3 Verstärkungsfaktoren

Um den Beitrag der verschiedenen Klima-Untersysteme und ihrer Wechselwirkungen untereinander zu den Ergebnissen des gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Vegetations-Modells abzuschätzen und um in dieser Arbeit vor allem die Bedeutung veränderlicher Vegetation und der Synergie zu unterstreichen, berechne ich Verstärkungsfaktoren für verschiedene Klimavariablen, Regionen und Jahreszeiten. Diese Verstärkungsfaktoren habe ich bereits bei einer Untersuchung des Klimas des Eems als übersichtliche Methode zur Darstellung dieser Zusammenhänge eingeführt [Kubatzki et al., 2000]. Sie werden auch bei der Analyse der Sensibilität der Ergebnisse gegenüber Änderungen der Versuchsdurchführung (siehe Kap. 7) von großem Nutzen sein.

Für die jeweils vier (Gleichgewicht- oder transienten) CLIMBER-Simulationen x_A , x_{AO} , x_{AV} und x_{AOV} (mit $x = G, T$) wird Δ benutzt, um Unterschiede einer Variable zwischen einer bestimmten Simulation und der Simulation CTL auszudrücken. So könnte beispielsweise Δ_{AOV} die Niederschlagsdifferenz zwischen der Simulation GAOV des mittleren Holozäns und der Simulation CTL des heutigen Klimas bedeuten. Dann kann die Änderung einer Variable im gekoppelten System Atmosphäre-Ozean-Vegetation geschrieben werden als die Summe der Änderungen im reinen Atmosphären-System plus den reinen Effekten durch den Ozean ΔO , die Vegetation ΔV und der Synergie auf Grund von Unterschieden der Ozean- wie auch der Vegetations-Charakteristika Δ_{SYN} :

$$\begin{aligned}\Delta_{AOV} &= \Delta A + (\Delta_{AO} - \Delta A) + (\Delta_{AV} - \Delta A) + \Delta_{SYN} \\ &= \Delta A + \Delta O + \Delta V + \Delta_{SYN}\end{aligned}\tag{12}$$

Dieser Ansatz kann in Form einer Taylor-Entwicklung interpretiert und somit auf die Faktoren-Separationsmethode [Stein and Alpert, 1993] zurückgeführt werden [Berger, 2000, Dutrieux et al., 1996]:

$$\begin{aligned}
F(x_0 + \Delta x, y_0 + \Delta y) &= F(x_0, y_0) \\
&+ \left(\frac{\partial F}{\partial x}\right)_{(x_0, y_0)} \Delta x + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial^2 F}{\partial x^2}\right)_{(x_0, y_0)} (\Delta x)^2 + \frac{1}{6} \left(\frac{\partial^3 F}{\partial x^3}\right)_{(x_0, y_0)} (\Delta x)^3 + \dots \\
&+ \left(\frac{\partial F}{\partial y}\right)_{(x_0, y_0)} \Delta y + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial^2 F}{\partial y^2}\right)_{(x_0, y_0)} (\Delta y)^2 + \frac{1}{6} \left(\frac{\partial^3 F}{\partial y^3}\right)_{(x_0, y_0)} (\Delta y)^3 + \dots \\
&+ \left(\frac{\partial^2 F}{\partial x \partial y}\right)_{(x_0, y_0)} \Delta x \Delta y + \dots \\
&+ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial^3 F}{\partial x^2 \partial y}\right)_{(x_0, y_0)} (\Delta x)^2 \Delta y + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial^3 F}{\partial x \partial y^2}\right)_{(x_0, y_0)} \Delta x (\Delta y)^2 + \dots \\
\Rightarrow F_{1+2} &= F_0 + F_1 + F_2 + F_{12}
\end{aligned}$$

Hierbei gibt F_{1+2} den Wert der Klimavariablen an, wenn alle Rückkopplungsprozesse (hier Ozean und Vegetation) berücksichtigt werden, F_0 den Wert, wenn keiner dieser Prozesse berücksichtigt ist. F_1 beziehungsweise F_2 geben den Teil der vorhergesagten Variable an, der allein durch Hinzunahme des einen oder anderen Rückkopplungsprozesses hinzukommt und F_{12} schließlich den Teil, der allein durch die Wechselwirkung zwischen diesen beiden Prozessen zu Stande kommt. Die F entsprechen also den Δ in Gleichung (12).

Die im Folgenden eingeführten Verstärkungsfaktoren stellen eine Erweiterung dieses Ansatzes dar.

ΔSYN (wie auch ΔO und ΔV) in Gleichung (12) können nicht direkt simuliert werden. Stattdessen werden alle vier Experimente und die Kontroll-Simulation benötigt, um ΔSYN aus den dort ermittelten Differenzen zu berechnen, gemäß

$$\Delta SYN = \Delta AOV - (\Delta AO + \Delta AV) + \Delta A . \quad (13)$$

Es kann direkt gesehen werden, dass beispielsweise der reine Effekt eines veränderlichen Ozeans nicht ermittelt werden kann durch den Vergleich der voll gekoppelten Simulation mit derjenigen mit festgesetzten Ozean-Charakteristika, da dies

$$\Delta AOV - \Delta AV = \Delta O + \Delta SYN \quad (14)$$

gäbe, was auf der rechten Seite nicht nur den reinen Effekt des Ozeans, sondern auch Synergieeffekte beschreibt. Die Reaktion des Systems ohne Berücksichtigung der Synergie zwischen den Rückkopplungen ergibt sich demgemäß aus $\Delta AOV_S = \Delta AOV - \Delta SYN$.

Um ein Gefühl dafür zu geben, in welchem Maße die verschiedenen Komponenten die Reaktion des reinen Atmosphären-Modells verstärken oder abschwächen, habe ich die gesamte Gleichung (12) mit $\Delta A/\Delta A$ erweitert, was mit den (additiven) Verstärkungsfaktoren $f_\gamma = \Delta\gamma/\Delta A$ (mit $\gamma = AOV, O, V, SYN$) zu

$$f_{AOV} \cdot \Delta A = \Delta A + f_O \cdot \Delta A + f_V \cdot \Delta A + f_{SYN} \cdot \Delta A \quad (15)$$

führt. Ein positiver Verstärkungsfaktor bedeutet also eine Verstärkung der Reaktion des reinen Atmosphären-Modells durch Ozean, Vegetation, Synergie oder im voll gekoppelten Modell, ein negativer eine Abschwächung. Beträge unter eins zeigen dabei, dass die Verstärkung/Abschwächung geringer ist als die Wirkung der Atmosphäre allein, bei Beträgen über eins ist sie stärker.

Eine alternative Darstellungsweise stellt ein multidimensionaler Ansatz dar [Clausen, 2000a], der eine um die Wechselwirkungen zwischen Rückkopplungen erweiterte Form klassischer Konzepte in der Elektrotechnik ist [Peixoto and Oort, 1992]. In der hier verwendeten Schreibweise würde sich dieser Ansatz folgendermaßen lesen:

$$AOV = A + f_1 \cdot AOV + f_2 \cdot AOV + f_{12} \cdot AOV . \quad (16)$$

Hierbei bezeichnen AOV und A die Werte der betrachteten Klimavariablen in einer Simulation $xAOV$ beziehungsweise xA (und nicht die Differenzen zum heutigen Klima) und die f_λ die Verstärkungsfaktoren dieses Ansatzes. Die Werte in den Simulationen xAO beziehungsweise in xAV berechnen sich dort aus $AO = A + f_1 \cdot AO$ und $AV = A + f_2 \cdot AV$.

Tatsächlich lassen sich die eindimensionalen Faktoren beider Methoden ineinander umrechnen. Es gilt $f_1 = (AO - A)/AO = (\Delta AO - \Delta A)/AO$ und somit berechnet sich der reine Beitrag des Ozeans zu $\Delta O = \Delta AO - \Delta A = f_1 \cdot AO = f_O \cdot \Delta A$. Entsprechendes gilt für den reinen Effekt der Vegetation ΔV mit f_2 und AV . Während also beispielsweise f_O angibt, wie stark der reine Effekt des Ozeans die ursprüngliche Reaktion der Atmosphäre ΔA verstärkt oder abschwächt, zeigt f_1 welcher Anteil des simulierten Wertes AO allein dem Ozean zuzuschreiben ist.

Für den zweidimensionalen Synergieterm kann man folgende Umrechnungen vornehmen: Gleichung (13) lässt sich schreiben als

$$\begin{aligned} \Delta SYN &= (\Delta AOV - \Delta A) - (\Delta AO - \Delta A) - (\Delta AV - \Delta A) \\ &= (AOV - A) - (f_1 \cdot AO) - (f_2 \cdot AV) \end{aligned}$$

Aus Gleichung (16) folgt $f_{12} = 1 - f_1 - f_2 - A/AOV$. Somit gilt

$$\begin{aligned} 1 - \frac{A}{AOV} &= \frac{\Delta SYN}{AOV} + f_1 \cdot \frac{AO}{AOV} + f_2 \cdot \frac{AV}{AOV} \\ &= f_{12} + f_1 + f_2 \end{aligned}$$

und daher für den reinen Beitrag der Synergie

$$\Delta_{SYN} = f_{12} \cdot AOV + f_1 \cdot (AOV - AO) + f_2 \cdot (AOV - AV) = f_{SYN} \cdot \Delta A .$$

Wie bei den eindimensionalen Faktoren ist auch hier der reine Beitrag (ΔO , ΔV , Δ_{SYN}) das Produkt aus dem Verstärkungsfaktor (f_1, f_2, f_{12}) und dem Wert der betrachteten Klimavariablen (AO, AV, AOV). Bei der Synergie sind jedoch die reinen Beiträge der beiden Methoden nicht gleich, sondern es treten auf Grund ihrer unterschiedlichen Referenzzustände zusätzliche Korrekturterme auf.

Die in dieser Arbeit verwendeten Verstärkungsfaktoren f_{AOV}, f_O, f_V und f_{SYN} zeigen sinnvolle Werte nur bei hinreichend großem Abstand vom Referenzklima (hier die Simulation CTL) beziehungsweise bei hinreichend großer Reaktion des reinen Atmosphären-Modells auf eine anfängliche Störung, etwa der Einstrahlung. Ist dies nicht gegeben, so geht ΔA gegen null, der Betrag der Verstärkungsfaktoren wird unendlich groß. Ihre Anwendung auf die Simulationen der vorliegenden Arbeit ist dennoch gerechtfertigt, da wir vor allem an der Rolle der verschiedenen Klima-Untersysteme und der Synergie in Regionen und Zeiten mit deutlichen Änderungen der Klimavariablen interessiert sind.

