

7 Empfindlichkeitsstudien: Versuchsdurchführung

7.1 Motivation

Eine im Bereich der Paläoklima-Modellierung nur in Ansätzen untersuchte Frage ist die nach der Belastbarkeit der Resultate. Zu diesem Thema habe ich eine Anzahl von Empfindlichkeitsstudien durchgeführt, die auch das Verständnis für die Vorgänge innerhalb des Klimasystems vergrößern. In einem ersten Teil werde ich einen grundlegenden Satz an Studien zur Sensibilität gegenüber Änderungen der Versuchsdurchführung - ohne Anspruch auf eine ohnehin nicht erreichbare Vollständigkeit - präsentieren. Hierbei werde ich mich vor allem auf die Sensibilität gegenüber der Wahl der Anfangs- und Randbedingungen wie auch gegenüber der Wahl des Referenzzustandes und des dargestellten Zeitpunktes konzentrieren.

Da die vorliegende Arbeit sich in erster Linie mit der Rolle der Landoberfläche beschäftigt, liegt ein weiterer Schwerpunkt der Empfindlichkeitsstudien dieses Kapitels in einer Untersuchung der Stabilität der simulierten Vegetationsänderungen (vgl. Abschnitt 6.3.2), insbesondere in borealen Breiten und in Nordafrika. Dies wird auch das Thema der Kapitel 8 / 9 sein.

7.2 Unterschiedliche Anfangsbedingungen

7.2.1 Gleichgewichts-Simulationen

Um zu testen, inwieweit die Ergebnisse der Gleichgewichtssimulationen von den gewählten Anfangsbedingungen abhängen, habe ich zunächst alle Simulationen (bis auf GAOV) einschließlich des Kontroll-Laufes CTL wiederholt. Diesmal wurde jedoch nicht von den Gleichgewichts-Bedingungen der Simulation CTL gestartet, sondern von denen der Simulation GAOV.

Starke Sensibilität:

Differenzen auf Grund unterschiedlicher Anfangsbedingungen finden sich vor allem im gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Modell. Hier zeigen sich Temperaturunterschiede von bis zu 1,80°C und Niederschlagsunterschiede von bis zu 0,20 mm/Tag, in erster Linie in den hohen Breiten der Südhemisphäre und über dem Nordatlantik. Änderungen in den übrigen Regionen sind weniger ausgeprägt.

Die Differenzen sind mit Unterschieden der Meereis-Bedeckung verknüpft. In der Südhemisphäre ist diese in der neuen Simulation im Jahresmittel um etwa 1,5 Mio. km² geringer als in der Simulation GAO (siehe Abb. 39). Während für heutige Anfangsbedingungen eine Zunahme des Meereises gefunden wurde (siehe Tab. 3), ergibt sich also für holozäne Anfangsbedingungen eine Abnahme. Die Änderung durch unterschiedliche Anfangsbedingungen ist dabei von der Größenordnung der in Kapitel 5 beschriebenen Differenzen durch veränderte Einstrahlung.

In der Nordhemisphäre zeigt sich über den Simulationsverlauf ein Hin- und Herspringen zwischen einer der Simulation GAO ähnlichen Meereis-Bedeckung (bei vergleichsweise stärkerer NADW-Bildung) und einer um etwa 0,9 Mio. km² geringeren

Bedeckung (bei ähnlicher NADW-Bildung). Die hier beschriebenen Temperatur- und Niederschlagsunterschiede sind repräsentativ für letzteren Fall. Das Verhalten der NADW-Bildung lässt sich mit verstärkter Verdunstung und resultierendem höherem Salzgehalt erklären. Das Hin- und Herspringen im Nordatlantik ist in diesem Ausmaß nicht realistisch. Wie bereits an früherer Stelle (siehe Abschnitt 6.2) diskutiert, verbessert sich die Darstellung in einer neueren Modellversion höherer Auflösung im Ozean (hier nicht gezeigt). Daher soll es an dieser Stelle nicht weiter analysiert werden.

Bei unterschiedlichen Anfangsbedingungen läuft das gekoppelte Atmosphäre-Ozean-Modell im Hinblick auf die Ausdehnung des südhemisphärischen und auch des nordatlantischen Meereises, und der damit verbundenen Stärke der atlantischen Meridionalzirkulation, also in verschiedene Gleichgewichtszustände. Die in Tabelle 3 präsentierten Resultate für das Meereis in der Simulation GAO sind daher nicht belastbar. Die positive Rückkopplung zwischen Meereis und Albedo spielt hierbei eine entscheidende Rolle. Das Auftreten derartig starker Rückkopplungen erhöht die Wahrscheinlichkeit unterschiedlicher Gleichgewichtszustände.

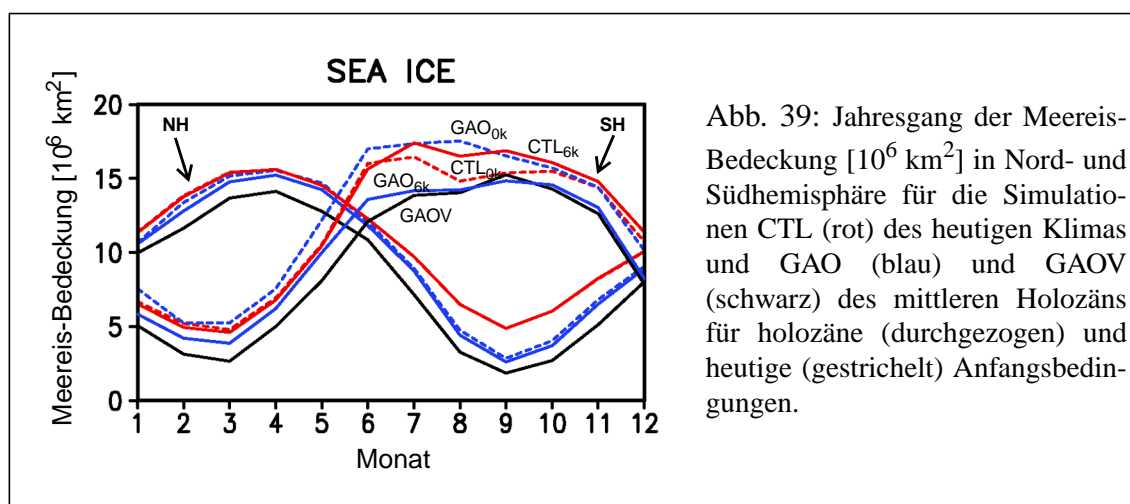


Abb. 39: Jahresgang der Meereis-Bedeckung [10^6 km^2] in Nord- und Südhemisphäre für die Simulationen CTL (rot) des heutigen Klimas und GAO (blau) und GAOV (schwarz) des mittleren Holozäns für holozäne (durchgezogen) und heutige (gestrichelt) Anfangsbedingungen.

Geringe Sensibilität:

Die neue Kontroll-Simulation ist der Simulation CTL sehr ähnlich. Im Jahresmittel sind die Beträge der Temperaturdifferenzen im Allgemeinen kleiner als $0,10^\circ\text{C}$, Niederschlagsdifferenzen sind kleiner als $0,02 \text{ mm/Tag}$. Änderungen dieser Größe ergeben sich jedoch fast ausschließlich über den hohen Breiten der Südhemisphäre, wo die positive Meereis-Albedo-Rückkopplung auch kleinste Differenzen verstärkt. In allen anderen Regionen liegen die jeweiligen Unterschiede unter $0,01^\circ\text{C}$ beziehungsweise $0,01 \text{ mm/Tag}$. Ähnliche Werte findet man für die sommerlichen und winterlichen Temperatur- und Niederschlagsdifferenzen, wobei neben den hohen südlichen auch die hohen nördlichen Breiten auffallen. Änderungen des Baumanteils können in vereinzelt Regionen der borealen Breiten Werte von bis zu $0,6\%$ (absolute Werte) erreichen, in den anderen Regionen liegen Unterschiede in der Vegetationsbedeckung meist deutlich unter $0,2\%$.

Da in den Simulationen des reinen Atmosphären-Modells die Ozean-Charakteristika auf ihre heutigen Werte festgesetzt wurden, zeigen sich Änderungen zwischen der

neuen Simulation und der Simulation GA im Wesentlichen über den Landmassen der Nordhemisphäre. Doch auch hier überschreiten die Temperaturdifferenzen nicht $0,08^{\circ}\text{C}$ und die Niederschlagsdifferenzen nicht $0,03\text{ mm/Tag}$ im Jahresmittel, im Sommer liegen die Werte bei $0,16^{\circ}\text{C}$ und $0,07\text{ mm/Tag}$. Änderungen im Winter findet man vor allem in niederen Breiten, die maximalen Unterschiede sind jedoch noch geringer als für das Jahresmittel.

Die geringsten Differenzen auf Grund unterschiedlicher Anfangsbedingungen zeigen sich in den Simulationen des gekoppelten Atmosphäre-Vegetations-Modells. Temperatur- und Niederschlagsänderungen liegen überall deutlich unter $0,01^{\circ}\text{C}$ beziehungsweise $0,01\text{ mm/Tag}$, die Regenmengen verändern sich am stärksten in Nordafrika. Vegetationsunterschiede betragen meist deutlich weniger als $0,1\%$, nur im Sahel bleibt der Baumanteil bei holozänen Anfangsbedingungen um gut $0,1\%$ höher. Trotz der starken in dieser Region vorhandenen Rückkopplung zwischen Niederschlägen und Vegetation können sich nicht zwei sich deutlich voneinander unterscheidende Gleichgewichte (vgl. Abschnitt 6.3.2) ausbilden.

Außer für das Meereis im gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Modell sind die in Kapitel 5 beschriebenen Ergebnisse somit stabil im Hinblick auf in einem realistischen Rahmen geänderte Anfangsbedingungen.

7.2.2 *Transiente Simulationen*

Bei den transienten Simulationen werde ich mich auf die Untersuchung der Sensibilität der komplexesten Simulation, nämlich der des gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Vegetations-Modells, gegenüber verschiedenen Anfangsbedingungen beschränken. Zu Beginn der Simulation haben wir nicht nur die Bedingungen von vor 9000 Jahren zu Grunde gelegt, wie in der Simulation TAOV, sondern auch die Bedingungen von vor 8000, 7000, ... , 1000 Jahren und schließlich die heutigen Bedingungen, so wie sie jeweils in der Simulation TAOV selbst errechnet wurden. Die orbitalen Parameter dieser zehn Simulationen änderten sich wie in der Simulation TAOV von ihren Werten um 9000 J.v.h. bis auf ihre heutigen Werte.

Man findet, dass die Verläufe verschiedener globaler und regionaler Klimavariablen relativ stabil sind (hier nicht gezeigt). In den hohen nördlichen Breiten liegen Vegetationsunterschiede zwischen den einzelnen Simulationen im Allgemeinen bei weniger als einem Prozent. In Nordafrika beginnt das plötzliche Wegbrechen der Vegetation um 5440 ± 30 J.v.h. (siehe Abb. 40). Nicht berücksichtigt ist hierbei die mit den Bedingungen von vor 9000 Jahren gestartete Simulation, in der die abrupte Änderung bereits etwa 200 Jahre früher beginnt. Ursache hierfür könnte die Tatsache sein, dass diese Simulation als einzige aus einem klimatischen Gleichgewicht heraus gestartet wurde (siehe Abschnitt 4.2), während alle anderen Simulationen aus Zwischenstadien der transienten Simulation TAOV gestartet wurden.

Vergleicht man die verschiedenen Simulationen zu einem gegebenen Zeitpunkt, so können sich zu Zeiten der abrupten Vegetationsänderungen in Nordafrika durchaus Vegetationsdifferenzen von mehr als 10% ergeben. Dennoch ist es auch hier nicht angebracht, von unterschiedlichen Zuständen zu sprechen, die im Falle von Gleichgewichtssimulationen mehrere unterschiedliche Gleichgewichtszustände bedeuten würden. Die

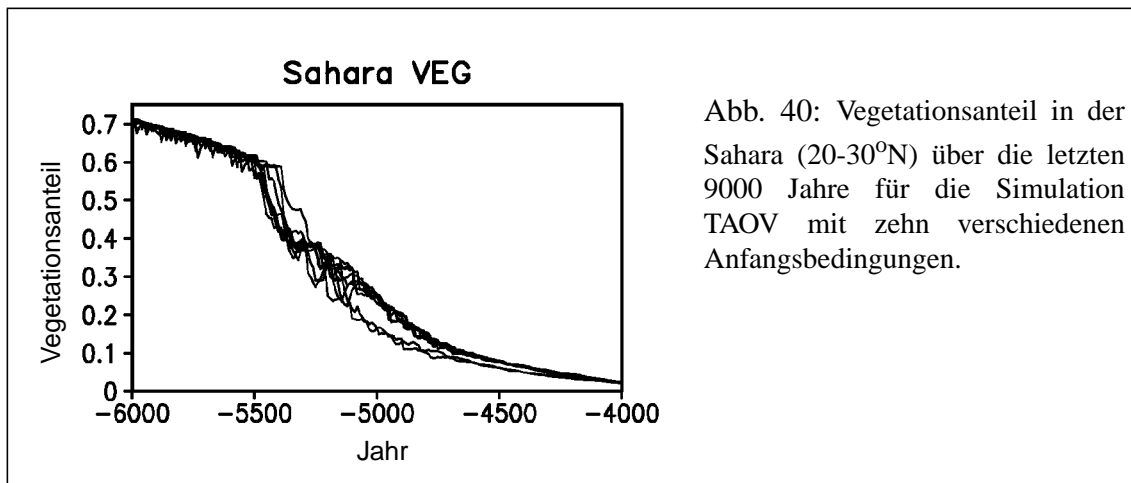


Abb. 40: Vegetationsanteil in der Sahara (20-30°N) über die letzten 9000 Jahre für die Simulation TAOV mit zehn verschiedenen Anfangsbedingungen.

Resultate besagen vielmehr, dass insbesondere in Nordafrika der in Kapitel 6 diskutierte Zeitpunkt des Vegetations-Umbruches je nach Anfangsbedingungen nur auf wenige Jahrzehnte genau angegeben werden kann. Diese Unsicherheit ergibt sich allein aus einer Änderung der Anfangsbedingungen auf die Bedingungen verschiedener transienter Zwischenstadien. Bei der Wahl eines Gleichgewichtsklimas als Anfangszustand kann sich dieser Zeitraum sogar auf etwa 200 Jahre erhöhen.

7.3 'Inverse' Simulationen

7.3.1 Gleichgewichts-Simulationen

Die nächste Frage ist, inwieweit die bisher getroffenen Aussagen auch bei umgekehrter Versuchsdurchführung und somit veränderten Randbedingungen ihre Gültigkeit bewahren. Um dies zu analysieren, bin ich in einem Satz weiterer Empfindlichkeitsstudien von der Simulation GAOV ausgegangen, habe dann die orbitalen Parameter auf ihre heutigen Werte gesetzt und die Simulationen GA, GAO und GAV wiederholt, diesmal jedoch mit auf holozäne Werte festgesetzten Vegetations- und/oder Ozean-Charakteristika. Die neue Simulation CTL ist identisch mit der in Abschnitt 7.2.1 beschriebenen. Der Einfluss des veränderlichen Ozeans, der veränderlichen Vegetation und der Synergie sollte bei dieser Vorgehensweise dem in Kapitel 5 analysierten Einfluss entsprechen. Unterschiede würden bedeuten, dass die Bedeutung des jeweiligen Untersystems abhängig ist von den vorgegebenen Randbedingungen. Die Abhängigkeit von den gewählten Anfangsbedingungen war bereits in Abschnitt 7.2.1 außer für Meereis in der gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Simulation ausgeschlossen worden.

Dominanz verschiedener Randbedingungen:

Vergleicht man die Klimavariablen von Simulationen gleicher Modellkonfiguration, so ergeben sich zwangsläufig Differenzen. So unterscheidet sich beispielsweise die neue Simulation des reinen Atmosphären-Modells von der Standard-Simulation GA nicht nur durch die Anfangsbedingungen, sondern auch durch die Einstrahlung und durch die zu Grunde gelegten Ozean- und Vegetations-Charakteristika. Tatsächlich zeigt sich in der neuen Simulation im Sommer vor allem das Land in der Nordhemisphäre um meist

mehr als 1,0°C kälter als in der Standard-Simulation, in den hohen Breiten der Südhemisphäre um bis zu 3,0°C wärmer. Dominant sind also die Einstrahlungsänderungen, trotz der noch auf holozäne Werte festgesetzten Land- und Ozean-Charakteristika. Umgekehrt zeigt sich Nordafrika in der neuen Simulation um einige Zehntel mm/Tag feuchter. Im Gegensatz zu den Temperaturen spielen hier also die festgesetzten Vegetations-Charakteristika eine bedeutendere Rolle als die Einstrahlung. Im Winter sind in der neuen Simulation vor allem die (hohen) nördlichen Breiten wärmer, dominant sind hier die unterschiedlich festgesetzten Ozean-Charakteristika.

Qualitativ ähnliche Temperatur- und Niederschlagsmuster erhält man für das gekoppelte Atmosphäre-Ozean-Modell. Allerdings sind hier in der neuen Simulation im Winter die Temperaturen über See in den hohen nördlichen Breiten geringer als in der Simulation GAO, entsprechend der Reaktion des Meereises auf die heutige Einstrahlung. Auch im Atmosphäre-Vegetations-Modell erhält man qualitativ ähnliche Ergebnisse, hier ist allerdings Nordafrika trockener als in der Simulation GAV, entsprechend der Reaktion der Vegetation auf die heutige Einstrahlung.

Sensibilität gegenüber den Randbedingungen:

Um auszuschließen, dass der in Kapitel 5 abgeschätzte Einfluss von Ozean, Vegetation und Synergie von den Randbedingungen abhängt, betrachte ich die Verstärkungsfaktoren f_{γ} , diesmal ausgehend von der Simulation GAOV. Die Faktoren sollten mit den für die Standard-Simulationen berechneten Werten (siehe Tab. 4) übereinstimmen. Zunächst fällt auf, dass die Gesamtreaktion ΔAOV des Modells unabhängig von der Richtung der Versuchsdurchführung ist (siehe Tab. 6). Die Reaktion bei Vernachlässigung der Synergie ΔAOV_S ist sehr ähnlich, Temperaturabweichungen liegen im Allgemeinen unter 0,2°C, Niederschlagsdifferenzen unter 0,03 mm/Tag. Eine gute Übereinstimmung der Faktoren für die jeweiligen Klima-Untersysteme zeigt sich insbesondere für die Vegetation.

Anders ist die Situation für den Ozean. Vor allem in der Südhemisphäre ist die Übereinstimmung der Faktoren zwischen den neuen und den Standard-Simulationen oft weniger akzeptabel. In Abschnitt 7.2.1 zeigte sich das Verhalten des Ozeans bereits abhängig von veränderten Anfangsbedingungen. Ähnlich findet sich bei veränderten Randbedingungen ein unrealistisches Hin- und Herschwanken der atlantischen Meridionalzirkulation, wenngleich ohne entsprechend starke Schwankungen in der Meereis-Bedeckung. So sind Differenzen der Verstärkungsfaktoren für den Ozean auf Grund unterschiedlicher Randbedingungen vor allem in hohen nördlichen und südlichen Breiten zu bemerken. Eine Änderung der Wirkungsrichtung des Ozeans findet man im Jahresmittel, nämlich eine Unterstützung der Abkühlung des reinen Atmosphären-Modells, während in den Standard-Simulationen der Ozean der (im Jahresmittel ohnehin nur geringen) Reaktion der Atmosphäre entgegen wirkte. Durch die Sensibilität des Ozeans ändert sich auch die Stärke der Verstärkungsfaktoren für die Synergie. Ihre Wirkungsrichtung bleibt jedoch gleich der in Kapitel 5 beschriebenen.

Unsere Aussagen über den Einfluss der Vegetation sind also belastbar gegenüber Änderungen der Randbedingungen. Für den Ozean ergibt sich jedoch ähnlich wie gegenüber geänderten Anfangsbedingungen eine gewisse Sensibilität, die sich nicht allein durch die auch hier geänderten Anfangsbedingungen erklären lässt.

Veränderter Antrieb - das Eem:

	TEMPERATUR			NIEDERSCHLAG		
	NH _L	NH	SH	NH _L	SH _L	N-AFR _L
			<i>JJA</i>			
f_O	-0,2	-0,2	-0,3	-0,13	-0,21	-0,04
f_V	0,3	0,3	0,2	1,02	0,17	1,67
f_{SYN}	0,4	0,5	2,0	0,49	0,66	0,33
ΔAOV	-2,5	-1,6	-0,8	-0,54	-0,07	-1,85
ΔAOV_S	-1,9	-1,1	-0,2	-0,43	-0,04	-1,64
			<i>DJF</i>			
f_O	-0,5	-0,9	-1,2	-0,64	-0,51	-1,11
f_V	-0,2	-0,2	-0,0	-1,27	0,01	-5,51
f_{SYN}	-0,7	-1,2	-1,2	-6,25	-0,43	-1,55
ΔAOV	-0,4	-0,6	-0,5	-0,05	0,01	-0,05
ΔAOV_S	0,2	-0,0	-0,1	-0,01	0,09	-0,04
			<i>ANN</i>			
f_O	0,8	1,6	6,4	-0,07	-1,03	0,01
f_V	1,9	1,6	1,4	1,30	-0,12	1,98
f_{SYN}	3,8	5,7	30,2	0,92	-1,81	0,36
ΔAOV	-1,2	-1,0	-0,7	-0,26	-0,06	-0,72
ΔAOV_S	-0,6	-0,4	-0,2	-0,18	-0,00	-0,64

Tab. 6: Verstärkungsfaktoren f_γ und Reaktion des voll gekoppelten Modells (ΔAOV) sowie eines voll gekoppelten Modells ohne Berücksichtigung der Synergieeffekte (ΔAOV_S) wie in Tab. 4, jedoch für die inversen Gleichgewichts-Simulationen. Die Werte (für ΔAOV die Beträge) sollten also möglichst ähnlich denen in Tab. 4 sein.

Die Übereinstimmung der Verstärkungsfaktoren bei Änderung der Randbedingungen impliziert nicht automatisch, dass die Änderung des äußeren Antriebes selbst völlig unerheblich ist. Tatsächlich zeigen ähnliche Analysen für das Eem [Kubatzki et al., 2000], dass unter der damaligen Einstrahlung die Verstärkungsfaktoren von den Werten für das Holozän abweichen.

Die Einstrahlung im Eem ist der des mittleren Holozäns recht ähnlich, zeigt jedoch Differenzen vor allem in der Amplitude wie auch - durch unterschiedliche Exzentrizität - im globalen Strahlungsempfang. Dies bewirkt Verschiebungen unter anderem im jahreszeitlichen Ablauf des Klimas, die schließlich in Veränderungen der Verstärkungsfaktoren resultieren. Differenzen ergeben sich wiederum insbesondere in den hohen Breiten der

Südhemisphäre. Die Wirkungsrichtung der einzelnen Sphären ist dabei jedoch im Allgemeinen identisch, nur die Stärke variiert.

Ausnahme bildet auch hier der Ozean im Jahresmittel: Während er im Holozän im Allgemeinen der Reaktion des reinen Atmosphären-Modells entgegenwirkt, wirkt er im Eem meist in die gleiche Richtung. Das Meereis in der Südhemisphäre nimmt in der holozänen Simulation GAO quasi ganzjährig zu, in der entsprechenden Simulation des Eems nimmt es im Allgemeinen ab. Ähnliches wurde im vorangegangenen Teil des Kapitels in den Empfindlichkeitsstudien zu den Anfangs- und Randbedingungen gefunden. Dies legt nahe, dass Differenzen im Verhalten des Ozeans zwischen Eem und mittlerem Holozän durch eine veränderte Versuchsdurchführung beseitigt werden können. Qualitativ belastbare Aussagen über den Einfluss der verschiedenen Untersysteme bei unterschiedlichem äußeren Antrieb scheinen somit möglich zu sein.

7.3.2 *Transiente Simulationen*

Bei den transienten Simulationen ist es von Interesse zu sehen, ob ein Hysterese-Effekt besteht, ob also das Modell sich unterschiedlich verhält in Abhängigkeit davon, ob man wie in Kapitel 6 von der Vergangenheit in die Zukunft rechnet oder umgekehrt. Um dies zu untersuchen, habe ich eine Simulation des voll gekoppelten Modells durchgeführt, die von den heutigen, in der Simulation TAOV berechneten Bedingungen startet und dann durch „Rückwärts-Änderung“ der orbitalen Parameter in die Vergangenheit rechnet.

Ein Vergleich der simulierten globalen Werte von Temperatur und Niederschlag, aber auch der Bedeckung mit Meereis oder der Stärke der atlantischen Meridionalzirkulation zeigt, dass der Verlauf des Klimas dem in der Simulation TAOV sehr ähnlich ist. Das System neigt jedoch stets dazu, seinen ursprünglichen Zustand möglichst lange aufrecht zu erhalten, wodurch sich zwischen den beiden Simulationen eine Verschiebung von ähnlichen Mustern um einige hundert Jahren ergeben kann. Entsprechend bleibt in borealen Breiten der Baumanteil stets ein wenig unter dem der Simulation TAOV und auch die abrupte Vegetationsänderung in Nordafrika erscheint um etwa 250 Jahre verlagert (siehe Abb. 41). In beiden Regionen sind Vegetationsdifferenzen zur Simulation TAOV stets stärker ausgeprägt als jene auf Grund unterschiedlicher Anfangsbedingungen (siehe Abb. 40).

Man kann also von einem gewissen Hysterese-Effekt sprechen.

Der Hysterese-Effekt ist nicht allein auf die Reaktionszeit der Vegetation (in Nordafrika in erster Linie Gras) zurückzuführen: Die Reaktionszeit von Gras liegt im Bereich von Jahren bis zu einer Dekade. Die Unterschiede zwischen den beiden Simulationen liegen jedoch im Bereich von wenigen Jahrhunderten. Dies spiegelt die Trägheit in der Reaktion des Ozeans wider.

Überträgt man diese Resultate auf die Ausbildung von Vegetation in Nordafrika, so ist zu vermuten, dass unter gleichem äußeren Antrieb eine einmal zerstörte Vegetation zur Wiederbelebung ein vergleichsweise günstigeres Klima braucht. Eine einmal angestoßene Ausbildung von Vegetation läuft dann ähnlich schnell ab wie umgekehrt ihr Zerfall. Dies zeigte sich für Nordafrika auch deutlich an CLIMBER-2-Simulationen des

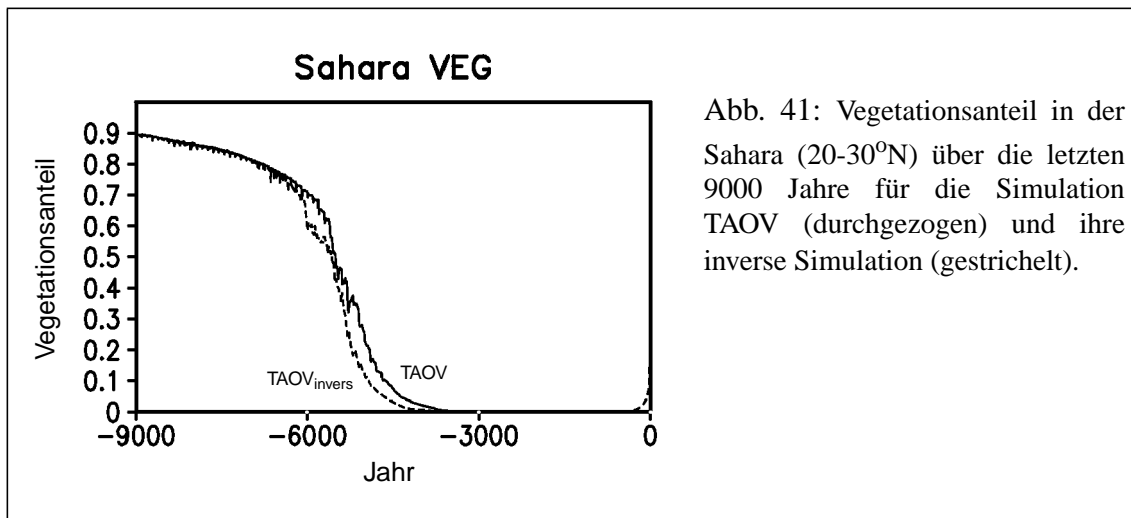


Abb. 41: Vegetationsanteil in der Sahara (20-30°N) über die letzten 9000 Jahre für die Simulation TAOV (durchgezogen) und ihre inverse Simulation (gestrichelt).

Klimas nach dem Höhepunkt der letzten Kaltzeit und des zukünftigen Klimas (hier nicht gezeigt).

7.4 Festsetzen auf holozäne Bedingungen

7.4.1 Gleichgewichts-Simulationen

Als Nächstes stellt sich die Frage, inwieweit es gerechtfertigt ist, die holozänen Simulationen - egal welcher Modellkonfiguration - stets mit der Simulation CTL des *voll gekoppelten* Modells für heutiges Klima zu vergleichen. Um dies zu untersuchen, habe ich in den Simulationen GA, GAO und GAV die jeweiligen Ozean- und/oder Vegetations-Charakteristika auf ihre holozänen, aus der Simulation GAOV resultierenden, anstatt auf ihre heutigen Werte festgesetzt. Die Einstrahlung wurde auf dem holozänen Wert belassen, die Simulationen wurden von den Gleichgewichtswerten der Simulation CTL gestartet.

Holozänes Klima:

Im Vergleich zu den Standard-Simulationen findet sich in den neuen Simulationen allgemein ein wärmeres und feuchteres Klima. Höhere Temperaturen durch den holozänen Ozean ergeben sich vor allem in hohen nördlichen und südlichen Breiten (bei veränderlicher Vegetation dehnen sich die borealen Wälder um 65°N um 4,2% aus), Ersteres insbesondere im Winter, Letzteres im Sommer. Ähnliches ergibt sich durch holozäne Vegetation, wärmere Sommer finden sich hier außerdem über den Kontinenten der Nordhemisphäre. Auffallend sind die durch holozäne Vegetation bewirkten Niederschlagsunterschiede vor allem in Nordafrika, wo sie im Sommer Werte um die +1,2 mm/Tag erreichen können. Die Niederschlagszunahme auf Grund des holozänen Ozeans ist hier um etwa eine Größenordnung kleiner, die Vegetationszunahme im Vergleich zum heutigen Ozean liegt bei 4,5% in der Sahara und 0,8% im Sahel. Dies bestätigt die Aussage, dass im mittleren Holozän in Nordafrika die Wechselwirkung zwischen Niederschlägen und Vegetation und nicht der umgebende Ozean entscheidend für eine Ausbreitung der Vegetation ist.

Rechtfertigung der bisherigen Versuchsanordnung:

Die neuen Verstärkungsfaktoren sind zumeist kleiner als 0,1 (siehe Tab. 7). Einzig durch den Ozean in der Südhemisphäre und allgemein im Frühjahr (hier nicht gezeigt) zeigen sich größere Unterschiede. Dies zeigt die Güte des Modells, bei festgesetzten unteren Randbedingungen ähnliche Resultate zu erzielen wie in der voll gekoppelten Simulation, in der diese Randbedingungen errechnet wurden. Die Ergebnisse der Simulation des reinen Atmosphären-Modells mit zu Grunde gelegten Ozean- und Vegetations-Charakteristika aus der Simulation GAOV werden kaum mehr durch Hinzunahme eines veränderlichen Ozeans oder veränderlicher Vegetation beeinflusst. Auch die Synergie ist vernachlässigbar, die Werte ΔAOV_S sind bereits nahezu identisch mit den Werten ΔAOV .

Ähnliches gilt bei entsprechenden Simulationen des heutigen Klimas mit zu Grunde gelegten heutigen Ozean- und/oder Vegetations-Charakteristika. Erst hierdurch wird die bisherige Vorgehensweise in den Versuchsreihen gerechtfertigt: In den Standard-Simulationen des Holozäns (siehe Kap. 5) wurde stets die Simulation CTL als Referenz benutzt. Differenzen zu dieser Simulation wurden auf Änderungen der Einstrahlung zurückgeführt und auf die sich daraus ergebenden Reaktionen von Atmosphäre, Ozean und Vegetation und der Synergie. Hätten sich in der hier beschriebenen Analyse größere Verstärkungsfaktoren ergeben, so hätte dies bedeutet, dass auch direkt die unterschiedlichen Modellkonfigurationen zu den Differenzen zur Simulation CTL beigetragen hätten. Aus ähnlichen Gründen werden in GCMs häufig Flusskorrekturen angewendet, um nämlich die Resultate der gekoppelten Modelle nahe an denen der ungekoppelten Modelle zu halten. In einem solchen Fall hätten also jeweils verschiedene Kontroll-Simulationen zum Vergleich mit den Simulationen GA, GAO, GAV und GAOV benutzt werden müssen. Dies hätte jede weitere Analyse im Hinblick auf Synergien von vornherein unmöglich gemacht. Erst durch die hier präsentierte Analyse ist die Unabhängigkeit der getroffenen Aussagen von der Wahl des Referenzzustandes im Wesentlichen belegt.

Heutiges Klima und holozäner Ozean:

Setze ich bei heutiger (und nicht bei holozäner) Einstrahlung die Ozean-Charakteristika auf ihre holozänen Werte fest, so dehnen sich im gekoppelten Atmosphäre-Vegetationsmodell die borealen Wälder im Vergleich zum heutigen Ozean um 7,1% weiter aus; die Sahara bleibt zwar Wüste, die Wüstenausdehnung im Sahel nimmt aber um 12,1% ab. Die Auswirkungen unterschiedlich festgesetzter Ozean-Charakteristika in den borealen Breiten ist bei heutiger Einstrahlung also stärker als bei holozäner Einstrahlung. Während bei holozäner Einstrahlung in Nordafrika vor allem die Sahara sensibel reagiert, reagiert bei heutiger Einstrahlung vor allem der Sahel. Offenbar macht es erst die Einstrahlungsänderung möglich, durch den angefachten Monsun eine Reaktion in der Sahara zu ermöglichen. Dieses Ergebnis ist unabhängig von den Anfangsbedingungen.

7.4.2 Transiente Simulationen

Es ergibt sich die Frage, inwieweit das Verhalten der transienten Simulationen von der Wahl des Zustandes abhängt, auf den die Ozean- und/oder Vegetations-Charakteristika festgesetzt werden. Um dies zu untersuchen, haben wir diese Größen anstatt auf ihre heutigen Werte (siehe Kap. 6) auf die Werte festgesetzt, die sich aus der Gleichge-

	TEMPERATUR			NIEDERSCHLAG		
	NH _L	NH	SH	NH _L	SH _L	N-AFR _L
			<i>JJA</i>			
f_O	-0,0	-0,1	-0,0	-0,09	-0,03	-0,10
f_V	0,0	0,0	0,0	-0,00	-0,00	-0,00
f_{SYN}	0,0	0,0	0,1	0,08	0,06	0,09
ΔAOV	2,5	1,6	0,8	0,54	0,07	1,85
ΔAOV_S	2,4	1,5	0,7	0,50	0,06	1,68
			<i>DJF</i>			
f_O	-0,1	-0,0	-0,1	-0,01	2,18	0,07
f_V	0,0	0,0	0,0	-0,01	-0,01	0,00
f_{SYN}	0,2	0,1	0,1	0,07	-1,47	-0,06
ΔAOV	0,4	0,6	0,5	0,05	-0,01	0,05
ΔAOV_S	0,3	0,6	0,5	0,05	-0,01	0,05
			<i>ANN</i>			
f_O	-0,1	-0,0	-0,1	-0,09	-0,62	-0,09
f_V	0,1	0,0	0,0	-0,00	0,00	0,00
f_{SYN}	0,1	0,1	0,1	0,08	0,62	0,09
ΔAOV	1,2	1,0	0,7	0,26	0,06	0,72
ΔAOV_S	1,1	0,9	0,7	0,24	0,02	0,65

Tab. 7: Verstärkungsfaktoren f_γ und Reaktion des voll gekoppelten Modells (ΔAOV) sowie eines voll gekoppelten Modells ohne Berücksichtigung der Synergieeffekte (ΔAOV_S) wie in Tab. 4, jedoch für die Gleichgewichts-Simulationen mit auf holozäne Werte festgesetzten Ozean- und/oder Vegetations-Charakteristika. Die f_γ sollten also möglichst nahe null sein; die ΔAOV sollten möglichst ähnlich den Werten in Tab. 4 sein; ΔAOV_S sollte ΔAOV möglichst gleichen.

wichts-Simulation für 9000 J.v.h. ergaben. Die im Folgenden beschriebenen Simulationen wurden wiederum von den Gleichgewichtsbedingungen von 9000 J.v.h. gestartet.

Atmosphären-Modell:

Setzt man im reinen Atmosphären-Modell die Ozean- und Vegetations-Charakteristika auf ihre holozänen Werte fest, so zeigt sich ein sehr ruhiger Verlauf der verschiedenen Klimavariablen ohne starke interannuelle Variabilität (siehe Abb. 42). Ähnliches gilt, wenn man nur die Ozean-Charakteristika auf die holozänen Werte, die Vegetations-Cha-

rakteristika jedoch auf ihre heutigen Werte festsetzt beziehungsweise umgekehrt. Die Änderungen in den Simulationen laufen nahezu parallel ab. Die beiden Simulationen mit auf holozäne Werte festgesetzten Ozean-Charakteristika weisen global höhere Temperaturen und Niederschläge auf als die beiden Simulationen mit auf heutige Werte festgesetzten Ozean-Charakteristika; bei identischem Ozean finden sich die höheren Temperaturen und Niederschläge bei holozäner Vegetation. Ähnliches gilt, betrachtet man nur die Verhältnisse in borealen Breiten oder in Nordafrika.

Entscheidend für die größeren Unterschiede auf Grund verschiedener Ozeane ist die direkte Erwärmung durch die wärmere holozäne Ozeanoberfläche, insbesondere in den hohen Breiten. Hinzu kommt eine global stärkere Verdunstung und ein damit verbundener höherer Feuchtegehalt der Atmosphäre (im Winter vor allem in niederen Breiten, im Sommer in hohen nördlichen Breiten), der den Treibhauseffekt verstärkt. Differenzen der kurzwelligen Strahlungsbilanz ergeben sich vor allem am Rand des Meereises. Die Effekte sind stärker als im Falle unterschiedlicher Vegetation. Der Treibhauseffekt bei holozäner Vegetation wird vor allem durch vermehrte Transpiration verstärkt. Ferner wirkt die Abnahme der Albedo erwärmend, da sie für eine erhöhte Strahlungsabsorption sorgt.

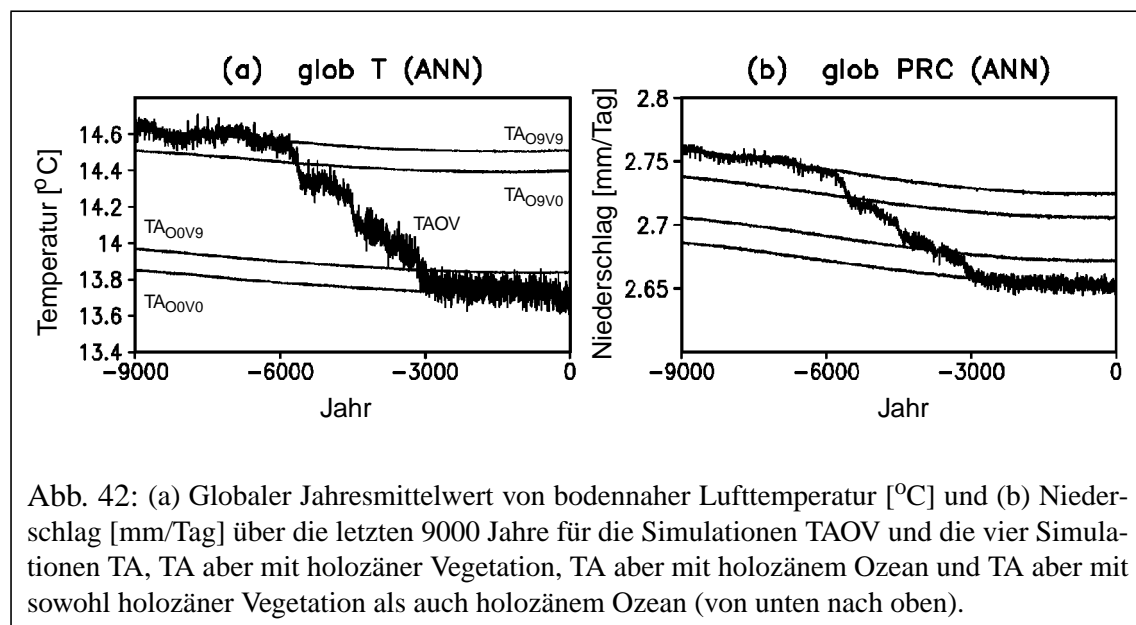


Abb. 42: (a) Globaler Jahresmittelwert von bodennaher Lufttemperatur [°C] und (b) Niederschlag [mm/Tag] über die letzten 9000 Jahre für die Simulationen TAOV und die vier Simulationen TA, TA aber mit holozäner Vegetation, TA aber mit holozänem Ozean und TA aber mit sowohl holozäner Vegetation als auch holozänem Ozean (von unten nach oben).

Atmosphäre-Ozean-Modell:

Setzt man die Vegetations-Charakteristika auf ihre holozänen Werte fest, erlaubt aber dem Ozean, sich zu verändern, so findet sich aus den gerade genannten Gründen ein wärmeres und feuchteres Klima als für heutige Vegetation (siehe Abb. 43). Der veränderliche Ozean bewirkt eine höhere interannuelle Variabilität. Die Temperaturdifferenzen sind am stärksten ausgeprägt in den hohen nördlichen Breiten, Niederschlagsdifferenzen in den Subtropen.

Die deutlichsten Temperaturunterschiede in den hohen nördlichen Breiten über Land wie über dem Ozean findet man dann, wenn die atlantische Zirkulation bei heutiger Vegetation bereits auf ein höheres Niveau gesprungen ist (siehe Abb. 32), bei holozäner

Vegetation jedoch noch nicht. Die stärkere Zirkulation geht einher mit niedrigeren Temperaturen in den hohen nördlichen Breiten und entsprechend verstärkter Bedeckung mit Meereis; Änderungen im Salzgehalt spielen hier die untergeordnete Rolle. Sie ist außerdem verbunden mit einem stärkeren, tiefer reichenden Überfluss über den ozeanischen Schottland-Grönland-Rücken (hier nicht gezeigt). In allen anderen Regionen sind die Temperaturdifferenzen zwischen den beiden Simulationen unterschiedlicher Vegetation zeitlich relativ konstant.

Die stärksten Niederschlagsunterschiede zeigen sich in den Subtropen, entsprechend der deutlichen Vegetationsdifferenzen insbesondere über Nordafrika. Über Land sind die Änderungen zeitlich relativ konstant. Sie sind hingegen zeitlich variabel über dem Ozean nördlicher Breiten und wiederum mit den Vorgängen über dem Meereis und in der atlantischen Zirkulation verknüpft. Höhere Niederschläge in den Subtropen gehen einher mit erhöhtem atmosphärischen Feuchtegehalt. Die diskutierten Ergebnisse sind unabhängig von den gewählten Anfangsbedingungen.

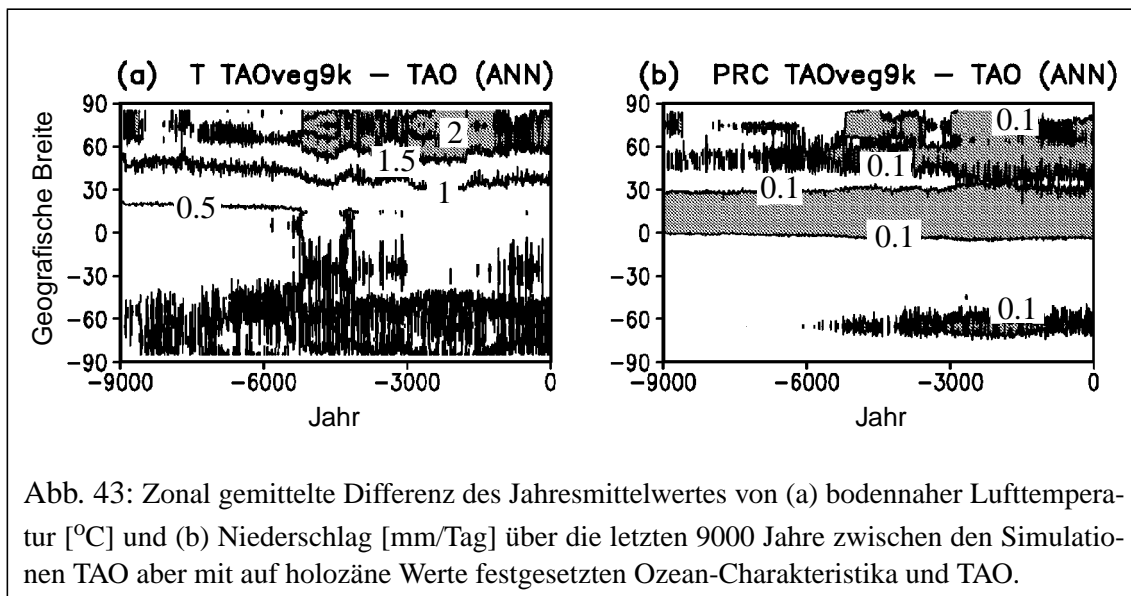


Abb. 43: Zonal gemittelte Differenz des Jahresmittelwertes von (a) bodennaher Lufttemperatur [°C] und (b) Niederschlag [mm/Tag] über die letzten 9000 Jahre zwischen den Simulationen TAO aber mit auf holozäne Werte festgesetzten Ozean-Charakteristika und TAO.

Atmosphäre-Vegetations-Modell:

Setzt man die Ozean-Charakteristika auf ihre holozänen Werte fest, erlaubt aber der Vegetation sich zu verändern, so findet man aus den oben genannten Gründen im Allgemeinen ein wärmeres und feuchteres Klima als für heutigen Ozean. Die Klimavariablen zeigen einen ähnlich ruhigen Verlauf wie in den Simulationen des reinen Atmosphären-Modells. Einzig in Nordafrika zeigt sich eine relativ rasche Änderung von Niederschlägen und Vegetation, ähnlich der Simulation TAV. Durch den holozänen Ozean wird jedoch der Vegetationsumbruch um etwa 500 Jahre hinausgezögert (siehe Abb. 44), unabhängig von den gewählten Anfangsbedingungen. Neben den bereits genannten Gründen ist die meridionale Temperaturverteilung von Bedeutung. Bei holozänem Ozean finden sich deutlich höhere Temperaturen über der verringerten Meereisfläche in hohen nördlichen Breiten, aber nur geringe Temperaturdifferenzen in niederen Breiten. Die höheren Temperaturen in den hohen Breiten werden durch vermehrten

Baumbestand und die damit verbundene Vegetations-Schnee-Albedo-Wechselwirkung noch verstärkt, die nordhemisphärischen Kontinente bleiben länger wärmer und die Monsune, auch der über Nordafrika, behalten länger ihre holozäne Stärke. Die Ergebnisse der Simulation TAOV, in der der Ozean auf das sich allmählich ändernde Klima reagieren kann, liegen daher zwischen den beiden Simulationen mit festgesetzten Ozean-Charakteristika.

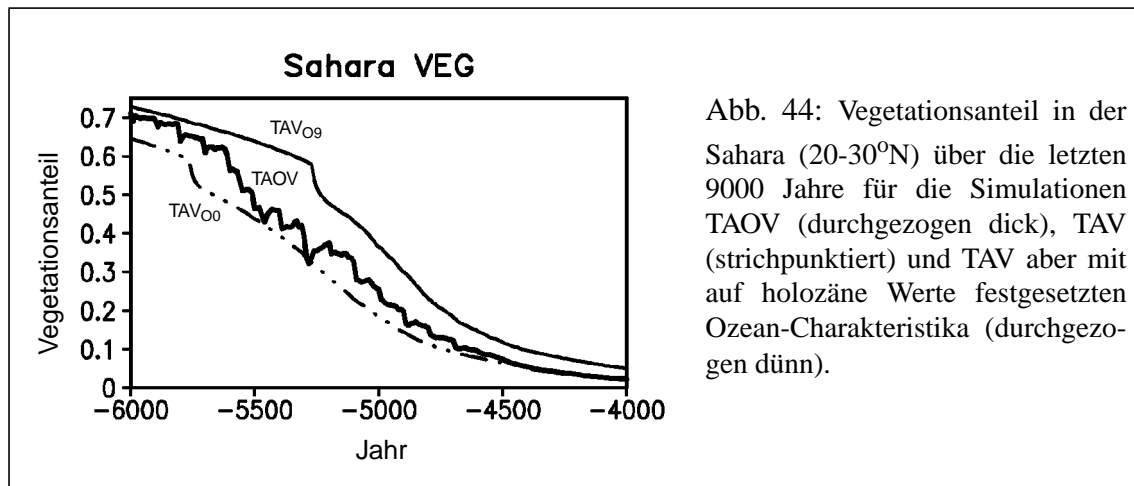


Abb. 44: Vegetationsanteil in der Sahara (20-30°N) über die letzten 9000 Jahre für die Simulationen TAOV (durchgezogen dick), TAV (strichpunktiert) und TAV aber mit auf holozäne Werte festgesetzten Ozean-Charakteristika (durchgezogen dünn).

Setzt man die Ozean- und/oder Vegetations-Charakteristika auf holozäne Werte fest, so ergeben sich also qualitativ ähnliche Resultate wie beim Festsetzen auf heutige Werte. Allgemein werden jedoch Umbrüche im System zeitlich bis um einige Jahrhunderte hinausgezögert.

7.5 Stabilität der simulierten Vegetationsunterschiede

7.5.1 Gleichgewichts-Simulationen

Wird eine Simulation für heutiges oder holozänes Klima mit vermehrter Vegetation in borealen Breiten und in Nordafrika gestartet, so bleibt deren Ausdehnung auch im Gleichgewicht im Allgemeinen größer (siehe Abschnitt 7.2.1). Im Vergleich zu den simulierten Vegetationsdifferenzen auf Grund der Einstrahlungsunterschiede zwischen heute und dem mittleren Holozän (siehe Abschnitt 5.3) sind diese Differenzen jedoch gering. Die Frage ist, inwieweit diese Aussagen vom gewählten Simulationszeitpunkt abhängen und davon, wie extrem die Anfangsbedingungen gewählt werden. Um die Möglichkeit mehrfacher Gleichgewichte zu untersuchen, habe ich verschiedene Empfindlichkeitsstudien mit dem gekoppelten Atmosphäre-Vegetations-Modell durchgeführt.

Extreme Anfangsbedingungen - 6000 J.v.h.:

Das Vorhandensein nur eines Gleichgewichtszustandes in den holozänen Simulationen des gekoppelten Atmosphäre-Vegetations-Modells trotz unterschiedlicher Anfangsbedingungen (siehe Abschnitt 7.2.1) stimmt mit den Resultaten eines gekoppelten GCMs [Claussen and Gayler, 1997] überein. Dort wurden allerdings sehr extreme

Differenzen in den Anfangsbedingungen gewählt. Ähnlich den dort beschriebenen Simulationen habe ich zwei weitere Experimente durchgeführt: Beide werden mit der Einstrahlung für das mittlere Holozän getrieben, von heutigen Bedingungen gestartet und die Ozean-Charakteristika werden auf ihre heutigen Werte entsprechend der Simulation CTL festgesetzt (das Festsetzen der Ozean-Charakteristika verhindert auch das Ausbilden unterschiedlicher Gleichgewichte rein auf Grund der für das Meereis nicht stabilen Resultate, siehe Abschnitt 7.2.1). Die beiden Simulationen unterscheiden sich dadurch, dass in einem Fall während der ersten zehn Jahre der Simulation für die gesamte Landoberfläche Wüste angenommen wird, im anderen Fall sind während dieser Zeitspanne alle Kontinente nur mit Bäumen bedeckt. Nachdem (nach den ersten zehn Jahren) die Atmosphäre ein Gleichgewicht mit diesen unrealistischen Randbedingungen erreicht hat, wird der Vegetation erlaubt, sich zu verändern.

Es zeigt sich, dass sich die Klimavariablen denen in der Simulation GAV sehr stark annähern, jedoch nicht völlig identisch werden. Insbesondere bleibt in der mit globaler Wüste gestarteten Simulation der Baumanteil in borealen Breiten (um 65°N) um 1,8% unter dem Wert in der Simulation GAV, in der mit Bäumen gestarteten Simulation liegt er um 1,3% darüber (siehe Abb. 45). Im ersteren Fall bleibt die Ausdehnung der Wüste in der Sahara um 5,7% und im Sahel um 3,4% über dem Wert in der Simulation GAV, im letzteren Fall 1,8% beziehungsweise 0,4% darunter. Die jeweiligen Differenzen zwischen den beiden Simulationen mit extremen Anfangsbedingungen betragen also 3,1% für den Baumanteil in borealen Breiten und für den Wüstenanteil 7,5% in der Sahara und 3,8% im Sahel (siehe Tab. 8). Dies Ergebnis ist nahezu unabhängig davon, ob man für die Atmosphäre heutige oder holozäne Anfangsbedingungen wählt.

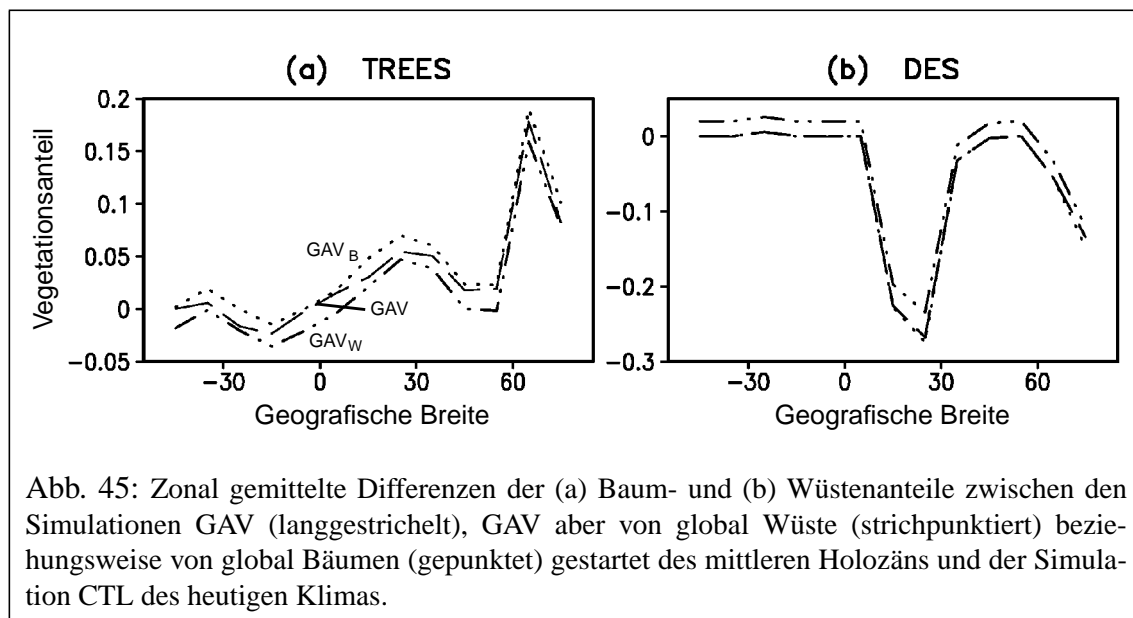


Abb. 45: Zonal gemittelte Differenzen der (a) Baum- und (b) Wüstenanteile zwischen den Simulationen GAV (langgestrichelt), GAV aber von global Wüste (strichpunktiert) beziehungsweise von global Bäumen (gepunktet) gestartet des mittleren Holozäns und der Simulation CTL des heutigen Klimas.

Mehrfache Gleichgewichte:

Eine gewisse Sensibilität der Vegetation in borealen Breiten und in Nordafrika gegenüber einer unrealistisch starken und länger anhaltenden Störung der anfänglichen

Vegetation ist für holozänes Klima also gegeben. Die Frage ist, ob man hier von mehrfachen Gleichgewichten sprechen sollte oder nicht.

Man könnte die Ausbildung eines weiteren Gleichgewichtszustandes definieren, wenn beispielsweise die Differenz der Vegetationsanteile zwischen zwei Simulationen größer ist als die dem Modell innewohnende Variabilität dieser Größe an dem betrachteten Ort und bei den gegebenen externen Bedingungen, wie etwa den orbitalen Parametern. Die interne Variabilität von CLIMBER-2.1 ist, insbesondere bei festgesetzten Ozean-Charakteristika, nur gering (siehe Abschnitt 3.2). Daher würden bereits Differenzen der Vegetationsanteile von etwa 1% im Allgemeinen ein weiteres Gleichgewicht bedeuten (hier nicht gezeigt).

Die Standard-Simulation GAV und die beiden entsprechenden Simulationen mit extremen Anfangsbedingungen zeigen im Gleichgewicht vor allem in borealen Breiten und in Nordafrika Vegetationsunterschiede, die nach dieser Definition verschiedenen Gleichgewichtszuständen entsprechen. Dies bedeutet, es wären zumindest drei stabile Gleichgewichte für das mittlere Holozän möglich, ein Fall, der im konzeptionellen Modell nicht diskutiert wird (vgl. Abschnitt 6.3.2). Das Auftreten von mehr als zwei stabilen Gleichgewichten in CLIMBER-2.1 würde jedoch keinen Widerspruch zum konzeptionellen Modell darstellen. So kann sich ein solches Verhalten beispielsweise daraus ergeben, dass die Abhängigkeiten $V^*(P)$ und $P^*(V,E)$ einen komplizierteren Verlauf zeigen als in Abbildung 35a angenommen. Das konzeptionelle Modell ist gewissermaßen ein lokales Modell; unter die externen Parameter E , die hier das Verhalten des Niederschlags in Nordafrika bestimmen, fällt daher auch der Zustand des Klimas in anderen Regionen, etwa in borealen Breiten. Auch ist ein degenerierter Fall möglich, für den die beiden Kurven $V^*(P)$ und $P^*(V,E)$ in einem gewissen Bereich aufeinander fallen.

Da in CLIMBER-2.1 bereits kleinste Vegetationsunterschiede mehrfache Gleichgewichte bedeuten, werde ich in allen folgenden Empfindlichkeitsstudien die Betonung weniger auf diesen Punkt legen. Stattdessen soll die Belastbarkeit der simulierten Vegetationsverteilungen sowohl in qualitativer als auch in quantitativer Hinsicht im Vordergrund stehen. Im Hinblick auf das konzeptionelle Modell befindet sich CLIMBER-2.1 um 6000 J.v.h. also in einem Zustand G (vgl. Abb. 35a), wobei die Vegetationsanteile je nach gewählten Anfangsbedingungen nur bis auf wenige Prozent genau angegeben werden können. Diese Unterschiede sind jedoch stets deutlich geringer als die Differenzen zur Simulation CTL. Eine leichte Annäherung an die Ergebnisse anderer Modelle beziehungsweise an geologische Befunde (siehe Abschnitte 5.3 / 5.5) wäre nur durch die Wahl extremer Anfangsbedingungen möglich.

Extreme Anfangsbedingungen - heute - bisherige Simulationen:

Für heutiges Klima ergibt sich mit einem gekoppelten Atmosphäre-Vegetations-GCM (inklusive Modell zur Beschreibung der ozeanischen Deckschicht) für unterschiedliche Anfangsbedingungen - trotz verbleibender geringer Vegetationsdifferenzen - nur ein Gleichgewichtszustand in borealen Breiten [Levis et al., 2000a]. Mit einem anderen gekoppelten GCM ergeben sich zwei mögliche Gleichgewichtszustände in Abhängigkeit von den Anfangsbedingungen [Claussen, 1997, Claussen, 1998], insbesondere zeigt sich für Nordafrika entweder eine ausgedehnte Wüste, oder aber die Wüste ist zu Teilen durch Vegetation ersetzt. Für diese Studie wurden extrem unterschiedliche Anfangsbedingungen gewählt. Das Verhalten des GCMs in Nordafrika wurde anhand des konzeptionellen Modells (vgl. Abschnitt 6.3.2) erklärt und zeigt sich ähnlich in den Resultaten

eines Boxmodells für diese Region [Brovkin et al., 1998, Claussen et al., 1998]: Für heutiges Klima existieren zwei mögliche Gleichgewichtszustände in Nordafrika (vgl. Abb. 35a, Zustände d und g), wovon der Zustand mit ausgedehnter Wüste der stabilere ist (vgl. Abb. 35b, gestrichelte Kurve).

Die Möglichkeit mehrerer Gleichgewichtszustände in Westafrika in Abhängigkeit von den gewählten Anfangsbedingungen wurde auch mit einem zonal gemittelten Atmosphäre-Vegetations-Modell für die Tropen gefunden [Wang and Eltahir, 2000]. Mit einem gekoppelten Atmosphäre-Vegetations-Modell mittlerer Komplexität wurde gezeigt, dass sich durch die Verwendung von Jahr zu Jahr variierender SSTs an Stelle klimatologischer Werte, also gewissermaßen durch eine Erhöhung der Variabilität eines externen Antriebs (vgl. Abschnitt 6.3.2), durch verschiedene Anfangsbedingungen zwei unterschiedliche Gleichgewichtszustände der Vegetation im Sahel einander angleichen können [Zeng and Neelin, 2000].

Das konzeptionelle Modell (siehe Abschnitt 6.3.2) beschreibt für Nordafrika die wechselseitige Abhängigkeit von Vegetationsanteilen und Niederschlägen. Ein ähnliches Modell wurde auch für die borealen Breiten entwickelt [Brovkin et al., 2000], für die die wechselseitige Abhängigkeit von Baumanteilen und Temperatursummen beschrieben wird (vgl. Abschnitt 5.3.1). Dieses Modell veranschaulicht das Vorhandensein nur eines Gleichgewichtszustandes (analog zu Abb. 35a, Zustand D; hier jedoch geringer Baumanteil bei niedrigen Temperatursummen) in borealen Breiten für heutiges Klima (und für das Klima bei Verdoppelung des CO₂-Gehaltes), der außer von dem genannten GCM auch von zwei Modellen mittlerer Komplexität gefunden wird. Eines von diesen Modellen ist CLIMBER-2.

Extreme Anfangsbedingungen - heute:

Um die Stabilität der von CLIMBER für heutiges Klima simulierten Vegetationsverteilung zu untersuchen, habe ich zwei Simulationen der gekoppelten Atmosphäre-Vegetations-Version für heutige Einstrahlung und heutigen Ozean durchgeführt, gestartet von heutigen Atmosphärenbedingungen, jedoch - ähnlich wie bereits für die holozänen Simulationen - mit ausschließlich Wüste beziehungsweise Bäumen auf allen Kontinenten während der ersten zehn Jahre der Simulation. Es zeigt sich auch hier eine gewisse Abhängigkeit von der ursprünglichen Vegetationsverteilung. Die Vegetation kann sich bei anfänglicher Wüste nicht in vollem Umfang wieder etablieren. Differenzen des Vegetationsanteils zwischen den beiden extremen Simulationen sind mit 6,3% im Sahel am höchsten, sie liegen bei 5,7% in der Sahara und Differenzen des Baumanteils bei 3,5% in borealen Breiten um 65°N (siehe Tab. 8). Die Ergebnisse sind nahezu unabhängig davon, ob man heutige oder holozäne Anfangsbedingungen für die Atmosphäre wählt.

Auch wenn die gefundenen Vegetationsunterschiede in borealen Breiten für CLIMBER die Interpretation als verschiedene Gleichgewichtszustände - wie gerade diskutiert - zulassen würde, würden diese Gleichgewichte doch sehr nah beieinander liegen. Dieses Resultat unterstützt somit gewissermaßen die Ergebnisse der gerade beschriebenen Modelle, das heißt, es existiert für heutiges Klima nur eine Art des Gleichgewichtszustandes, nämlich mit reduziertem Baumanteil.

Auch in Nordafrika ergeben sich für heutiges Klima in CLIMBER-2.1 trotz unterschiedlicher Anfangsbedingungen lediglich geringe Vegetationsdifferenzen, stets zeigt sich ein reduzierter Vegetationsanteil (vgl. Abb. 35a, Zustand D). Eine mögliche Ursache für die Unterschiede zu den sich deutlich unterscheidenden zwei Gleichgewichtszustän-

den in den GCM-Resultaten liegt in der Auflösung: In den GCM-Simulationen sind nur Teile der Sahara, insbesondere der Westen mit Vegetation bedeckt. In CLIMBER-2 kann man zwar Sahara und Sahel differenzieren, diese jedoch nicht nach ihrem Ost- und Westteil. Die auch in CLIMBER durch unterschiedliche Anfangsbedingungen vorhandene Tendenz zu höheren Niederschlägen mit verstärkter Vegetation ist jedoch offenbar nicht ausreichend, um in der gesamten Gitterbox für die Ausbildung deutlicherer Vegetationsunterschiede zu sorgen.

	6000 J.v.h.	5000 J.v.h.	heute
Baumanteil boreale Breiten	3,1	3,5	3,5
Vegetationsanteil Sahara	7,5	18,6	5,7
Vegetationsanteil Sahel	3,8	6,3	6,3

Tab. 8: Differenz des Vegetationsanteils jeweils zwischen den beiden Simulationen des gekoppelten Atmosphäre-Vegetations-Modells mit extremen Anfangsbedingungen.

Extreme Anfangsbedingungen - 5000 J.v.h.:

Für die Zeit um 6000 J.v.h. reagiert in Nordafrika CLIMBER ähnlich, jedoch nicht identisch, einem GCM [Claussen and Gayler, 1997]. CLIMBER zeigt bei gleichen Einstrahlungsunterschieden größere Vegetationsdifferenzen als das gekoppelte GCM (siehe Abschnitt 5.3.2). Beide Modelle geben für diese Zeit jedoch selbst bei extrem unterschiedlichen Anfangsbedingungen im Gleichgewicht nur die Möglichkeit einer ausgedehnten Vegetation in der Sahara (vgl. Abb. 35a, Zustand G). Unter heutigem Klima befindet sich das GCM in einem Übergangsbereich, in dem je nach Anfangsbedingungen zwei verschiedene Gleichgewichtszustände (vgl. Abb. 35a, Zustände g und d) existieren können - Vegetation oder Wüste in der Sahara [Claussen, 1997, Claussen, 1998]. CLIMBER hingegen befindet sich, wie gerade demonstriert, unter heutigem Klima bereits in einem Bereich, in dem nur noch Wüste in der Sahara möglich ist (vgl. Abb. 35a, Zustand D / Abb. 35b, durchgezogene Kurve). Möglicherweise existiert also während der vergangenen 6000 Jahre ein Zeitraum, in dem auch für CLIMBER zwei sich ähnlich deutlich wie in den GCM-Simulationen unterscheidende Zustände (vgl. Abb. 35b, gestrichelte Kurve) vorhanden sind. Als weiteren Simulationszeitpunkt wähle ich 5000 J.v.h., da dies die Zeit ist, um die herum in der Sahara die abrupten Übergänge in den transienten Simulationen vor sich gehen (siehe Abb. 36). Auch zeigen die Simulationen TAV um diese Zeit große Differenzen je nach Wahl der Randbedingungen (siehe Abb. 44).

Für die Einstrahlung um 5000 J.v.h. habe ich also zwei weitere Simulationen des gekoppelten Atmosphäre-Vegetations-Modells durchgeführt. Beide wurden von heutigen Atmosphärenbedingungen gestartet mit heutigen Ozean-Charakteristika. Während in einer Simulation wiederum während der ersten zehn Jahre ausschließlich Wüste auf sämtlichen Kontinenten angenommen wurde, wurde die andere mit Bäumen auf allen Landpunkten gestartet.

Ähnlich wie schon für heutige Einstrahlung oder die um 6000 J.v.h. ergeben sich im Gleichgewicht Vegetationsunterschiede zwischen diesen beiden extremen Simulationen. In den borealen Breiten (um 65°N) liegen Änderungen des Baumanteils bei 3,5%.

Die Differenzen des Vegetationsanteils im Sahel betragen 6,3%. Während unter heutiger Einstrahlung oder der um 6000 J.v.h. die Vegetationsunterschiede in der Sahara bei 5,7% beziehungsweise 7,5% liegen, betragen sie unter denen um 5000 J.v.h. jedoch 18,6% (siehe Tab. 8).

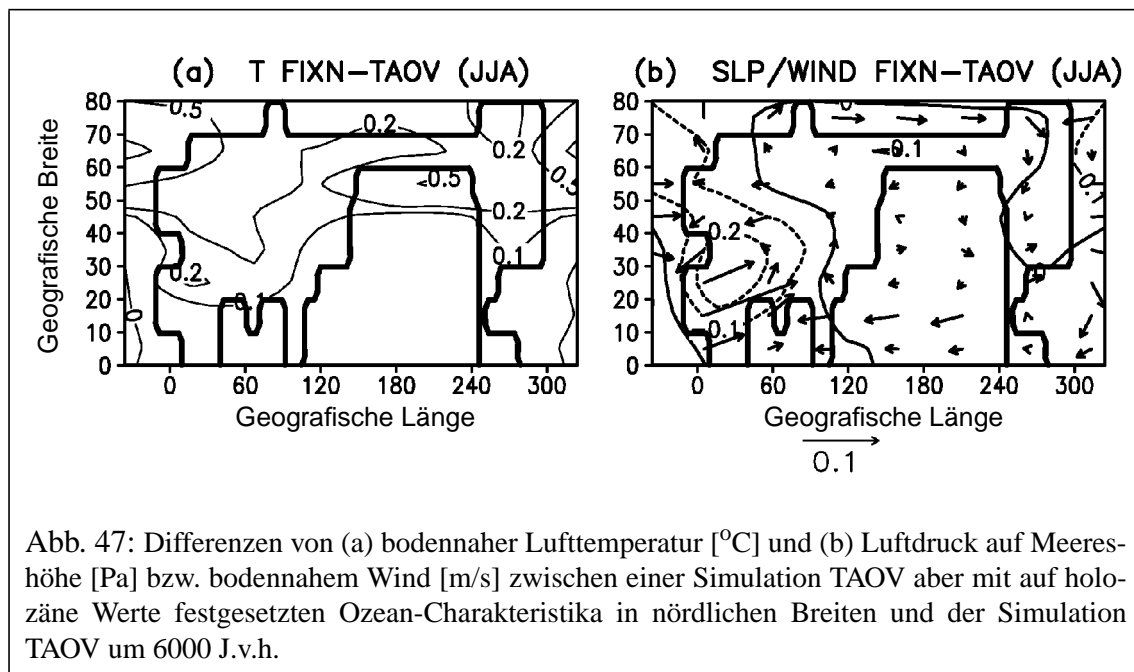
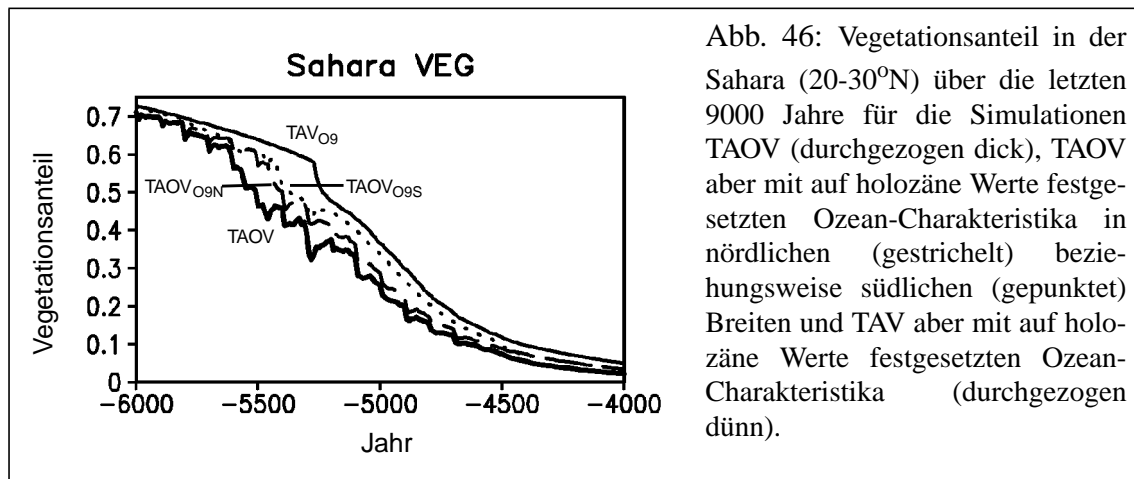
Dies zeigt deutlich, in welchem engem zeitlichen Fenster quantitative Aussagen zur Sensibilität eines Modelles gültig sein können.

7.5.2 *Transiente Simulationen*

Wie aus dem Vergleich mit den geologischen Befunden (siehe Abschnitt 5.5) hervorging, überschätzt CLIMBER möglicherweise die Reaktion des Systems in borealen Breiten und in Nordafrika (siehe Abschnitt 5.3.2). Um zu verstehen, wie stark die beiden Regionen im Modell zusammenhängen und wie die Vegetationsveränderungen in borealen Breiten und in Nordafrika von den simulierten SSTs sowohl in den hohen nördlichen als auch in den niederen Breiten abhängen, haben wir vier weitere Simulationen durchgeführt, in denen entweder die Ozean-Charakteristika nur nördlich oder nur südlich von 50°N entweder auf ihre holozänen oder auf ihre heutigen Werte festgesetzt wurden. Der jeweils andere Teil des Ozeans wurde gemäß den in der Simulation TAOV erhaltenen, zeitlich veränderlichen Werten vorgeschrieben.

Vergleicht man die zeitlichen Änderungen verschiedener globaler Klimawerte, so wird deutlich, dass ihre interannuelle Variabilität vor allem aus dem südlichen Teil des Ozeans herrührt. Die Simulationen, in denen die Charakteristika dieses Teils des Ozeans auf konstante Werte festgesetzt werden, zeigen eine relativ ruhige Entwicklung der verschiedenen Variablen (hier nicht gezeigt). Setzt man nur im nördlichen Teil des Ozeans dessen Charakteristika auf holozäne Werte fest, so bleibt in borealen Breiten der Baumanteil bis heute größer als der Anteil in der Simulation TAOV. Aber auch wenn man nur im südlichen Teil des Ozeans - das heißt hier südlich von 50°N - dessen Charakteristika auf ihre holozänen Werte festsetzt, führen die allgemein höheren Temperaturen im Verlauf der 9000 Jahre in zunehmendem Maße zu einem größeren Baumanteil als er in der Simulation TAOV zu finden ist; der Anteil bleibt jedoch etwas geringer als in der Simulation, in der die Bedingungen im nördlichen Teil des Ozeans festgesetzt wurden.

In Nordafrika führte das Festsetzen der Ozean-Charakteristika global auf ihre holozänen Werte dazu, dass die Vegetation länger erhalten werden konnte als in der Simulation TAOV (siehe Abschnitt 7.4.2). Auch dies liegt am Zustand des Ozeans in den höheren nördlichen Breiten ebenso wie an seinem Zustand in niederen Breiten (siehe Abb. 46). Auf ihre holozänen Werte festgesetzte subtropische Ozean-Charakteristika führen durch vermehrte Feuchteadvektion wie auch durch erhöhte Verdunstung und dem aus erhöhtem atmosphärischen Feuchtegehalt resultierenden verstärkten Treibhauseffekt zu vermehrten sommerlichen Niederschlägen über Nordafrika. Sind nur die Ozean-Charakteristika in hohen nördlichen Breiten auf ihre holozänen Werte festgesetzt, so ist neben verstärktem fühlbarem Wärmefluss eine mit den höheren Temperaturen verbundene Absenkung des Luftdruckes über den umgebenden nordhemisphärischen Kontinenten und der daraus resultierenden verstärkten Advektion ausschlaggebend (vgl. Abb. 47). Für die Ausbreitung von Vegetation in Nordafrika sind also ebenfalls Prozesse in niederen und in hohen Breiten wichtig.



7.6 Zusammenfassung

Gleichgewichts-Simulationen:

Bei einer Überprüfung der Belastbarkeit der Modellergebnisse gegenüber der Versuchsdurchführung zeigt sich die Meereis-Bedeckung in der Simulation GAO sensibel gegenüber veränderten (holozänen statt heutigen) Anfangsbedingungen. Differenzen durch unterschiedliche Anfangsbedingungen sind hier von der Größenordnung der Differenzen durch die geänderte Einstrahlung im Holozän. Die Simulation der Vegetation ist bei realistisch geänderten Anfangsbedingungen robust.

Durch veränderte Randbedingungen bei inverser Versuchsdurchführung zeigt sich, dass je nach Zeit und Region der Einfluss von Einstrahlung, Ozean oder Vegetation dominant sein kann. Es ergibt sich wiederum eine gewisse Sensibilität für den Ozean.

Die simulierten Vegetationsmuster sind robust, das heißt, die Verstärkungsfaktoren der inversen Simulation GAV sind umgekehrt denen der Standard-Simulation GAV.

Vergleicht man die Standard-Simulationen mit entsprechenden Simulationen des Eem (125 000 J.v.h.), so findet man anhand der Verstärkungsfaktoren quantitative und qualitative Unterschiede im Hinblick auf die Bedeutung der einzelnen Klima-Untersysteme. Letztere ließen sich durch Änderung der Versuchsdurchführung beseitigen, so dass zumindest qualitativ belastbare Vorhersagen des Einflusses von Ozean, Vegetation und Synergie auch bei geändertem externen Antrieb möglich sind.

Setzt man für holozäne Einstrahlungsbedingungen Ozean- und/oder Vegetationscharakteristika auf ihre holozänen, aus der Simulation GAOV resultierenden, anstatt auf ihre heutigen Werte fest, so folgt ein allgemein wärmeres und feuchteres Klima und mehr Vegetation und/oder weniger Meereis.

Die Ergebnisse dieser Simulationen sind denen der Simulation GAOV, in der die holozänen Randbedingungen bestimmt wurden, im Allgemeinen sehr ähnlich. Die Verstärkungsfaktoren sind nahe null, was bedeutet, dass das Modell in der Lage ist, bei festgesetzten Randbedingungen ähnliche Ergebnisse zu erzielen wie in der Simulation, in der diese Randbedingungen berechnet wurden. Ähnliches gilt für heutiges Klima. Diese Ergebnisse rechtfertigen erst das bisherige Vorgehen in den Versuchsreihen: In den Standard-Simulationen wurde stets die Simulation CTL des heutigen Klimas als Referenz benutzt. Differenzen zu dieser Simulation wurden allein auf Änderungen der Einstrahlung und die sich daraus ergebenden Reaktionen der verschiedenen Klima-Untersysteme zurückgeführt. Hätten sich in dieser Empfindlichkeitsstudie deutlich von null abweichende Verstärkungsfaktoren ergeben, so hätte dies bedeutet, dass auch unterschiedliche Modellkonfigurationen allein schon Differenzen zur Simulation CTL bewirkt hätten. Aus ähnlichen Gründen werden in vielen GCMs Flusskorrekturen verwendet, um nämlich die Ergebnisse der gekoppelten Modelle nahe an denen der ungekoppelten Modelle zu halten. Als Folge hätte für jede Konfiguration eine eigene Kontroll-Simulation benutzt werden müssen, eine Analyse von Synergieeffekten wäre somit nicht möglich gewesen. Erst durch diese Analyse ist die Unabhängigkeit der getroffenen Aussagen von der Wahl des Referenzzustandes belegt.

Setzt man die Ozean-Charakteristika auf ihre holozänen Werte fest, so hängt die Reaktion der Vegetation von der Einstrahlung ab. Es zeigt sich, dass die borealen Wälder auf unterschiedlich zu Grunde gelegte Ozeane unter heutiger Einstrahlung stärker reagieren als unter holozäner Einstrahlung. Ähnliches gilt für die Vegetation im Sahel. Die Vegetation in der Sahara hingegen reagiert auf veränderte Ozeanbedingungen vor allem unter holozäner Einstrahlung. Hier ist eine deutliche Änderung des Monsuns nötig, um eine Vegetationsverschiebung zu initiieren.

Extreme Anfangsbedingungen (global Wald/Wüste) können bei holozäner Einstrahlung insbesondere in borealen Breiten und in Nordafrika zu Änderungen der Vegetationsanteile von wenigen Prozent führen, vor allem in der Sahara geht der Wüstenanteil um 7,5%. Eine leichte Annäherung an die Ergebnisse anderer Modelle beziehungsweise geologische Befunde ist so möglich. Wählt man unter heutiger Einstrahlung wiederum extreme Anfangsbedingungen, so reagiert vor allem die Vegetation im Sahel, wo Vegetationsunterschiede von 6,3% gefunden werden. Legt man die Einstrahlung um 5000 J.v.h., der Zeit starker Vegetationsumbrüche in den transienten Simulationen, zu Grunde, so

ergeben sich durch die extrem gewählten Anfangsbedingungen in der Sahara Vegetationsdifferenzen von fast 20%. Dies zeigt, in welchem engen zeitlichen Rahmen quantitative Aussagen zur Sensibilität des Modells gültig sein können.

Transiente Simulationen:

Die Ergebnisse der transienten Simulationen sind recht stabil gegenüber veränderten Anfangsbedingungen. Wird das Modell aus einem transienten Zwischenzustand gestartet, so lässt sich der Vegetationsumbruch in der Sahara auf wenige Jahrzehnte genau angeben. Bei einem Start aus Gleichgewichtsbedingungen ergeben sich zeitliche Verschiebungen um etwa 200 Jahre.

Durch inverse Simulationen zeigt sich ein gewisser Hysterese-Effekt. Beispielsweise ergibt sich für den Vegetationsumbruch in Nordafrika eine Zeitdifferenz von etwa 250 Jahren, das System neigt dazu, seinen gegenwärtigen Zustand aufrecht zu erhalten.

Setzt man die Ozean- und/oder Vegetations-Charakteristika auf ihre holozänen statt auf ihre heutigen Werte fest, so zeigt sich eine ähnliche Trägheit. Die Verwendung holozäner Randbedingungen führt dazu, dass das System länger einen dem holozänen Klima ähnlichen Zustand aufrecht zu erhalten versucht. Für das globale Klima haben unterschiedlich festgesetzte Ozean-Charakteristika stärkere Auswirkungen als unterschiedlich festgesetzte Vegetations-Charakteristika. Aussagen zum Zeitpunkt eines Umbruchs im System können sich um einige hundert Jahre mit den verwendeten Randbedingungen verschieben.

Setzt man die Ozean-Charakteristika einmal nördlich und einmal südlich von 50°N auf ihre holozänen Werte fest, so zeigt sich, dass die Vegetationsänderungen in borealen Breiten und in Nordafrika vom Ozean sowohl in hohen wie auch in niederen Breiten abhängig sind. Selbst die Güte der vorhergesagten Differenzen des Meereises beeinflusst also beispielsweise die Belastbarkeit der vorhergesagten Vegetationsunterschiede in der Sahara.

Den Einfluss von Unsicherheiten in der Darstellung der Landoberfläche auf die Modellresultate werde ich in den folgenden Kapiteln diskutieren.

