

# NOVA ACTA LEOPOLDINA

Abhandlungen der Deutschen Akademie der Naturforscher Leopoldina

Im Auftrage des Präsidiums herausgegeben von

**HARALD ZUR HAUSEN**

Vizepräsident der Akademie

---

NEUE FOLGE

NUMMER 373

BAND 108

---

## **Wüsten – natürlicher und kultureller Wandel in Raum und Zeit**

### **Leopoldina-Meeting**

**Deutsche Akademie der Naturforscher Leopoldina  
in Zusammenarbeit mit der Gesellschaft für Erd- und  
Völkerkunde zu Stuttgart e. V.**

**am 2. und 3. Mai 2008 in Stuttgart**

Organisation:

**Wolf Dieter BLÜMEL (Stuttgart)**

Mitglied der Leopoldina

Mit 141 Abbildungen und 7 Tabellen



**Deutsche Akademie der Naturforscher Leopoldina –  
Nationale Akademie der Wissenschaften, Halle (Saale) 2009  
Wissenschaftliche Verlagsgesellschaft mbH Stuttgart**

# Dynamik der Sahara im Klimawandel des mittleren und späten Holozäns

Martin CLAUSSEN ML (Hamburg)

Mit 6 Abbildungen

## Zusammenfassung

Die größte Wüste der Erde, die Sahara, war im frühen und mittleren Holozän (etwa 11 000 bis 6000 Jahre vor heute) deutlich grüner als heute. Wahrscheinlich werden die Wechsel zwischen ariden und humiden Phasen in der Sahara durch Änderungen der solaren Einstrahlung, die mit periodischen Schwankungen der Erdumlaufbahn einhergehen, angeregt und durch Wechselwirkungsprozesse zwischen Atmosphäre, Vegetation und Ozean verstärkt. Theoretische Überlegungen deuten daraufhin, dass die Ausdehnung der Sahara im mittleren Holozän abrupt erfolgt sein könnte, entweder als einmaliger Übergang oder als mehrfacher Wechsel zwischen humider und arider Phase. Paläoklimatologische Befunde sind in dieser Hinsicht nicht eindeutig. Einige geologische Daten aus dem östlichen Teil der Sahara weisen keine abrupten Übergänge auf, andere Befunde aus dem westlichen und zentralen Teil der Sahara zeigen dagegen abrupte Einzel- oder Mehrfachübergänge. Bei diesen Daten handelt es sich jedoch um indirekte oder Stellvertreter(Proxy-)daten. Zur Überprüfung der verschiedenen Hypothesen zur Dynamik der Sahara werden unabhängige und detaillierte paläobotanische und paläoklimatologische Rekonstruktionen benötigt.

## Abstract

The largest desert on Earth, the Sahara, was much greener than today during the early and mid-Holocene (about 11 000–6000 years before present). Interpretation of palaeoclimatic reconstruction by using climate system models indicate that this greening was triggered by changes in insolation due to periodic variations in the Earth orbit, and it was likely to be amplified by feedbacks between atmosphere, vegetation and ocean. Theoretical studies suggest that the expansion of Sahara at the end of the mid-Holocene could have been abrupt, either in the form of a single transition or in the form of multiple switches between wet and dry phases. Palaeoclimatic evidence is ambiguous. Some records of the eastern Sahara do not reveal abrupt transitions, other records, e.g., dust in marine sediments off the coast of West Africa or palaeobotanic evidence from the Central Sahara, do show abrupt transitions or multiple switches between climate phases. However, these proxy data are only indirect indicators of climate and vegetation changes. For the validation, or falsification, of hypotheses on Saharan dynamics independent and detailed palaeoclimatic and palaeobotanic reconstructions would be required.

## 1. Einleitung

Nach dem jüngsten Sachstandsbericht des *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC) nimmt in einem von Menschen durch Emission von Treibhausgasen verursachten wärmeren Klima der Niederschlag in den Gebieten der tropischen Niederschlagsmaxima sowie in den hohen nördlichen Breiten zu und in den meisten subtropischen Regionen ab. In anderen Regionen, insbesondere über Nordafrika, ist die Entwicklung möglicher Niederschlagsänderungen jedoch ungewiss. Die Streuung zwischen den Ergebnissen verschiedener Modellrechnun-

gen ist deutlich größer als das arithmetische Mittel des berechneten Klimaänderungssignals. Selbst das Vorzeichen möglicher Niederschlagsänderungen über großen Teilen Nord-Afrikas, einschließlich der Sahel-Region, scheint noch unbekannt zu sein.<sup>1</sup> Um mögliche Ursachen dieser Unsicherheit abschätzen zu können, erscheint eine Untersuchung der vergangenen Klima- und Vegetationsänderungen in den entsprechenden Regionen sinnvoll.

Aber nicht nur das Ausmaß und das Vorzeichen des Klimawandels, sondern auch die Frage, wie sich der Klimawandel in Nordafrika vollzieht – eher allmählich oder sprunghaft, abrupt – wird für die Entwicklung der Bevölkerung in den betroffenen Gebieten außerordentlich wichtig sein. Dies ist aus Beispielen der Klimageschichte hinlänglich bekannt (DE MENO-CAL 2001). Vermutlich haben sich Klima und Vegetation auch in Nordafrika abrupt geändert. Theoretische Studien, aber auch einige empirische Befunde scheinen darauf hinzudeuten. Insbesondere dieser Aspekt der Dynamik der Sahara wird in dem vorliegenden zusammenfassenden Aufsatz kritisch bewertet.

## 2. Die grüne Sahara

Paläobotanische und paläoklimatische Befunde deuten darauf hin, dass während des frühen und mittleren Holozäns, etwa von 11 500 bis 6000 Jahren vor heute, die Sahara deutlich grüner war als heute (PRENTICE et al. 2000). Die Sahel-Zone reichte in manchen Regionen bis zum nördlichen Wendekreis (JOLLY et al. 1998). Die Migration der Vegetationszonen wurde als Antwort des Klimasystems auf die Änderung der Erdumlaufbahn, welche die globale Verteilung der Sonneneinstrahlung und damit auch den Temperaturkontrast zwischen Ozean und Kontinent beeinflusst, interpretiert (SPITALER 1921, KUTZBACH und GUETTER 1986). Dieser sogenannte orbitale Antrieb scheint aber nicht hinreichend stark gewesen zu sein, die Verlagerung der Vegetation zu erklären (JOUSSAUME et al. 1999). CLAUSSEN und GAYLER (1997) fanden eine starke Rückkopplung zwischen Vegetation und Niederschlag – im Folgenden auch biogeophysikalische Rückkopplung oder biogeophysikalische Wechselwirkung genannt – vor allem im westlichen Teil der Sahara, welche die durch den orbitalen Antrieb angestoßene Zunahme des Sommermonsuns verstärkt und damit erst die Verschiebung der Vegetationszone nach Norden ermöglicht hat. CLAUSSEN und GAYLER (1997) erklären die positive, d. h. selbstverstärkende Rückkopplung mit der Wechselwirkung zwischen Reflexionsvermögen solarer Strahlung (Albedo) der Sahara und bewachsener Wüstenrandgebiete und der tropischen, atmosphärischen Zirkulation. Dies wurde bereits von OTTERMAN (1974) vermutet und später von CHARNEY (1975) in einem Modell beschrieben. CHARNEY (1975) nahm an, dass die hohe Albedo der Wüste zu einer Abkühlung der Atmosphäre über der Wüste führt, da am Oberrand der Atmosphäre die Sonneneinstrahlung, vermindert um die an hellen Flächen reflektierte Sonnenstrahlung, geringer ist als die von der Erdoberfläche ausgehende Wärmestrahlung. Oder mit anderen Worten: Hinsichtlich der Strahlung erscheint die Wüste für die Atmosphäre als Kältequelle. Die Abkühlung durch Strahlung über der Wüste bedingt eine Konvergenz von Luftmassen aus den umgebenden, relativ wärmeren Regionen und schließlich ein Absinken der Luftmassen über der Wüste. Die adiabatische Erwärmung der absinkenden Luftmassen kompensiert die strahlungsbedingte Abkühlung der Atmosphäre. Großräumige Absinkbewegungen unterdrücken Konvektion und damit konvektive Niederschläge. Eine

<sup>1</sup> Vgl. z. B. auf S. 767 in MEEHL et al. 2007.

Verringerung der Niederschläge wiederum wirkt sich negativ auf das Pflanzenwachstum in der Wüste aus, so dass durch den Rückgang der Vegetation die Helligkeit der Wüste zunimmt. Umgekehrt würde eine Zunahme des Bewuchses die Albedo der Landoberfläche vermindern und damit das adiabatische Absinken der Luftmassen schwächen, so dass sich der nordafrikanische Monsun stärker ausprägen und zu einer kräftigeren konvektiven Bewegung führen kann. Diese Prozesse überlagern die Wirkung der großräumigen (allgemeinen) Zirkulation, die an den polwärtigen Rändern und Absinkgebieten der Hadleyzelle die sogenannten Wendekreiswüsten hervorbringt.<sup>2</sup>

In welchem Ausmaß und in welchen Regionen die Sahara im mittleren Holozän mit Vegetation bedeckt war, ist bis heute noch nicht vollständig bekannt. Flächenhafte Rekonstruktionen<sup>3</sup> unterscheiden sich deutlich. Gleiches gilt für die Ergebnisse von Modellsimulationen<sup>4</sup> (siehe Abb. 1). Die Ergebnisse des *Paleoclimate Modelling Intercomparison Project 2* zusammenfassend, vermuten BRACONNOT et al. (2007), dass die biogeophysikalische Rückkopplung schwächer sein könnte als in älteren Publikationen<sup>5</sup> angenommen. Allerdings stützt sich diese Vermutung auf verschiedene Modellsimulationen mit sehr unterschiedlichen, zum Teil unrealistisch niedrigen Werten der in den Modellen implementierten Albedo der Sahara und sehr unterschiedlichen Albedoänderungen zwischen dem heutigen Klima und dem Klima des mittleren Holozäns. Darüber hinaus wurden die Modellsimulationen nicht in der Weise durchgeführt, so dass eine klare Trennung der Einflussfaktoren und somit eine eindeutige Abschätzung der Stärke der verschiedenen Wechselwirkungsprozesse möglich ist.

Es gibt mindestens ein Klimasystemmodellergebnis, das sogar eine negative Rückkopplung zwischen Vegetation und Klima während des mittleren Holozäns beschreibt. Die Autoren dieser Studie gehen davon aus, dass die Böden in der bewachsenen Sahara deutlich dunkler waren als heute (WANG et al. 2008), so dass ein Rückgang der Vegetation die Albedo in dieser Region abnehmen, statt zunehmen lässt. Im Verlauf der letzten Jahrtausende müssen sich aber auch die Böden verändert haben. Dieser Prozess war vermutlich am stärksten beim Austrocknen großer Seen, wie dem sogenannten Mega-Tschadsee, ausgeprägt. Dort finden sich heute die hellsten Flächen der Sahara (KNORR et al. 2001). Insgesamt betrachtet, zeigen die meisten Modelle eine Verstärkung des Klimawandels im Laufe des Holozäns, wenn die Vegetationsdynamik in den Klimamodellen berücksichtigt wird.<sup>6</sup> Insofern scheint die Annahme einer verstärkenden biogeophysikalischen Rückkopplung robust zu sein.

<sup>2</sup> OTTERMAN (1974) und CHARNEY (1975) entwarfen ihr Modell der Wüsten-Albedo-Rückkopplung nicht für die Sahara, sondern die Sahel-Zone. Sie wollten die Frage klären, ob die damals andauernde und zunehmende Sahel-Dürre durch eine mit der Überweidung einhergehende Erhöhung der Albedo verursacht worden sein könnte. Später jedoch wurde festgestellt, dass die Änderung der Sahel-Albedo zu klein war, um eine starke Wüsten-Albedo-Rückkopplung anzustoßen (XUE und SHUKLA 1993), und dass vermutlich andere Mechanismen dominieren (siehe z. B. ELTAHIR und GONG 1995).

<sup>3</sup> Zum Beispiel PETIT-MAIRE und GUO 1996, HOELZMANN et al. 1998, ANHUF et al. 1999).

<sup>4</sup> CLAUSSEN und GAYLER 1997, DOHERTY et al. 2000, SCHURGERS et al. 2006, LIU et al. 2007.

<sup>5</sup> Einen Überblick bietet CLAUSSEN 2004.

<sup>6</sup> Zum Beispiel CLAUSSEN und GAYLER 1997, GANOPOLSKI et al. 1998, BRACONNOT et al. 1999, SCHURGERS et al. 2006, LIU et al. 2007, BRACONNOT et al. 2007.

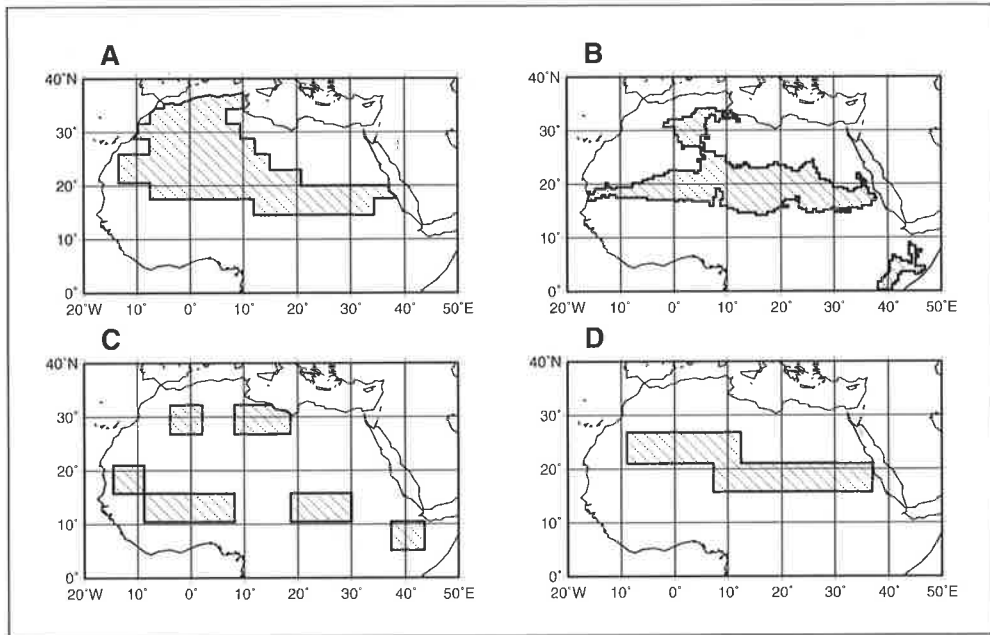


Abb. 1 Änderung der Sahara vom mittleren Holozän vor gut 6000 Jahren zu heute. Die schraffierten Flächen zeigen eine gegenüber heute im mittleren Holozän mit Vegetation bedeckte Sahara – ohne allerdings den Bedeckungsgrad zu spezifizieren. (A) Modellergebnisse von CLAUSSEN und GAYLER (1997), (B) von DOHERTY et al. (2000), (C) von SCHURGERS et al. (2006), (D) von LIU et al. (2007)

### 3. Der zeitliche Verlauf der Ausdehnung der Sahara

Um zu erkunden, wie rasch sich die Sahara seit dem mittleren Holozän hat ausdehnen können, haben BROVKIN et al. (1998) und später auch andere (siehe unten) die Stabilität des Systems Atmosphäre – Vegetation über Westafrika analysiert. Das zugrundeliegende Konzept einer Stabilitätsanalyse ist ausführlich von SCHEFFER et al. (2001) beschrieben worden. Prinzipiell können Systeme, charakterisiert durch eine oder mehrere Zustandsvariable(n), sehr unterschiedlich auf Änderungen des Antriebs oder sich ändernder Randbedingungen reagieren. Dies wird in der Abbildung 2 anschaulich dargestellt. Manche Systeme ändern sich allmählich, nahezu proportional mit dem Antrieb oder den äußeren Bedingungen (Abb. 2A). Sämtliche Störungen des Systems, die das System aus dem Gleichgewicht treiben, klingen ab, so dass das System wieder zum alten Gleichgewicht (ausgezogene Linie) zurückfindet. Dieser Vorgang wird durch die dünnen Pfeile dargestellt. Andere Systeme antworten stark disproportional auf Änderungen des Antriebs oder der äußeren Bedingungen. Über einen weiten Bereich von Antriebsänderungen erscheinen solche Systeme „träge“ und variieren kaum. Wenn jedoch die äußeren Bedingungen kritische Schwellenwerte über- oder unterschreiten, können sie sich sehr schnell, nahezu abrupt ändern (schattierter Bereich in der Abb. 2B). Ein besonders interessanter Fall tritt ein, wenn ein System in einem bestimmten Antriebsbereich mehrere Gleichgewichtszustände annehmen kann. Manche der Gleichgewichtszustände sind stabil (durchgezogene Linie), andere instabil (gestrichelte Linie). Bei Störungen wird sich

der Zustand des Systems stets vom instabilen zu einem stabilen Gleichgewichtszustand hin bewegen. Im Bereich mehrfacher Gleichgewichtszustände (schattierter Bereich in Abb. 2C) sind abrupte Sprünge von einem Zustand in den anderen möglich, wenn hinreichend starke interne oder externe Störungen auftreten (dicker Pfeil). Der Wechsel zwischen den Zuständen kann sich in einer sprunghaften Änderung vollziehen oder durch mehrere Sprünge zwischen den Zuständen – sogenanntes Flimmern – bemerkbar machen.

Wie lässt sich dieses konzeptionelle Modell auf die Dynamik der Sahara übertragen? Numerische Modellstudien von CLAUSSEN (1994, 1997) zeigen, dass die biogeophysikalische

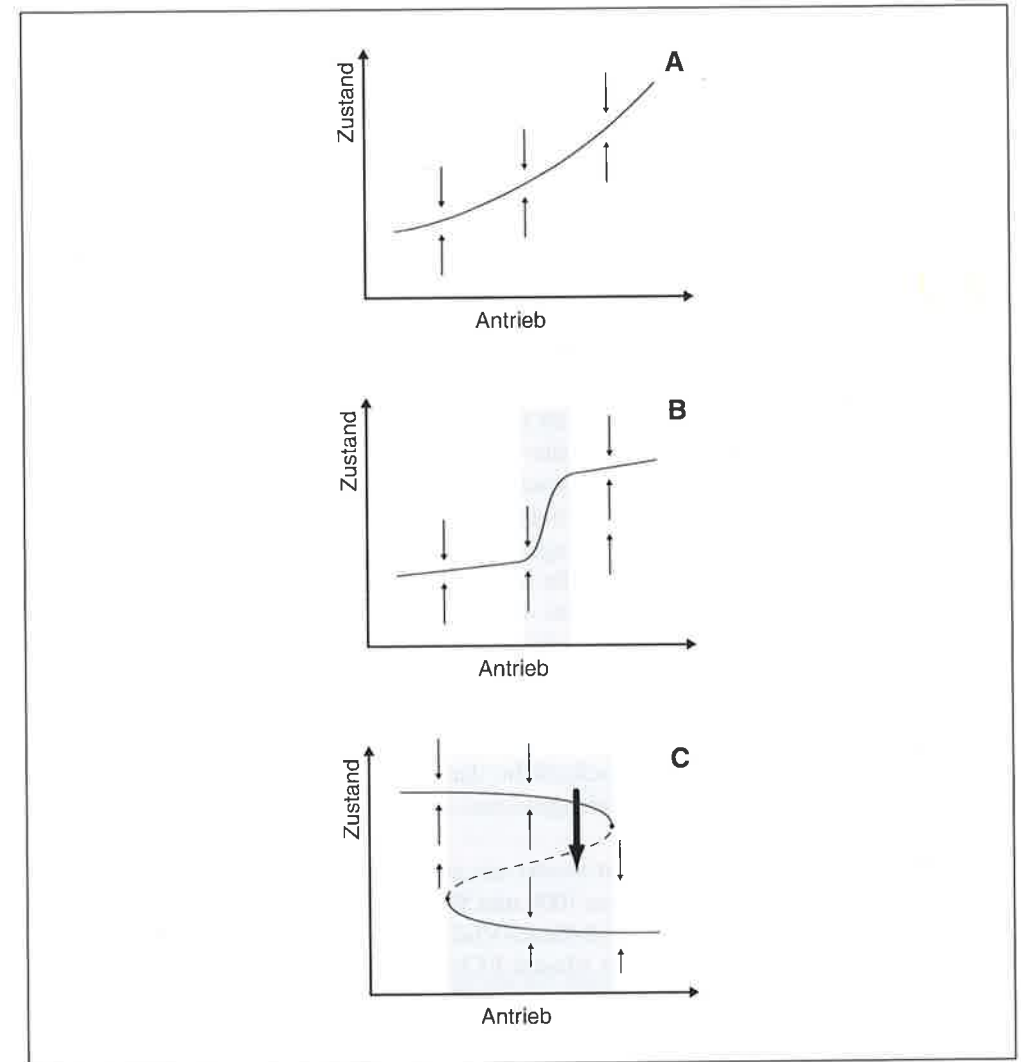


Abb. 2 Mögliche Änderungen der Gleichgewichtszustände eines Systems in Abhängigkeit der äußeren Rand- oder Antriebsbedingungen. Für eine ausführliche Beschreibung siehe Text. (Diese Abbildung ist mit Änderungen von SCHEFFER et al. 2001 übernommen worden.)

Rückkopplung vor allem im Bereich Westafrikas zu zwei (stabilen) Gleichgewichtszuständen führen kann. Wird das Modell – in diesem Fall ein komplexes Modell der Atmosphäre gekoppelt an ein Biom-Modell (ECHAM3-BIOME) – mit heutiger Vegetations- und Wüstenverteilung gestartet, dann berechnet das Modell eine den heutigen Verhältnissen sehr ähnliche Vegetationsverteilung. Beginnt die Simulation jedoch mit einer vollständig grünen Landoberfläche, dann strebt die Vegetationsverteilung im Modell zurück zur heutigen Verteilung – mit Ausnahme Nordafrikas mit einer deutlich kleineren Ausdehnung der Sahara, insbesondere im westlichen Teil (Abb. 3A). Ähnliches gilt für das Klima des letzten glazialen Maximums (Abb. 3C), in der zwar die Nordhemisphäre wesentlich stärker mit Eismassen überzogen war, die geographische Verteilung der solaren Einstrahlung jedoch etwa der heutigen entsprach (KUBATZKI und CLAUSSEN 1998). Für das Klima des mittleren Holozäns findet das Modell unabhängig von den Anfangsbedingungen nur eine Lösung mit einer deutlich kleineren oder ‚grünere‘ westlichen Sahara (CLAUSSEN und GAYLER 1997) (Abb. 3B). Im mittleren Holozän vor gut 6000 Jahren war der solare Energiefluss in hohen nördlichen Breiten im Nordsummer um gut 10 % stärker als heute (BERGER 1978). Offensichtlich ändert das Modellsystem Atmosphäre – Biosphäre sein Stabilitätsverhalten im Laufe der Jahrtausende in Abhängigkeit von der sommerlichen solaren Einstrahlung. BROVKNIN et al. (1998) erstellten eine mathematische Version des oben diskutierten konzeptionellen Modells. Durch Anpassen des konzeptionellen Modells an das Stabilitätsverhalten des komplexen ECHAM3-BIOME-Modells im Bereich der westlichen Sahara fanden sie heraus, dass der Übergang von der relativ grünen (westlichen) Sahara zur heutigen ausgedehnten Sahara abrupt erfolgt sein könnte, und zwar irgendwann in einem Zeitraum vor 6000 bis 3600 Jahren.

Diese Vermutung wird durch CLAUSSEN et al. (1999) bestätigt, die zum ersten Mal ein vollständig gekoppeltes globales Atmosphäre-Ozean-Vegetations-Modell (CLIMBER-2), bei dem allerdings viele Prozesse und insbesondere die geographischen Details in reduzierter Genauigkeit dargestellt werden, auf das Problem der Dynamik der Sahara angewendet hatten. Die Autoren sahen in ihren Modellrechnungen, wie sich vor etwa 5500 Jahren die (Modell-) Sahara sehr rasch – deutlich rascher als die Änderung der solaren Einstrahlung – innerhalb weniger Jahrhunderte ausgedehnt hat (Abb. 4). Weitere Analysen ergaben, dass das Modell CLIMBER-2 die Existenz zweier Lösungen für die Sahara nur für einen sehr kleinen Zeitbereich um etwa 5500 Jahren vor heute zulässt (KUBATZKI 2000). Das bedeutet, dass im Modell CLIMBER-2 die Dynamik der Sahara sich im Wesentlichen durch eine rasche, aber kaum sprunghafte Entwicklung der Rückkopplung zwischen Atmosphäre und Vegetation, wie im Fall B der Abbildung 2 veranschaulicht, darstellen lässt. Eine Bifurkation, also die Verzweigung von einer in mehrere Gleichgewichtslösungen, wie im Fall C der Abbildung 2 skizziert, ist kaum von Bedeutung.

Neuere Modellsimulationen zeigen wieder ein anderes Bild. Starke Schwankungen der Vegetation in der West-Sahara zwischen 7000 und 5000 Jahren vor heute wurden von RENSSEN et al. (2003) in deren Modell, ECBilt-CLIO-VECODE, gefunden (Abb. 5). Im Gegensatz zum Modell CLIMBER-2 erzeugt das Modell ECBilt-CLIO-VECODE eine starke wetter- und witterungsbedingte, im klimatologischen Sinne zufällige Variabilität der Niederschläge. RENSSEN et al. (2003) zeigen, dass die Veränderung der Variabilität in ihrem Modell, insbesondere die kräftige Variabilität der Vegetationsschwankungen im Zeitraum zwischen 7000 und 5000 Jahren vor heute, auf rasche Wechsel zwischen zwei Zuständen des Systems, also auf ein Flimmern, zurückgeführt werden kann. Das zonal-symmetrische Modell der Atmosphäre und Vegetation über West-Afrika von IRIZARRY-ORITZ et al. (2003) weist ein ähnlich

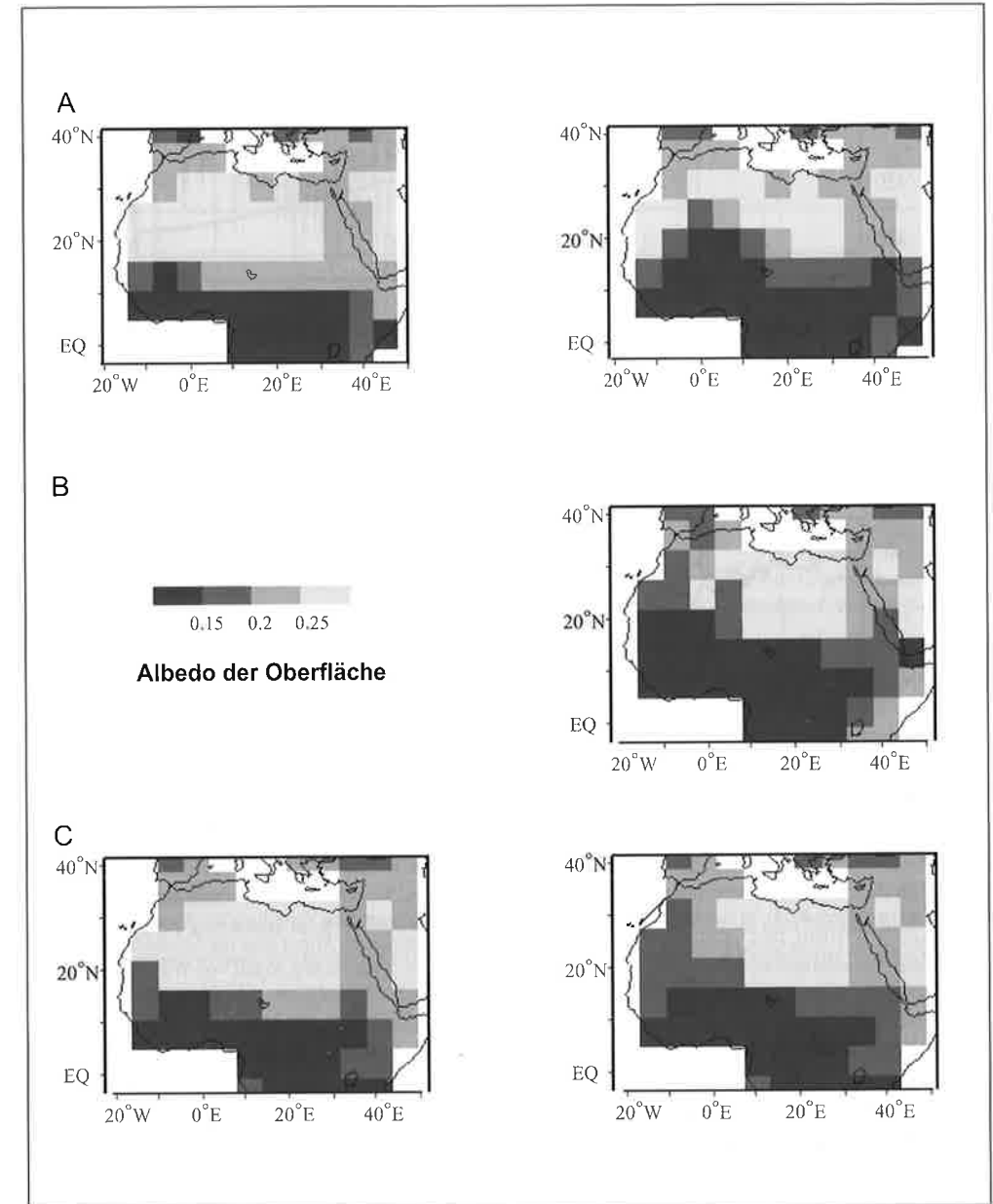


Abb. 3 Verschiedene Gleichgewichtslösungen, die mit dem Atmosphäre-Biom-Modell, ECHAM-3-BIOME 1.0, erhalten wurden. Die oberen Bilder (A) gelten für den gegenwärtigen Klimazustand, wobei sich die Lösung, die der heutigen Ausdehnung der Sahara entspricht (linke Seite), aus einer Modellsimulation entwickelt hat, die mit heutiger Vegetationsverteilung angetrieben worden ist. Die dunklere Lösung folgt aus einer Modellsimulation, die mit vollständig von Vegetation bedeckten Kontinenten initialisiert worden ist (CLAUSSEN 1997). Ähnliches ergibt sich für das Letzte Glaziale Maximum (untere Bildreihe, C) (KUBATZKI und CLAUSSEN 1998). Für das mittlere Holozän (mittlere Bildreihe, B) findet das Modellsystem unabhängig von den Anfangsbedingungen nur eine Lösung (CLAUSSEN und GAYLER 1997). (Diese Abbildung ist mit Änderungen von CLAUSSEN 2001 übernommen worden.)

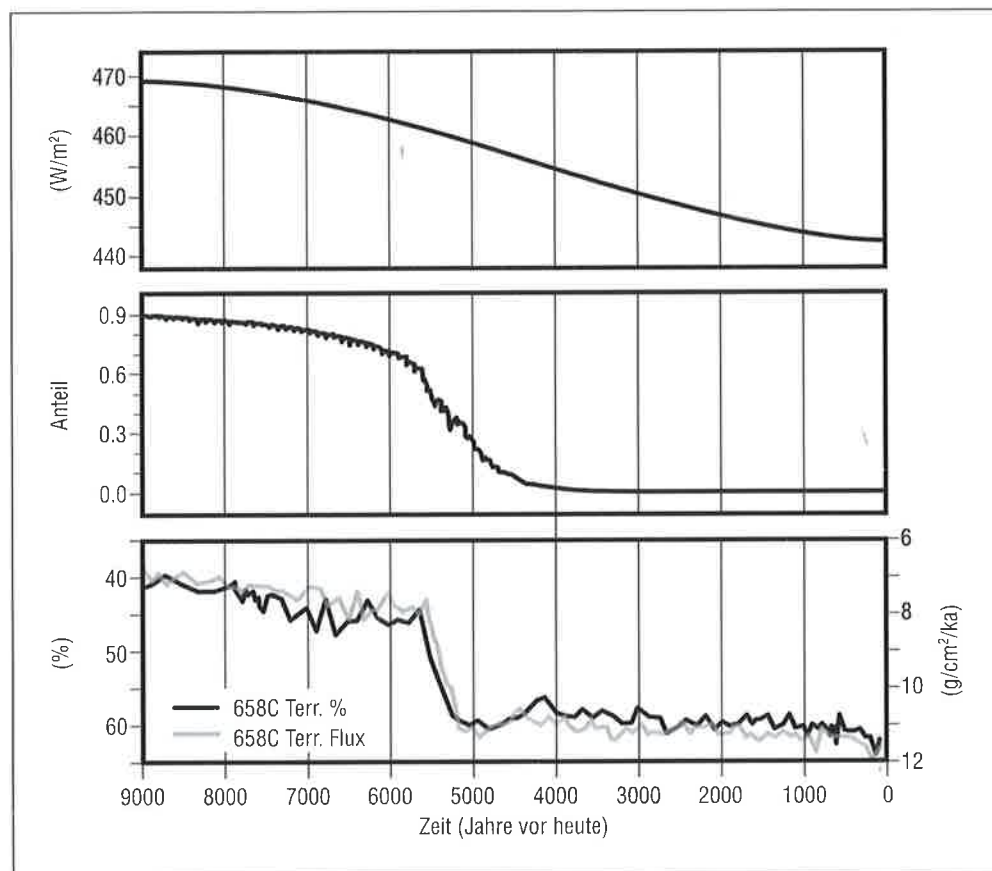


Abb. 4 Mit Hilfe eines Klimasystemmodells berechnete Änderung des Flächenanteils der Sahara, der mit Vegetation bedeckt ist (mittleres Bild), in Abhängigkeit der sich ändernden geographischen Verteilung der Sonneneinstrahlung (CLAUSSEN et al. 1999). Hier gezeigt ist Änderung der Sonneneinstrahlung im Mittel über die Nordhemisphäre und die borealen Sommermonate (oberes Bild). Das untere Bild zeigt den prozentualen Anteil von Wüstenstaub (linke vertikale Achse) im marinen Sediment vor der Küste Mauretaniens und den Staubeintrag (rechte vertikale Achse) in den subtropischen Nordatlantik (DE MENOCAL et al. 2000). (Diese Abbildung ist mit Änderungen von DE MENOCAL et al. 2000 übernommen worden.)

instabiles Verhalten des Systems Atmosphäre – Vegetation für den Zeitraum des mittleren Holozäns auf, was die Ergebnisse von RENSSSEN et al. (2003) bestätigt.

Eine weitere Variante der Dynamik der Sahara findet sich in den Simulationen, die LIU et al. (2007) mit einem komplexen gekoppelten Modell der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre und des Ozeans sowie der Vegetationsdynamik durchgeführt hatten. Hier zeigte sich eine starke fluktuierende, im langfristigen Zeitmittel jedoch gleichmäßige Abnahme der Niederschlagsrate zusammen mit einer sprunghaften Abnahme der Vegetation. LIU et al. (2006) untersuchten diese Art der Dynamik mit Hilfe eines auf den von BROVKIN et al. (1998) entwickelten Ideen aufbauenden konzeptionellen Modells und konnten zeigen, dass ein solcher Befund darauf hindeutet, dass das System Atmosphäre–Vegetation keine Bifurkation entwickelt, sondern dass die wetter- und witterungsbedingten Schwankungen im Niederschlag

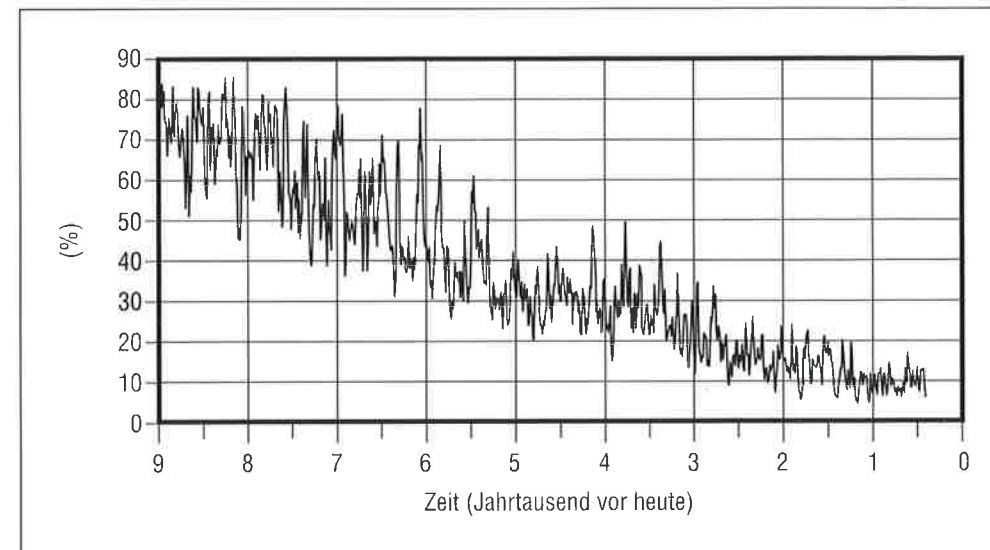


Abb. 5 Berechnete Änderungen in der relativen, prozentualen Vegetationsbedeckung der westlichen Sahara (14°W – 3°E, 17°N – 28°N). (Diese Abbildung ist mit Änderungen von RENSSSEN et al. 2003 übernommen worden.)

zu einer abrupten Vegetationsänderung führen, die einer durch Bifurkation angestoßenen Vegetationsänderung lediglich ähnelt. Bedingung für einen solchen „stabilen Kollaps“, wie LIU et al. (2006) diesen Übergang nennen, ist eine stark disproportionale Abhängigkeit der Vegetation vom Niederschlag wie in Abbildung 2B skizziert. Der Unterschied zwischen einem „stabilen Kollaps“ und einem „instabilen Kollaps“, d. h. einem abrupten Übergang, der mit einer Bifurkation des Systems einhergeht, besteht nach LIU et al. (2006) darin, dass nicht nur die Zeitreihe der Vegetation, sondern auch die Zeitreihe des Niederschlags eine abrupte Änderung aufweist.

Kurz nach CLAUSSEN et al. (1999) veröffentlichten DE MENOCAL et al. (2000) Messungen der Konzentration von Wüstenstaub in marinen Sedimenten vor der Küste von Nordafrika in der Nähe von Kap Blanc, Mauretanien. In den geologischen Daten ist ein abrupter Anstieg der Staubkonzentration vor etwa 5500 Jahren zu erkennen (Abb. 4, unterer Teil). Dieser Befund wurde bisher als Bestätigung der von Modellen vorhergesagten abrupten Austrocknung und Ausdehnung der Wüste in Westafrika gewertet. Allerdings sollte diese Interpretation mit Vorsicht betrachtet werden. Der abrupte Rückgang der Staubkonzentration vor der nordafrikanischen Küste könnte auch auf eine rasche Änderung im Quellgebiet des Staubes, aus dem sich der nordafrikanische Monsun allmählich zurückzieht, zurückzuführen sein.

Leider sind keine das Holozän überdeckende terrestrische Datensätze verfügbar, die klar entweder als klimatologische oder als ökosystemare Daten (oder Proxydaten) der sich ändernden Westsahara interpretiert werden können. Für den östlichen Teil der Sahara stellte PACHUR (1999) anhand des Vorkommens von <sup>14</sup>C-Daten fest, dass die Aridisierung in dieser Region zwischen 7000 und 4500 Jahren vor heute eher allmählich, wenngleich mit deutlichen Schwankungen zugenommen hatte. Wechsel zwischen länger andauernden ariden und humiden Phasen wurden von PETIT-MAIRE und GUO (1996) mit Hilfe von <sup>14</sup>C-Daten auch für den Bereich des nördlichen Wendekreises und von CREMASCHI et al. (2006) mit Hilfe von

Jahringanalysen für die mittlere Sahara rekonstruiert. Kürzlich präsentierten KRÖPELIN et al. (2008) einen Sedimentkern aus dem Yoa-See, anhand dessen Aussagen zur Entwicklung des aquatischen Ökosystems des Sees und des terrestrischen Ökosystems des nördlichen Tschad im Verlauf der letzten 6000 Jahre abgeleitet werden können. Die Interpretation verschiedener Indikatoren des Salzgehaltes des Sees lässt eine abrupte Änderung von einem stabilen Süßwasserhabitat zu einem sehr salzreichen See zwischen 4200 und 3900 Jahren vor heute erkennen. Eine starke Abnahme tropischer Taxa ist im Pollenspektrum des Kerns in den ersten 1500 Jahren, also zwischen 6000 und etwa 4500 Jahren vor heute, zu verzeichnen. KRÖPELIN et al. (2008) interpretieren letzteren Befund als einen allmählichen, nicht abrupten Übergang des Klimas und der Vegetation. Dies könnte eine angemessene Interpretation sein. Allerdings könnte die starke Variabilität der Taxa zwischen 6000 und 4500 Jahren vor heute durchaus auch auf eine instabile Dynamik des Systems, ein sogenanntes Flimmern, hinweisen. Leider ist der Datensatz des Yoa-Sees zu kurz für einen statistischen Nachweis des Flimmerns.

#### 4. Mögliche zukünftige Änderungen

Mit der anthropogenen Klimaänderung werden Veränderungen auch im Klima und in der Vegetation Nordafrikas zu erwarten sein. PETIT-MAIRE (1990) argumentiert, dass analog zum mittleren Holozän die Sahara auch in einem durch Emission von Treibhausgasen verursachten wärmeren Klima wieder grüner werden könnte.<sup>7</sup> Die Stabilitätsuntersuchungen von BROVKIN et al. (1998) zeigen, dass bei einer künftigen Klimaerwärmung tatsächlich die Möglichkeit eines abrupten Wechsels zu einer grüneren Sahara besteht. WANG und ELTAHIR (2002) schließen aus ihren Simulationen, dass durch eine höhere atmosphärische CO<sub>2</sub>-Konzentration das Atmosphäre-Biosphäre-System von West-Afrika resistenter wird gegenüber externen Randbedingungen, z. B. durch Änderungen der Meeresoberflächentemperaturen des Atlantiks hervorgerufenen Trockenperioden. Sie erwarten, dass die humideren Phasen in der Sahel-Zone häufiger vorkommen und länger andauern, während die ariden Phasen weniger häufig und wenig kürzer auftreten als in der Vergangenheit.

Ausgehend vom heutigen Klima untersuchten CLAUSSEN et al. (2003) die Wirkung verschiedener Szenarien unterschiedlich rascher und unterschiedlich starker Zunahme der atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Konzentration auf die Dynamik der Sahara. Sie fanden tatsächlich, wie von PETIT-MAIRE (1990) postuliert, einen raschen Anstieg der Vegetation in der Sahara (Abb. 6). Allerdings schlossen CLAUSSEN et al. (2003) aus diesem Modellergebnis nicht, dass das Klima des mittleren Holozäns sich als Paläoanalogon für die mögliche künftige globale Erwärmung eigne. Nicht nur die globalen geographischen Muster des Klimawandels sind in den Modellsimulationen des mittleren Holozäns und denen mit erhöhter atmosphärischer CO<sub>2</sub>-Konzentration verschieden, sondern auch die dynamischen Prozesse der Feuchtekonvergenz des nordafrikanischen Monsuns unterscheiden sich. Abgesehen davon dürfte sich die Landnutzung durch den Menschen im mittleren Holozän und heute geändert haben. Nach Untersuchungen von KUBATZKI (2000) dürften Rodung und Beweidung im mittleren Holozän keinen nennenswerten Einfluss auf die Dynamik der Sahara gehabt haben, während im gegenwärtigen und künftigen Klima intensive Landnutzung ein Ergrünen der Sahara verhindern könnte (CLAUSSEN et al. 2003).

<sup>7</sup> „Does greenhouse green the Sahara?“, PETIT-MAIRE 1990.

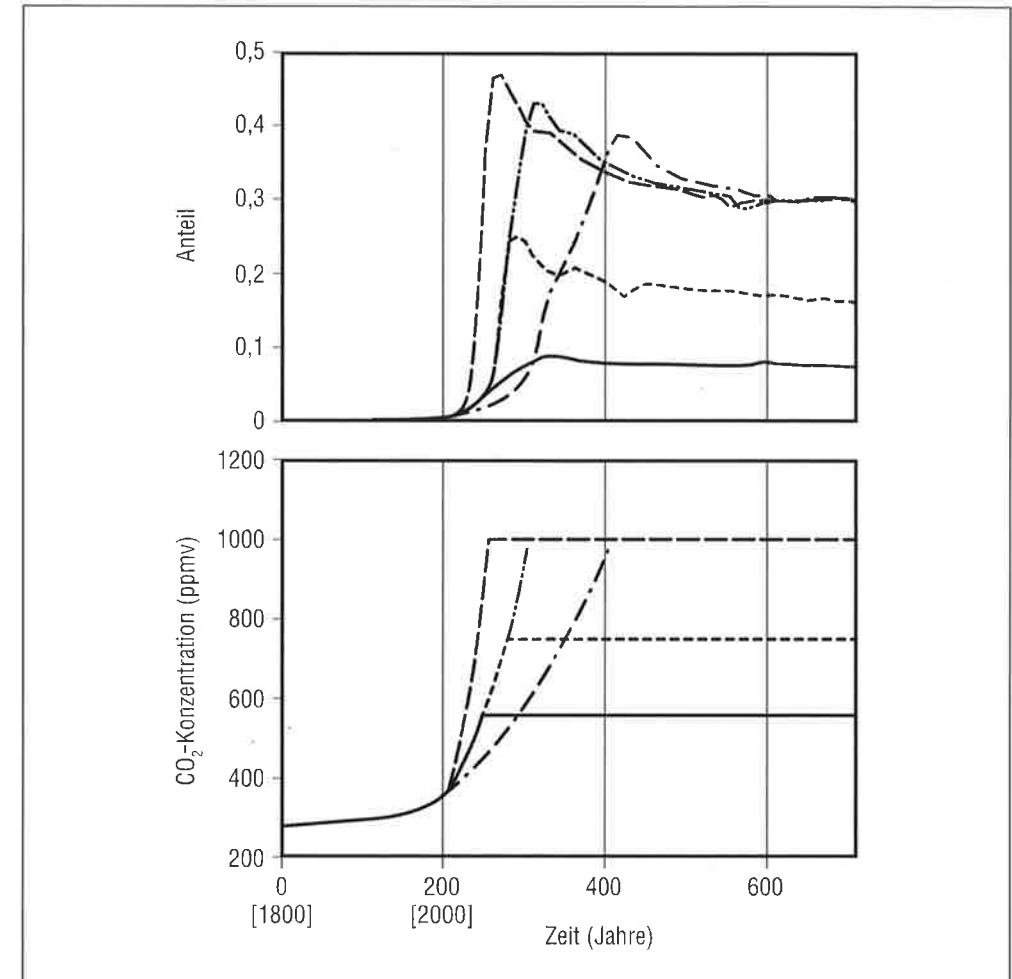


Abb. 6 Berechneter Flächenanteil der Sahara, der mit Vegetation bedeckt ist (oberes Bild), als Funktion zeitlich sich ändernder, verschieden starker atmosphärischer CO<sub>2</sub>-Konzentrationen (unteres Bild). (Diese Abbildung ist mit Änderungen von CLAUSSEN et al. 2003 übernommen worden.)

#### 5. Schlussfolgerung und Ausblick

Die größte Wüste der Erde, die Sahara, ist eine der faszinierendsten Regionen insbesondere hinsichtlich der Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Landoberfläche. Als gesicherte wissenschaftliche Erkenntnis kann gelten, dass während des frühen und mittleren Holozäns die Sahara deutlich grüner war als heute. Die flächenhaften Rekonstruktionen der Vegetationsdecke der Sahara anhand paläobotanischer Befunde unterscheiden sich allerdings deutlich. Daher sind die Ergebnisse der Klimasystemmodellierung, die ebenfalls deutliche Unterschiede von Modell zu Modell aufweisen, nur schwer zu überprüfen. Die modelltheoretische Interpretation der vorhandenen paläobotanischen und paläoklimatologischen Befunde

deutet daraufhin, dass Kontraktion und Expansion der Sahara durch die mit der Änderung der Erdumlaufbahn einhergehenden periodischen Schwankungen der geographischen Verteilung der Sonneneinstrahlung angestoßen werden. Nach dem heutigen Forschungsstand können wir davon ausgehen, dass die Wechselwirkung zwischen Atmosphäre, Vegetation und Landoberfläche den orbitalen Antrieb verstärkt. Diese Aussage bleibt gültig, auch wenn zumindest eine Modellstudie auf eine negative, also dämpfende Rückkopplung zwischen Landoberfläche und Niederschlag während des mittleren Holozäns hindeutet.

Wie sich die Sahara im Laufe der letzten Jahrtausende geändert hat, ist bis heute nicht vollständig geklärt. Theoretische Studien legen die Vermutung nahe, dass der Übergang von einer im Vergleich zu heute kleineren, in weiten Bereichen deutlich grüneren Sahara zur heutigen großen Wüste sich hat abrupt vollziehen können – entweder als einmaliger Umbruch oder als mehrfacher Wechsel zwischen ariden und humiden Phasen. Der aus dem Yoa-See gewonnene Sedimentkern scheint nicht auf einen abrupten Vegetationsrückgang schließen zu lassen. Jedoch dürfte dieser Kern eher die Verhältnisse der östlichen Sahara wiedergeben. Außerdem ist der Datensatz zu kurz, um detaillierte statistische Analysen der Dynamik des Ökosystem- und Klimawandels durchführen zu können. Andere Datensätze, wie z. B. marine Sedimente, die Auskunft über den Staubeintrag in den subtropischen Nordatlantik geben, oder <sup>14</sup>C-Funde oder Jahrringanalysen aus der zentralen Sahara, zeigen abrupte Übergänge oder abrupte Wechsel zwischen ariden und humiden Phasen. Dies sind jedoch indirekte Indikatoren, die nicht zweifelsfrei und direkt Klima- und Vegetationsänderungen zuzuordnen sind. Um die Dynamik der Sahara detailliert untersuchen und modelltheoretisch interpretieren zu können, werden paläobotanische und paläoklimatische Informationen benötigt, die aus voneinander unabhängigen Stellvertreterdaten gewonnen worden sind. Erst wenn die Dynamik der Sahara im Klimawandel des mittleren und späten Holozäns verstanden ist, werden zuverlässige Aussagen über mögliche künftige Änderungen getroffen werden können.

#### Dank

Der Autor möchte allen Kolleginnen und Kollegen, insbesondere Victor BROVKIN und Christian REICK, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, und Andrey GANOPOLSKI und Vladimir PETOUKOV, Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung, Potsdam, für anregende Diskussionen danken. Vielen Dank auch an Barbara ZINECKER und Norbert NOREIKS, Max-Planck-Institut für Meteorologie, für redaktionelle und technische Hilfe.

#### Literatur

- ANHUF, D., FRANKENBERG, P., und LAUER, W.: Die postglaziale Warmphase vor 8000 Jahren. *Geologische Rundschau* 51, 454–461 (1999)
- BERGER, A.: Long-term variations of daily insolation and quaternary climatic change. *Journal of Atmospheric and Oceanic Science* 35, 2362–2367 (1978)
- BRACONNOT, P., JOUSSAUME, S., MARTI, O., and NOBLET-DUCOUDRE, N. DE: Synergistic feedbacks from ocean and vegetation on the African monsoon response to mid-Holocene insolation. *Geophys. Res. Lett.* 26/16, 2481–2484 (1999)
- BRACONNOT, P., OTTO-BLIESNER, B., HARRISON, S., JOUSSAUME, S., PETERSCHMITT, J.-Y., ABE-OUCHI, A., CRUCIFIX, M., DRIESSCHAERT, E., FICHEFET, T., HEWITT, C. D., KAGAYAMA, M., KITOH, A., LAINE, A., LOUÏRE, M.-F., MARTI, O., MERKEL, U., RAMSTEIN, G., VALDES, P., WEBER, S. L., YU, Y., and ZHAO, Y.: Results of PMIP2 coupled simulations of the Mid-Holocene and Last Glacial Maximum – Part 1: experiments and large-scale features. *Clim. Past* 3, 261–277 (2007)
- BROVKIN, V., CLAUSSEN, M., PETOUKHOV, V., and GANOPOLSKI, A.: On the stability of the atmosphere-vegetation system in the Sahara/Sahel region. *Journal of Geophysical Research* 103/D24, 31613–31624 (1998)

- CHARNEY, J. G.: Dynamics of deserts and droughts in the Sahel. *Quarterly J. Royal Meteorol. Soc.* 101, 193–202 (1975)
- CLAUSSEN, M.: On coupling global biome models with climate models. *Climate Research* 4, 203–221 (1994)
- CLAUSSEN, M.: Modelling biogeophysical feedback in the African and Indian Monsoon region. *Climate Dynamics* 13, 247–257 (1997)
- CLAUSSEN, M.: Biogeophysical feedbacks and the dynamics of climate. In: SCHULZE, E. D., HARRISON, S. P., HELMANN, M., HOLLAND, E. A., LLOYD, J., PRENTICE, I. C., and SCHIMMEL, D. (Eds.): *Global Biogeochemical Cycles in the Climate System*; pp. 61–71. San Diego: Academic Press 2001
- CLAUSSEN, M., BROVKIN, V., GANOPOLSKI, A., KUBATZKI, C., and PETOUKHOV, V.: Climate change in Northern Africa: The past is not the future. *Climatic Change* 57/1, 99–118 (2003)
- CLAUSSEN, M., and GAYLER, V.: The greening of Sahara during the mid-Holocene: results of an interactive atmosphere-biome model. *Global Ecology and Biogeography Lett.* 6, 369–377 (1997)
- CLAUSSEN, M., KUBATZKI, C., BROVKIN, V., GANOPOLSKI, A., HOELZMANN, P., and PACHUR, H. J.: Simulation of an abrupt change in Saharan vegetation at the end of the mid-Holocene. *Geophys. Res. Lett.* 24/14, 2037–2040 (1999)
- CREMASCHI, M., PELFINI, M., and SANTILLI, M.: *Cupressus dupreziana*: a dendroclimatic record for the middle-late Holocene in the central Sahara. *The Holocene* 16/2, 293–303, doi: 10.1191/0959683606h11926r (2006)
- DOHERTY, R., KUTZBACH, J., FOLEY, J., and POLLARD, D.: Fully coupled climate/dynamical vegetation model simulations over Northern Africa during the mid-Holocene. *Climate Dynamics* 16, 561–573 (2000)
- ELTAHIR, E. A. B., and GONG, C.: Dynamics of wet and dry years in West Africa. *J. Climate* 9/5, 1030–1042 (1995)
- GANOPOLSKI, A., KUBATZKI, C., CLAUSSEN, M., BROVKIN, V., and PETOUKHOV, V.: The influence of vegetation-atmosphere-ocean interaction on climate during the mid-Holocene. *Science* 280, 1916–1919 (1998)
- HOELZMANN, P., JOLLY, D., HARRISON, S. P., LAARIF, F., BONNEFILLE, R., and PACHUR, H.-J.: Mid-Holocene land-surface conditions in northern Africa and the Arabian Peninsula: A data set for the analysis of biogeophysical feedbacks in the climate system. *Global Biogeochem. Cycles* 12, 35–51 (1998)
- IRIZARRY-ORTIZ, M., WANG, G., and ELTHAIR, E. A. B.: Role of the biosphere in the mid-Holocene climate of West Africa. *J. Geophys. Res.* 108/D2, 4042 (2003)
- JOLLY, D., PRENTICE, I. C., BONNEFILLE, R., BALLOUCHE, A., BENGU, M., BRENAC, P., BUCHET, G., BURNEY, D., CAZET, J. P., CHEDDADI, R., EDORH, T., ELENGA, H., ELMOUTAKI, S., GUIOT, J., LAARIF, F., LAMB, H., LEZINE, A. M., MALEY, J., MBENZA, M., PEYRON, O., REILLE, M., REYNAUD-FARRERA, I., RIOUET, G., RITCHIE, J. C., ROCHE, E., SCOTT, L., SSEMMANDA, I., STRAKA, H., UMER, M., VAN CAMPO, E., VILUMBALO, S., VINCENS, A., and WALLER, M.: Biome reconstruction from pollen and plant macrofossil data for Africa and Arabian Peninsula at 0 and 6k. *J. Biogeography* 25, 1007–1027 (1998)
- JOUSSAUME, S., TAYLOR, K. E., BRACONNOT, P., MITCHELL, J. F. B., KUTZBACH, J. E., HARRISON, S. P., PRENTICE, I. C., BROCCOLI, A. J., ABE-OUCHI, A., BARTLEIN, P. J., BONFIELS, C., DONG, B., GUIOT, J., HERTERICH, K., HEWITT, C. D., JOLLY, D., KIM, J. W., KISLOV, A., KITOH, A., LOUÏRE, M. F., MASSON, V., McAVANEY, B., McFARLANE, N., NOBLET, N. DE, PELTIER, W. R., PETERSCHMITT, J. Y., POLLARD, D., RIND, D., ROYER, J. F., SCHLESINGER, M. E., SYKTUS, J., THOMPSON, S., VALDES, P., VETTORI, G., WEBB, R. S., and WYPUTTA, U.: Monsoon changes for 6000 years ago: Results of 18 simulations from the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP). *Geophys. Res. Lett.* 26/7, 859–862 (1999)
- KNORR, W., SCHNITZLER, K.-G., and GOVAERTS, Y.: The role of bright desert regions in shaping North African Climate. *Geophys. Res. Lett.* 28/18, 3489–3492 (2001)
- KRÖPELIN, S., VERSCHUREN, D., LÉZINE, A.-M., EGGERMONT, H., COCQUYT, C., FRANCUS, P., CAZET, J.-P., FAGOT, M., RUSSELL, J. M., DARIUS, F., CONLEY, D. J., SCHUSTER, M., SUCHODOLETZ, H. VON, and ENGSTROM, D. R.: Climate-driven ecosystem succession in the Sahara: The past 6000 years. *Science* 30, 765–768 (2008)
- KUBATZKI, C.: Wechselwirkungen zwischen Klima und Landoberfläche im Holozän – Modellstudien. Diss. Berlin: Freie Universität 2000
- KUBATZKI, C., and CLAUSSEN, M.: Simulation of the global biogeophysical interactions during the last glacial maximum. *Climate Dynamics* 14, 461–471 (1998)
- KUTZBACH, J. E., and GUETTER, P. J.: The influence of changing orbital parameters and surface boundary conditions on climate simulations for the past 18,000 years. *J. Atmospheric Sciences* 43, 1726–1759 (1986)
- LIU, Z., WANG, Y., GALLIMORE, R., GASSE, F., JOHNSON, T., MENOCAL, P. DE, ADKINS, J., NOTARO, M., PRENTICE, I. C., KUTZBACH, J., JACOB, R., BEHLING, P., WANG, L., and ONG, E.: Simulating the transient evolution and abrupt change of Northern Africa Atmosphere-Ocean-Terrestrial Ecosystem in the Holocene. *Quat. Sci. Rev.* 26, 1818–1837 (2007)
- LIU, Z., WANG, Y., GALLIMORE, R., NOTARO, M., and PRENTICE, I. C.: On the cause of abrupt vegetation collapse in North Africa during the Holocene: Climate variability vs. vegetation feedback. *Geophys. Res. Lett.* 33, L22709 (2006)



- MEEHI, G. A., STOCKER, T. F., COLLINS, W. D., FRIEDLINGSTEIN, P., GAYE, A. T., GREGORY, J. M., KITOHI, A., KNUTTI, R., MURPHY, J. M., NODA, A., RAPER, S. C. B., WATTERSON, I. G., WEAVER, A. J., and ZHAO, Z.-C.: Global climate projections. In: SOLOMON, S., QIN, D., MANNING, M., CHEN, Z., MARQUIS, M., AVERYT, K. B., TIGNOR, M., and MILLER, H. L. (Eds.): *The Physical Science Basis Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, New York: Cambridge University Press 2007
- MENOCAL, P. B. DE: Cultural responses to climate change during the late Holocene. *Science* 292, 667–673 (2001)
- MENOCAL, P. B. DE, ORTIZ, J., GUILDERSON, T., ADKINS, J., SARNTHEIN, M., BAKER, L., and YARUSINSKI, M.: Abrupt onset and termination of the African Humid Period: Rapid climate response to gradual insolation forcing. *Quat. Sci. Rev.* 19, 347–361 (2000)
- OTTERMAN, J.: Baring high-albedo soils by overgrazing: a hypothesized desertification mechanism. *Science* 186, 531–533 (1974)
- PACHUR, H.-J.: Paläo-Umwelt und Drainagesysteme der Ostsahara im Spätpleistozän und Holozän. In: KLITZSCH, E., und THORWEIHE, U. (Eds.): *Nordost-Afrika: Strukturen und Ressourcen; Ergebnisse aus dem Sonderforschungsbereich „Geowissenschaftliche Probleme in Ariden und Semiariden Gebieten“*, S. 366–455. Weinheim: Wiley – VCH 1999
- PETIT-MAIRE, N.: Will greenhouse green the Sahara? *Episodes* 13/2, 103–107 (1990)
- PETIT-MAIRE, N., et GUO, Z.: Mise en évidence de variations climatiques holocènes rapides, en phase dans les déserts actuels de Chine et du Nord de l’Afrique. *Sciences de la Terre et des Planètes* 322, 847–851 (1996)
- PRENTICE, I. C., JOLLY, D., and *BIOME 6000 members*: Mid-Holocene and glacial-maximum vegetation geography of the northern continents and Africa. *J. Biogeography* 27, 507–519 (2000)
- RENSSEN, H., BROVKIN, V., FICHEFET, T., and GOOSSE, H.: Holocene climate instability during the termination of the African Humid Period. *Geophys. Res. Lett.* 30/4, 1184 (2003)
- SCHAEFFER, M., CARPENTER, S., FOLEY, J. A., FOLKE, C., and WALKER, B.: Catastrophic shifts in ecosystems. *Nature* 413, 591–596 (2001)
- SCHURGERS, G., MIKOLAJEWICZ, U., GRÖGER, M., MAIER-REIMER, E., VIZCAÍNO, M., and WINGUTH, A.: Dynamics of the terrestrial biosphere, climate and atmospheric CO<sub>2</sub> concentration during interglacials: A comparison between Eemian and Holocene. *Climate Past* 2, 205–220 (2006)
- SPITALER, R.: *Das Klima des Eiszeitalters*. Prag: Selbstverlag 1921
- WANG, G., and ELTAHIR, E. A. B.: Response of the biosphere-atmosphere system in West Africa to CO<sub>2</sub> concentration changes. *Global Change Biology* 8, 1169–1182 (2002)
- WANG, Y., NOTARO, M., LIU, Z., GALLIMORE, R., LEVIS, S., and KUTZBACH, J. E.: Detecting vegetation-precipitation feedbacks in mid-Holocene North Africa from two climate models. *Clim. Past* 4, 59–67 (2008)
- XUE, Y., and SHUKLA, J.: The influence of land surface properties on Sahel climate. Part I: Desertification. *J. Climate* 6, 2232–2245 (1993)

Prof. Dr. Martin CLAUSSEN  
Max-Planck-Institut für Meteorologie und  
Meteorologisches Institut  
Universität Hamburg  
Bundesstraße 53  
20146 Hamburg  
Bundesrepublik Deutschland  
Tel.: +49 40 41173225  
Fax: +49 40 41173350  
E-Mail: claussen@dkrz.de