

9 Empfindlichkeitsstudien: Parameterisierungen

9.1 Motivation

Differenzen ΔG (siehe Abschnitt 8.1) der Bodenenergie- und -feuchtebilanz über Land können sich durch Verschiebungen der Flächenanteile der Oberflächentypen, die mit jeweils unterschiedlichen Temperaturen und Feuchten behaftet sind, ergeben, wie auch durch Änderungen dieser Größen selbst innerhalb des jeweiligen Oberflächentyps (siehe Gl. 17).

Wie ich in Abschnitt 8.2 gezeigt habe, ist die Parameterisierung der Energie- und Feuchteflüsse $I_{i,\alpha}$ am Boden von Bedeutung für klimatische Veränderungen innerhalb der Oberflächentypen (vgl. Gl. 17, zweiter Term) zwischen den jeweiligen Simulationen. In Abschnitt 8.3 habe ich gezeigt, dass auch die Differenzen der Bodenenergie- und Feuchtebilanzen zwischen den verschiedenen Oberflächentypen (vgl. Gl. 18) letztlich durch bestimmte Parameter (beziehungsweise Parameterisierungen) p_i verursacht wurden, die für die jeweiligen Typen unterschiedlich gewählt worden sind.

Jede Parameterisierung ist zwangsweise mit gewissen Unsicherheiten behaftet. Galt der erste Teil meiner Empfindlichkeitsstudien (siehe Kap. 7) der Untersuchung der Sensibilität der Modellresultate gegenüber Änderungen der Versuchsdurchführung, so werde ich hier die Bedeutung einzelner Parameter und die Belastbarkeit der Resultate gegenüber geänderten Parametern in der Darstellung der Landoberfläche analysieren, im Hinblick sowohl auf Unterschiede zwischen den Oberflächentypen (siehe Abschnitt 9.2) als auch auf Veränderungen innerhalb der Oberflächentypen (siehe Abschnitt 9.3). Es geht also vor allem um die Analyse der Sensibilität des Modells, weniger um die Darstellung der Absolutwerte. Der Schwerpunkt liegt wie schon in Kapitel 8 auf der Diskussion der komplexeren Energiebilanz. Erst derartige Analysen erlauben eine Einschätzung der Belastbarkeit von Modellergebnissen. Dennoch werden Untersuchungen in dieser Richtung nur selten [Masson et al., 1998] präsentiert.

Hinter diesen Analysen steht auch die Frage, inwieweit sich Differenzen zwischen den CLIMBER-Resultaten und den Ergebnissen anderer Modelle oder den geologischen Befunden durch veränderte Parameter in der Beschreibung der Landoberfläche erklären ließen.

So ist möglicherweise die nicht in der CLIMBER-Simulation GA, wohl aber in zahlreichen anderen Modellen gefundene sommerliche Abkühlung des Sahel (siehe Abschnitt 5.1) auf eine Unterschätzung der (Evapo-)Transpiration bei ansteigenden Niederschlägen zurückzuführen. Aus einer geringen (Evapo-)Transpiration resultierende hohe Temperaturen könnten auch die Ursache für die im Vergleich zu anderen Modellen und zu geologischen Daten eventuell überschätzte Ausdehnung borealer Wälder sein, wie auch für die möglicherweise zu hohen Temperaturen in Zentralasien (siehe Abschnitt 5.3 / 5.5). Die gesonderte Parameterisierung des Schneeanteils bei Bäumen gibt eventuell einen zu starken Albedoeffekt wieder. Eine übermäßige Intensivierung des Wasserkreislaufes könnte die Ursache für eine vom Modell möglicherweise überschätzte Ausdehnung der Vegetation in Nordafrika sein.

9.2 Unterschiede zwischen den Oberflächentypen

9.2.1 Beschreibung der Empfindlichkeitsstudien

Die Unterschiede der Energie- und Feuchtebilanzen zwischen den Oberflächentypen (vgl. Gl. 18) resultieren aus verschiedenen Flüssen $I_{i,\alpha}$, in borealen Breiten vor allem aus kurzweiliger Strahlungsbilanz und Verdunstung, aber auch aus fühlbarem Wärmefluss und Transpiration (siehe Abschnitt 8.3.1). Letztere beiden Flüsse sind auch in erster Linie für die Differenzen in Nordafrika verantwortlich (siehe Abschnitt 8.3.2). Änderungen dieser Größen lassen sich zumeist zurückführen auf Unterschiede verschiedener Parameter p_i , wie der Rauigkeitslänge, des LAI und der Lichtsensibilität. In borealen Breiten spielen ferner die Wurzelichte und gesonderte Parameterisierungen eine Rolle, wie die innerhalb von Vegetation sehr stark reduzierte effektive Windgeschwindigkeit oder die spezielle Bestimmung des Schneean teiles bei Bäumen wie auch der Hintergrundalbedo bei Wüste.

In diesem Abschnitt werde ich untersuchen, welche Bedeutung die einzelnen Parameter (beziehungsweise Parameterisierungen) p_i hierbei haben und wieviel Einfluss die Unsicherheiten in der Angabe der Parameter im Hinblick auf die Energie- und Feuchtebilanz ΔG (siehe Gl. 17) der gesamten Gitterbox in den vier bereits in Kapitel 8 betrachteten Gitterboxen jeweils haben können. Damit verbunden ist die Frage, wie stark die Sensibilität eines Modells mit veränderlicher Vegetation von den Unterschieden der einzelnen Parameter p_i abhängt. Wären alle Parameter für die verschiedenen Oberflächentypen identisch, so wären die klimatischen Bedingungen beispielsweise der Simulationen GA und GAV gleich.

Wie ich in Abschnitt 8.3 gezeigt habe, hängen die Differenzen verschiedener Klimagrößen zwischen den Oberflächentypen kaum vom jeweiligen Klimaregime ab. Daher werde ich der Übersichtlichkeit halber im Folgenden nur Ergebnisse des gekoppelten Atmosphäre-Vegetations-Modells diskutieren.

Folgende Größen habe ich untersucht:

- Das Modell berechnet Flächenanteile unterschiedlicher Oberflächentypen für jede Gitterbox. Insbesondere über Land stellt sich die Frage, wie diese Typen räumlich innerhalb der Box verteilt sind. Ein Baumanteil von 60% in Ostsibirien kann beispielsweise bedeuten, dass der ganze Süden der Gitterbox homogen mit Wald bedeckt ist, wie wir dies bereits an früherer Stelle interpretiert haben (vgl. Abschnitt 3.2); er kann aber auch bedeuten, dass der Wald weniger dicht über die gesamte Gitterbox verteilt ist, oder dass es einzelne Regionen mit dichtem oder weniger dichtem Waldbestand - etwa mit Lichtungen - gibt, das Gelände also heterogen erscheint. Man könnte die gesamte (in der Realität im Allgemeinen) heterogene Oberfläche einer Gitterbox als Summe einzelner homogener Oberflächen betrachten, die jeweils mit einem für die Bestimmung der Impuls- und Energieflüsse nötigen Rauigkeitswert erfasst werden können. Ein hieraus abgeleiteter, aggregierter Wert der **Rauigkeitslänge** für die Gesamtbox beschreibt jedoch nicht das Überströmen der Ränder höherer Pflanzenbestände und den damit verbundenen Formwiderstand [Claussen and Klaassen, 1992]. Zur Ermittlung des Impulsflusses wurde die Verwendung einer effektiven Rauigkeitslänge vorgeschlagen, die

diesen Formwiderstand berücksichtigt. Der Wärmefluss hingegen ergibt sich danach rein aus der Aufsummierung der lokalen Bilanzen.

Dies deutet die Unsicherheiten an, mit denen die Annahme nur jeweils eines, noch dazu global gültigen Wertes der Rauigkeitslänge z_{0vi} (siehe Abschnitt 3.2) für die einzelnen Oberflächentypen, wie sie in CLIMBER-2 gemacht wird, verbunden ist. Denkbar wäre beispielsweise auch eine Verknüpfung der Rauigkeitslänge mit dem LAI als Maß für die Vegetationsdichte, wie sie in einigen anderen Modellen besteht [Foley et al., 1996, Sellers et al., 1996, Betts et al., 1997]. Im Folgenden sollen nur die Auswirkungen von Unsicherheiten in der gegebenen Parameterisierung, also in der Festlegung der einzelnen Werte der Rauigkeitslänge über Land, untersucht werden.

Der in CLIMBER-2.1 verwendete Wert für die aerodynamische Rauigkeitslänge von Bäumen beträgt 1 m. Zahlreiche Messungen unterstützen derart hohe Werte, sie ergeben Werte zwischen 0,8 m und 1,6 m für einen ausgereiften, homogenen Kiefernwald und sogar zwischen 1,7 m und 2,3 m für tropische Wälder [Wieringa, 1993]. Andere Messungen hingegen zeigen maximale Werte von 0,7 m für Wald, bei wenigen Bäumen im Winter (Sommer) kann sich dieser Wert bis auf 0,008 m (0,05 m) reduzieren [Stull, 1988]. Auch die in anderen Oberflächenschemata verwendeten Werte für die Rauigkeitslänge variieren zwischen 0,8 m und 2,0 m [Dickinson et al., 1986, Henderson-Sellers, 1993, Cox et al., 1999]. Modelle, in denen die Rauigkeitslänge an den LAI gekoppelt ist [Sellers et al., 1996, Betts et al., 1997], weisen den von CLIMBER-2.1 simulierten typischen LAI (siehe Tab. 9 - 11) Rauigkeitslängen von 0,1 m bis 1,2 m, für immergrünen Laubwald sogar bis 3,0 m zu.

Der in CLIMBER-2.1 benutzte Wert für die Rauigkeitslänge von Gras liegt bei 0,1 m. Messwerte betragen unterschiedlichen Quellen zufolge 0,006 m für geschnittenes Gras, 0,008 m bis 0,03 m für kurzes Gras und 0,02 m bis 0,06 m für langes Gras [Stull, 1988, Wieringa, 1993]. Andere Oberflächenschemata verwenden Werte zwischen 0,01 m und 0,1 m für Gras allgemein [Dickinson et al., 1986, Henderson-Sellers, 1993, Cox et al., 1999]; auch Modelle mit auf dem LAI basierenden Angaben würden hier Werte von maximal 0,1 m ergeben [Sellers et al., 1996, Betts et al., 1997].

Insbesondere für Gras, aber auch für Bäume wären demnach auch kleinere als die in CLIMBER-2.1 zu Grunde gelegten Werte für die Rauigkeitslänge annehmbar. Um die ganze Spannbreite der Parameterwerte zu testen, habe ich in den Empfindlichkeitsstudien zum einen den Wert der Rauigkeitslänge für Bäume auf den Modellwert für Gras (0,1 m) gesetzt, zum anderen den Wert der Rauigkeitslänge für Gras auf den Wert für Wüste (0,005 m). Gleichzeitig kann auf diese Weise untersucht werden, inwieweit sich durch Angleichung dieses Parameters beispielsweise die Bodentemperaturen bei Bäumen an die bei Gras (beziehungsweise die Bodentemperaturen bei Gras an die bei Wüste) annähern.

Die Rauigkeitslänge wirkt im Modell an unterschiedlichen Stellen. Einerseits geht sie logarithmisch in den Reibungskoeffizienten ein (siehe Abschnitt 3.2). Fühlbarer Wärmefluss (siehe Gl. 7) und Verdunstung (siehe Gl. 8) sind wiederum lineare Funktionen des Reibungskoeffizienten, aber auch die effektive Windgeschwindigkeit, die ihrerseits bei der Bestimmung von Verdunstung und Transpiration (siehe Gl. 9 f) verwendet wird, hängt unmittelbar von ihm ab. Ferner ist der Winkel, mit dem die atmosphärische Strömung die Isobaren überstreicht, eine Funktion des Reibungskoeffizienten - je größer die Rauigkeit, desto stärker die Ablenkung; sie wird so auch zur Beschreibung der ageostrophischen Windkomponente verwendet (hier

nicht gezeigt). Schließlich wird in CLIMBER-2.1 der Schneeanteil umso geringer, je größer die Rauigkeit der Oberfläche ist. Auf diese Weise geht die Rauigkeitslänge für Gras und Wüste auch in die Berechnung der Albedo und damit der kurzwelligen Strahlungsbilanz ein (siehe Gl. 6 f).

- Der **Blattflächenindex** gibt an, wievielfach größer als die Grundfläche die darüber befindliche Blattfläche ist, er ist also ein Maß für die Ausdehnung der Oberfläche von Vegetation. Beispielsweise aus Satellitendaten lassen sich über den *NDVI* (= normalized difference vegetation index) die jahreszeitlichen Veränderungen des Blattflächenindex ableiten [vgl. Sellers et al., 1996], wie sie auch in Modellen dargestellt werden können [Foley et al., 1996]. In zahlreichen Modellen ist der LAI die prognostische Variable, an deren Wert kontinuierlich andere Größen wie etwa der Vegetationsanteil oder Parameter wie Rauigkeitslänge, Wurzeltiefe oder Schneeralbedo geknüpft sind [Sellers et al., 1996, Betts et al., 1997].

In CLIMBER-2.1 stellt der LAI neben den Anteilen verschiedener Vegetationstypen die weitere, über das Jahr konstante prognostische Variable des Vegetations-Modells dar (siehe Abschnitt 3.2). Die genannten Parameter sind im Oberflächenmodell dem Vegetationstypen zugeordnet. Für die Transpirationsberechnung kann der Wert des LAI bei bodennahen Lufttemperaturen zwischen 0°C und 10°C um bis zu 80% reduziert werden (siehe Gl. 9 f). Da der LAI hier - im Gegensatz zu einigen anderen gekoppelten Modellen [Claussen and Gayler, 1997, Texier et al., 1997] - nicht fest einem Vegetationstyp zugeordnet ist, ist es eigentlich nicht korrekt, ihn als Parameter zu bezeichnen. Dennoch soll er an dieser Stelle behandelt werden.

Die Werte des Blattflächenindex l_i liegen in CLIMBER-2.1 in borealen Breiten für Bäume typischerweise bei etwa $2 \text{ m}^2/\text{m}^2$ (siehe Tab. 9 - 11). Andere Vegetations-Modelle berechnen hier maximale Werte von bis über $4 \text{ m}^2/\text{m}^2$ [Foley et al., 1996]; im jahreszeitlichen Verlauf können die simulierten LAI-Werte in borealen Breiten um bis über $3 \text{ m}^2/\text{m}^2$ schwanken, ähnlich wie in den Satellitendaten [Sellers et al., 1996]. In Nordafrika liegen die CLIMBER-Werte für Bäume zwischen $3 \text{ m}^2/\text{m}^2$ und $5 \text{ m}^2/\text{m}^2$. Andere Modelle können im Sahel Werte bis über $5 \text{ m}^2/\text{m}^2$ ergeben [Foley et al., 1996], aber auch unter $3 \text{ m}^2/\text{m}^2$ wie in den Satellitendaten [Sellers et al., 1996]. In verschiedenen Modellen mit fest vorgegebenen und global gültigen LAI werden für Bäume (maximale) Werte zwischen etwa $4 \text{ m}^2/\text{m}^2$ und $9 \text{ m}^2/\text{m}^2$ benutzt [Dickinson et al., 1986, Cox et al., 1999].

Für Gras betragen die CLIMBER-Werte des LAI in borealen Breiten etwa $1 \text{ m}^2/\text{m}^2$, in Nordafrika $1 \text{ m}^2/\text{m}^2$ bis $2 \text{ m}^2/\text{m}^2$. Andere Modelle geben kurzes Gras zwar schon bei LAI-Werten von über $0,4 \text{ m}^2/\text{m}^2$ an, langes Gras jedoch erst bei über $3 \text{ m}^2/\text{m}^2$ [Foley et al., 1996]. Weitere Schemata mit fest vorgegebenen, global gültigen LAI nehmen für Gras (maximale) Werte zwischen $2 \text{ m}^2/\text{m}^2$ und $6 \text{ m}^2/\text{m}^2$ an [Dickinson et al., 1986, Cox et al., 1999].

Tendenziell wird in CLIMBER-2.1 der LAI also eher unter- als überschätzt. In den Empfindlichkeitsstudien habe ich daher die LAI von Gras in borealen Breiten auf $2 \text{ m}^2/\text{m}^2$, in Nordafrika auf $6 \text{ m}^2/\text{m}^2$ gesetzt. Auf diese Weise kann nicht nur die Unsicher-

heitsspanne getestet werden, sondern - da es sich bei diesen Werten in etwa um baumtypische Werte für die jeweiligen Regionen handelt - kann außerdem abgeschätzt werden, inwieweit Unterschiede beispielsweise der Energiebilanzen zwischen Gras und Bäumen im LAI begründet lagen.

Der LAI wirkt auf verschiedene Weise im Modell. Zum einen beeinflusst er die Albedo bei schneefreien Verhältnissen (siehe Gl. 3 f) in dem Sinne, dass eine dichtere Vegetation eine geringere Albedo und somit eine positivere kurzwellige Strahlungsbilanz bedeutet. Zum anderen folgt aus einer größeren Blattfläche eine stärkere Transpiration (siehe Gl. 9).

- Der sandige, extrem trockene Teil der Sahara weist Satellitendaten zufolge eine selbst für blanken Boden sehr hohe **Hintergrundalbedo** von bis zu 40% auf [vgl. Ramanathan et al., 1989, Sellers et al., 1996]. Die damit verbundene starke Reflexion der einfallenden Strahlung ist ein ganz wesentlicher Grund dafür, dass diese Region unter heutigen Klimabedingungen eine Strahlungssenke ist im Vergleich zu ihrer Umgebung [Charney, 1975, Charney et al., 1977, Claussen, 1997].

In CLIMBER-2.1 wird dies durch die Albedowerte sowohl für sichtbares Licht als auch für nahes Infrarot ($\alpha_{d31} = 0,22$ / $\alpha_{d32} = 0,44$) berücksichtigt, die höher sind als für die übrigen Wüstenböden ($\alpha_{d31} = 0,15$ / $\alpha_{d32} = 0,30$) angenommen (siehe Gl. 3 f).

Dies ist für heutiges Klima in weiten Teilen der Sahara gerechtfertigt, es stellt sich jedoch die Frage, ob diese Annahme beispielsweise auch unter den klimatischen Bedingungen des mittleren Holozäns mit seinen feuchteren Böden und verbreiteten Seen (siehe Abschnitt 5.5) zulässig ist.

Um die Auswirkungen von für damalige Zeiten möglicherweise realistischeren Albedowerten in der Sahara zu untersuchen, habe ich in den Empfindlichkeitsstudien die Albedowerte für Wüste in der Sahara auf den allgemein üblichen Wüstenwert gesetzt. Auf diese Weise kann auch ein Eindruck darüber gewonnen werden, wie stark Unterschiede etwa in der Energiebilanz zwischen Gras und Wüste in der Sahara nicht nur durch die allgemein unterschiedliche Albedo von Vegetation und Wüste (siehe Gl. 3 f), sondern auch durch die zusätzliche Erhöhung der Wüstenalbedo in der Sahara verursacht waren.

Eine verringerte Hintergrundalbedo sollte in der Modellregion direkt eine erhöhte kurzwellige Strahlungsbilanz an der Oberfläche bewirken.

- In CLIMBER-2.1 gibt es außer den genannten nur noch zwei weitere Größen, die Differenzen in den Energie- und Feuchtebilanzen zwischen den verschiedenen Oberflächentypen, das heißt zwischen Bäumen und Gras, bewirken können: die **Lichtsensibilität** und die **Wurzeldichte** (siehe Gl. 9 f). Letztere beeinflusst das Maß, in dem die Pflanzen in den einzelnen Bodenschichten Wasser über ihre Wurzeln aufnehmen können. Eine hohe Lichtsensibilität bedeutet, dass bereits eine geringe Einstrahlungserhöhung eine deutliche Erhöhung des stomatären Widerstandes zur Folge hat. Es stellt sich die Frage, wie groß der jeweilige Einfluss dieser beiden Parameter ist. Um auch die Auswirkungen der unterschiedlichen Werte der Parameter zu untersuchen, habe ich zum einen in Empfindlichkeitsstudien das Inverse des Lichtsensibilitätsfaktors h_i von Gras statt auf 100 W/m^2 auf den Wert von Bäumen von 30 W/m^2 gesetzt. In weiteren Experimenten habe ich die Wurzeldichte a_{in} von Gras von jeweils

50% in der oberen und unteren Bodenschicht auf jeweils 35% beziehungsweise 65% gesetzt, was ebenfalls der Verteilung bei Bäumen entspricht.

Beide Parameter wirken einzig auf die Transpiration (siehe Gl. 9 f). Wie wir später sehen werden, sind die Auswirkungen dieser Parameteränderung in den Untersuchungsgebieten vernachlässigbar.

- Neben den genannten Parametern gibt es im Modell noch weitere Größen, die für die einzelnen Oberflächentypen unterschiedlich parameterisiert sind. Wie ich in Abschnitt 8.3.1 demonstriert habe, bewirkte die spezielle Parameterisierung des **Schneeanteils** bei Bäumen (siehe Gl. 6) in der Albedoberechnung deutliche klimatische Unterschiede zwischen Bäumen einerseits und Gras beziehungsweise Wüste andererseits. Auch bei Differenzen zwischen den verschiedenen Simulationen spielte die Schneebedeckung über kurzweilige Strahlungsbilanz und Schneeschmelze eine gewisse Rolle (siehe Abschnitt 8.2.1). Hierauf werde ich später noch zu sprechen kommen (siehe Abschnitt 9.3).

In anderen Modellen wird oftmals nicht wie in CLIMBER-2.1 der Schneeanteil mit dem Oberflächentypen verändert, wobei schneebedeckter und schneefreier Teil unterschiedlich bestimmte Albedowerte aufweisen, sondern direkt die Schneeralbedo der Gitterbox [Roeckner et al., 1992]. In CLIMBER-2.1 wurde der maximale Schneeanteil bei Bäumen $F_{wmax,1}$ (siehe Gl. 5) zunächst auf 40% gesetzt, bei zunehmender Schneemenge bis auf maximal 60% erhöht und bei Temperaturen von über -5°C wiederum reduziert. Die grundlegende Idee bei dieser Darstellung ist, dass Bäume - gewissermaßen von oben betrachtet - auch bei viel Schnee nie völlig von diesem bedeckt sind, also nie als glatte weiße Fläche erscheinen. Bei steigenden Temperaturen fällt der Schnee außerdem von den Bäumen ab. So wurde die Albedo bei Bäumen gegenüber der bei Gras oder blankem Boden deutlich reduziert, was eine starke Sensibilität des gekoppelten Modells im Hinblick auf die Ausbreitung borealer Wälder zur Folge hat. Ein Vergleich mit den geologischen Befunden hatte gezeigt, dass CLIMBER-2.1 möglicherweise die Ausdehnung der borealen Wälder im mittleren Holozän überschätzt (siehe Abschnitt 5.5).

Um die Sensibilität des Modells durch höhere mögliche Schneeanteile bei Bäumen und eine entsprechend höhere Albedo zu verringern, habe ich einen Basis-Schneeanteil (vgl. Gl. 5) von 60% angenommen gemäß

$$F_{wmax,1} = \left(0,6 + 0,2 \cdot \frac{H_w}{10}\right) \cdot (1 - \eta(T_a)) .$$

Der so ermittelte Schneeanteil geht ausschließlich in die Berechnung der kurzweiligen Strahlungsbilanz ein.

- Die letzte der Größen in CLIMBER-2.1, die Differenzen der Energie- und Feuchtebilanzen zwischen den verschiedenen Oberflächentypen über Land bewirken kann, ist die Geschwindigkeit des **effektiven Windes**. Auch sie soll hier untersucht werden. Innerhalb beispielsweise eines Baumbestandes wird der Wind stark gebremst. Entscheidend für die latenten Wärmeflüsse ist also nicht die volle Windgeschwindigkeit,

wie sie auch über dem blanken Boden vorzufinden ist, sondern eine so genannte effektive Windgeschwindigkeit. Aber auch innerhalb des Bestandes kann sich durchaus ein ausgeprägtes Windprofil entwickeln [Stull, 1988]. Tatsächlich nimmt die Windgeschwindigkeit um so mehr ab, je weiter man vom Rand des höheren Pflanzenbestandes entfernt ist. Wie stark die Reduzierung ist, hängt also im Modell ähnlich wie bei der Diskussion der Rauigkeitslänge beschrieben (siehe oben) auch davon ab, wie man die simulierten Vegetationsanteile interpretiert - ob als zusammenhängende Vegetationsbereiche oder als Mischung verschiedener Typen innerhalb einer Gitterbox.

Bislang wurden die Anteile der Oberflächentypen in CLIMBER-2.1 stets als verschiedene homogene, zusammenhängende Flächen interpretiert (vgl. Abschnitt 3.2). Bei der Berechnung der Geschwindigkeit des effektiven Windes $|\vec{U}_{eff,i}|$ (siehe Gl. 8 f) wurde der bodennahe Wind bei Vegetation als Funktion des rauigkeitsabhängigen Impulsreibungskoeffizienten (Größenordnung einige Tausendstel) jedoch drastisch reduziert [Dickinson et al., 1986]. Wie ich gezeigt habe (siehe Abschnitt 8.3.1), hatten die Differenzen der effektiven Windgeschwindigkeit über die resultierenden Verdunstungsunterschiede zwischen Vegetation und Wüste insbesondere in borealen Breiten Einfluss auf die Stärke der Reaktion des gekoppelten Modells.

Um daher die Auswirkungen einer weniger drastisch reduzierten Windgeschwindigkeit bei Vegetation zu testen, habe ich die Darstellung $|\vec{U}_{eff,i}| = |\vec{U}_s| \cdot \sqrt[4]{C_{mi}}$ gewählt.

Die effektive Windgeschwindigkeit geht im Modell linear in die Berechnung der Verdunstung (vom Boden zwischen der Vegetation, siehe Gl. 8) und in die Berechnung der Transpiration (siehe Gl. 9 f) ein.

9.2.2 Unterschiede zwischen Gras und Wüste

Alaska:

Für die Unterschiede der Bodentemperaturen zwischen Gras und Wüste in Alaska waren die Werte der *Rauigkeitslänge* ausschlaggebend. Die Rauigkeitslänge geht hier einerseits logarithmisch in den Reibungskoeffizienten ein, dieser wiederum linear in fühlbaren Wärmefluss und Verdunstung, sowie in die Bestimmung der ageostrophischen Windkomponente und der effektiven Windgeschwindigkeit, welche ihrerseits linear auf Verdunstung und Transpiration wirkt (vgl. Gl. 7 f / 8 f / 9 f). Andererseits hat die Rauigkeitslänge bei Gras und Wüste Einfluss auf die Albedo - je größer die Rauigkeit, desto geringer ist der Schneeanteil (vgl. Gl. 6). Setzt man den im Modell verwendeten Wert der Rauigkeitslänge für Gras um 95% herab, so zeigen diese beiden Typen außer im Sommer nahezu identische Bodentemperaturen (siehe Abb. 57), was Temperaturänderungen von bis zu 1,0°C durch den veränderten Parameter bedeutet. Dies liegt in erster Linie an der Wirkung der Rauigkeitslänge auf die Albedo, durch deren Anstieg die Differenz der kurzwelligen Strahlungsbilanz fast auf null zurückgeht. Verbleibende Unterschiede von wenigen W/m² im Sommer spiegeln die Wirkung der unterschiedlichen Parameterisierung der *allgemeinen Hintergrundalbedo* von Gras und Wüste (vgl. Gl. 3 f), daraus resultierend eine geringere Albedo für Gras, bei schneefreien Bedingungen wider. Der Einfluss der Rauigkeitslänge auf die Reibungskoeffizienten spielt allenfalls im Sommer über die Verdunstung und im Winter mit dem Wind über den fühlbaren Wärmefluss eine

Rolle. In einem GCM zeigt sich ein stärkerer Einfluss veränderter Rauigkeitslängen auf den fühlbaren Wärmefluss auch im Sommer [Sud et al., 1988].

Gewisse Auswirkungen hatte auch die spezielle Parameterisierung der *effektiven Windgeschwindigkeit* innerhalb von Vegetation, wie sie linear in die Verdunstungs- und Transpirationsberechnung eingeht (vgl. Gl. 8 f / 9 f). Bei einer weniger starken Reduzierung der Windgeschwindigkeit in Vegetation, wie sie innerhalb eines Unsicherheitsbereiches denkbar ist, bewirkt vor allem die um wenige Zehntel mm/Tag erhöhte Verdunstung im Sommer stets um etwa $-0,1^{\circ}\text{C}$ geringere Temperaturen bei Gras als in der Standard-Simulation GAV, was durch den entsprechend verringerten fühlbaren Wärmefluss gedämpft wird.

Im Sommer bleiben die Bodentemperaturen bei Gras durch die *Transpiration* weiterhin um bis zu mehr als $-1,0^{\circ}\text{C}$ unter denen von Wüste.

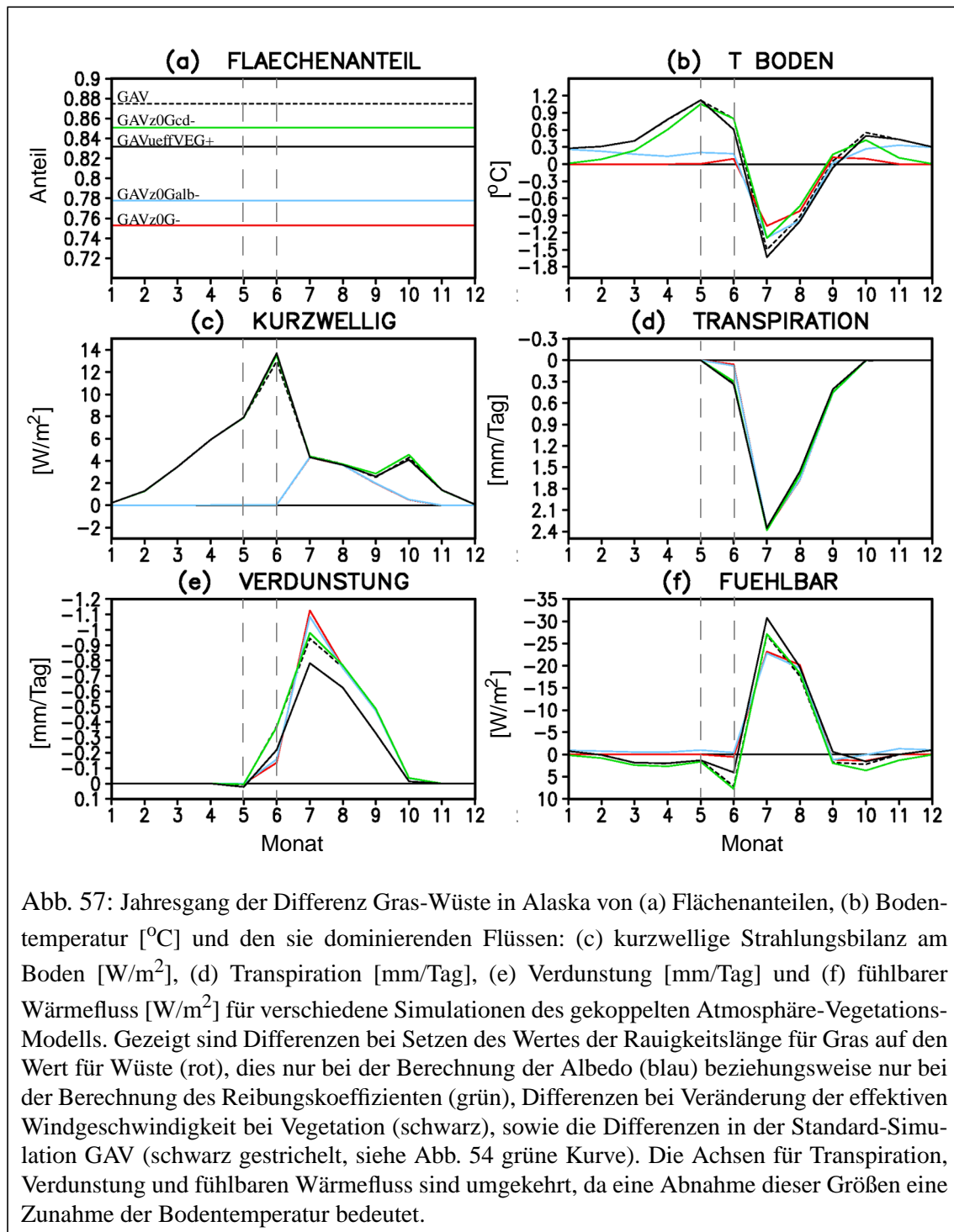
Differenzen von LAI, Lichtsensibilität und Wurzeldichte können bei einem Vergleich mit Wüste keine Rolle spielen.

In Abschnitt 8.3.1 hatten sich zu **Beginn der Schneeschmelze** im Mai die Rauigkeitslängen und die spezielle Parameterisierung der Hintergrundalbedo von Wüste als Ursachen für die höheren Bodentemperaturen bei Gras im Vergleich zur Wüste erwiesen. Hier zeigt sich, dass vor allem die Rauigkeitslänge verantwortlich ist. Unterschiede der allgemeinen Hintergrundalbedo sind um diese Zeit vernachlässigbar, sie machen sich lediglich im Sommer in der leicht positiven kurzwelligen Strahlungsbilanz trotz identischer Rauigkeitslängen bemerkbar.

Am **Ende der Schneeschmelze** im Juni ist die Situation ähnlich wie im Mai. Hinzu kommt der abkühlende Effekt der erhöhten Verdunstung von Gras, die der vor allem mit der kurzwelligen Strahlungsbilanz verringerten Transpiration, kleinerem fühlbaren Wärmefluss und reduzierter Schneeschmelze (hier nicht gezeigt) entgegenwirkt. Trotz identischer Rauigkeitslängen bleiben Unterschiede in der Verdunstung bestehen. Dies zeigt außer der Reaktion auf die Transpiration auch den Einfluss der speziellen Parameterisierung der effektiven Windgeschwindigkeit für Vegetation. Die Annäherung der Bodentemperaturen durch eine weniger starke Reduzierung der Windgeschwindigkeit ist jedoch vergleichsweise gering.

Da in der Standard-Simulation GAV die Bodentemperaturen bei Gras außer im Sommer höher als bei Wüste waren, bedeutete eine Ausdehnung der Vegetation dann eine zusätzliche Erwärmung. Durch Angleichung der Rauigkeitslängen im Rahmen von deren Unsicherheitsbereich können diese Temperaturdifferenzen bis auf null zurückgehen. Inwieweit eine Vegetationsverschiebung hier erwärmend wirkt, wie stark also die positive Rückkopplung im gekoppelten Modell bei einer Störung der Einstrahlung ist, hängt vor allem von den angenommenen Werten der Rauigkeitslänge ab.

Für die Ausbreitung von Vegetation sind die längere Wachstumsperiode durch Verschiebung der Schneeschmelze und die höheren Temperaturen während der Vegetationszeit ausschlaggebend. Vor allem im Frühjahr kann eine reduzierte Rauigkeitslänge eine deutliche Abkühlung bewirken. Als Resultat können bis etwa 6% mehr Wüste erhalten bleiben als in der Standard-Simulation GAV. Gewisse Auswirkungen der Unsicherheit in der Angabe der Rauigkeitslänge auf die in Abschnitt 5.3.1 diskutierte Vegetationsverteilung sind in Alaska also vorhanden.



Im Falle der effektiven Windgeschwindigkeit hingegen ist das Modell nur wenig sensibel gegenüber den Unsicherheiten der gegebenen Parameterisierung, die getroffenen Aussagen zur Vegetationsverteilung sind in dieser Hinsicht bis auf etwa 2% belastbar.

Sahara:

Entscheidend für die Unterschiede der Bodentemperaturen zwischen Gras und Wüste in der Sahara waren wiederum vor allem die Werte der *Rauigkeitslänge*. Diese geht auch hier logarithmisch in den Reibungskoeffizienten ein, dieser seinerseits linear in fühlbaren Wärmefluss und Verdunstung sowie in die Bestimmung der ageostrophischen Windkomponente und der effektiven Windgeschwindigkeit, welche wiederum linear auf Verdunstung und Transpiration wirkt (vgl. Gl. 7 f / 8 f / 9 f). Ein Einfluss auf die Albedo ist hier nicht gegeben. Setzt man den für die Rauigkeitslänge im Modell verwendeten Wert für Gras um 95% herab, so sind die Bodentemperaturen für Gras nicht mehr - wie in der Standard-Simulation GAV - um $-1,0^{\circ}\text{C}$ bis $-2,0^{\circ}\text{C}$ niedriger als die von Wüste, sondern um einen ähnlichen Betrag höher (siehe Abb. 58). Ursache ist ein um bis zu -30 W/m^2 reduzierter fühlbarer Wärmefluss, im Sommer spielt auch die Reduzierung der Transpiration um bis zu $-0,3 \text{ mm/Tag}$ eine Rolle. Eine deutliche Auswirkung reduzierter Rauigkeitslängen auf den fühlbaren Wärmefluss im Sommer zeigte sich auch in einer GCM-Simulation [Sud and Smith, 1985]. Die Umkehr des Vorzeichens der Temperaturdifferenzen bei Angleichung der Rauigkeitslängen in CLIMBER-2.1 bedeutet, dass eine andere Größe die Temperaturen für Gras im Vergleich zur Wüste wiederum verringern muss.

Hierbei handelt es sich um die *Hintergrundalbedo* (vgl. Gl. 3 f). Reduziert man deren Wert für die Wüste auf den allgemein üblichen Wert für blanken Boden, so steigt die kurzweilige Strahlungsbilanz um bis zu 30 W/m^2 , der Boden für Wüste wird um weitere bis zu $2,0^{\circ}\text{C}$ wärmer im Vergleich zum Gras als in den Standard-Simulationen. Bei einer solchen Änderung der Hintergrundalbedo sind weiterhin Differenzen der kurzweiligen Strahlungsbilanz vorhanden. Diese spiegeln die Unterschiede der *allgemeinen Hintergrundalbedo* zwischen blankem Boden und Gras wider.

Differenzen von LAI, Lichtsensibilität und Wurzeldichte können auch hier bei einem Vergleich mit Wüste keine Rolle spielen.

In Abschnitt 8.3.2 wurden während des **Sommermonsuns** die Rauigkeitslängen und die *Transpiration* bei Gras als Ursachen für die Temperaturdifferenzen zwischen Gras und Wüste beschrieben. Hier zeigt sich, dass der Einfluss der Rauigkeitslänge und der hohen Wüstenalbedo in der Sahara von vergleichbarer Größenordnung sein können.

In der Standard-Simulation GAV waren im August die Bodentemperaturen bei Gras geringer als bei Wüste, eine Ausdehnung der Vegetation bedeutete also stets eine Abkühlung. Durch eine weniger hohe Hintergrundalbedo für Wüste wird dieser Trend noch verstärkt. Sie kann jedoch durch Angleichung der mit Unsicherheiten behafteten Rauigkeitslängen ins Gegenteil umgekehrt werden. Aussagen zum Einfluss von Vegetationsverschiebungen und damit die Sensibilität des gekoppelten Modells bei einer Störung der Einstrahlung hängen in der Sahara also deutlich von den angenommenen Parametern ab.

Für die Ausbreitung von Vegetation sind in Nordafrika vor allem höhere Niederschläge ausschlaggebend. Bei der reduzierten Hintergrundalbedo führen die wärmeren Bedingungen in der Gitterbox zu einer weiteren Intensivierung des Sommermonsuns. Die Vegetationszunahme gegenüber der Standard-Simulation GAV bleibt bei einem Niederschlagsanstieg um weniger als $0,5 \text{ mm/Tag}$ im August unter 5%. Derartige Auswirkungen einer veränderten Albedo beschrieben bereits andere Autoren [Charney, 1975, Charney et al., 1977, Sud and Fennessy, 1982, Brovkin et al., 1998].

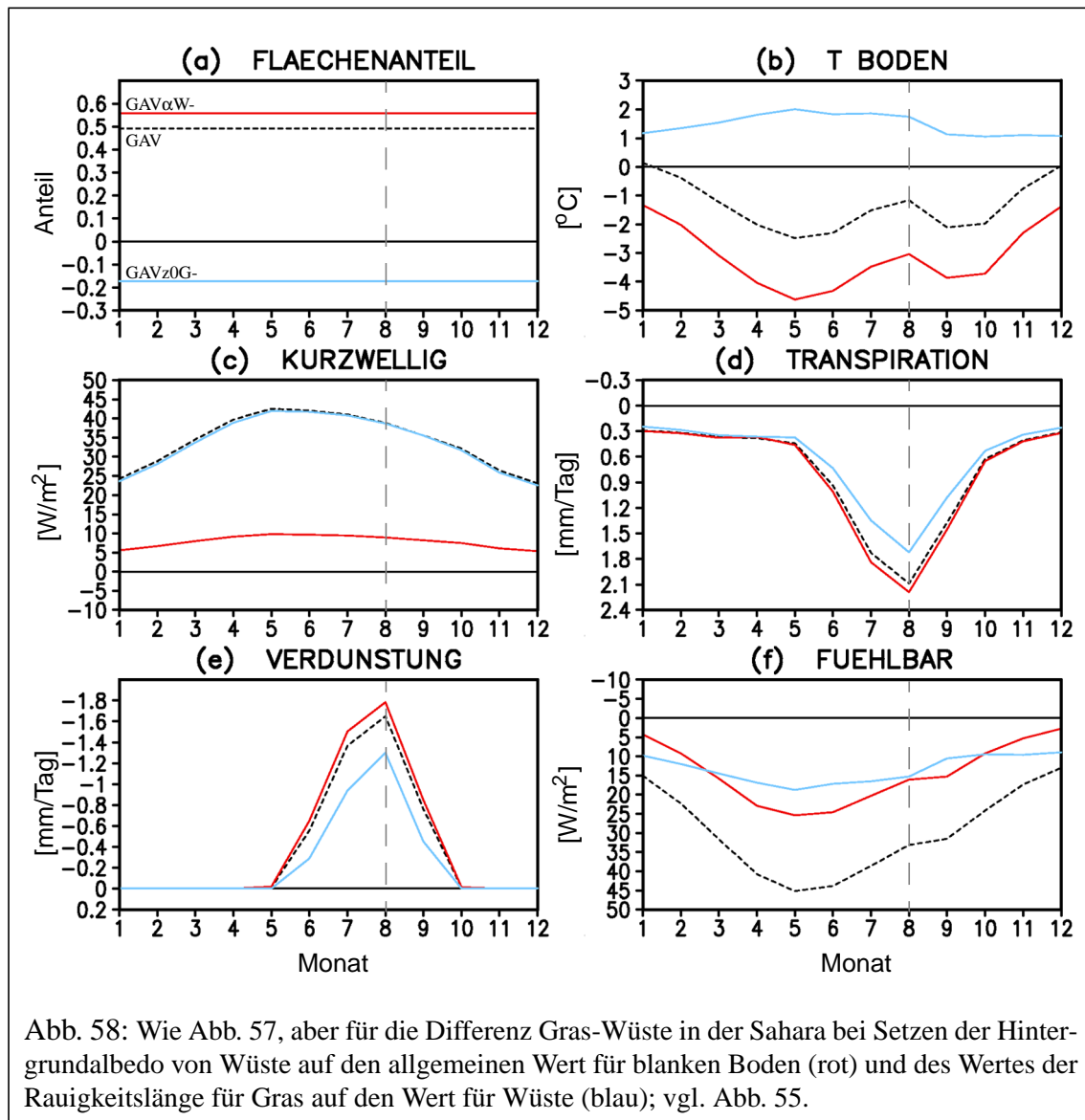


Abb. 58: Wie Abb. 57, aber für die Differenz Gras-Wüste in der Sahara bei Setzen der Hintergrundalbedo von Wüste auf den allgemeinen Wert für blanken Boden (rot) und des Wertes der Rauigkeitslänge für Gras auf den Wert für Wüste (blau); vgl. Abb. 55.

Interessanterweise zeigt sich dabei eine ähnliche Niederschlagserhöhung, wenngleich geringere Unterschiede in der Vegetation, auch im Sahel. Obwohl dort die Temperaturen kaum verändert sind, resultiert die Erwärmung der Sahara in einer allgemeinen Verstärkung der Monsunniederschläge in Nordafrika. Auch andere Autoren [Zheng and Eltahir, 1997, Zheng and Eltahir, 1998] haben eine Abhängigkeit der Monsunstärke vom genauen Ort der (Vegetations-)Änderungen beschrieben.

Größer als die Auswirkungen der Hintergrundalbedo auf die Vegetationsverteilung ist der Einfluss der herabgesetzten Rauigkeitslänge für Gras. Durch die höheren Temperaturen wären höhere Niederschläge nötig, um einen ähnlichen Vegetationsanteil wie in der Standard-Simulation GAV zu erhalten. Tatsächlich nehmen die Niederschläge jedoch im August um etwa -1,0 mm/Tag ab, vor allem durch die geringere lokale Wiederverwertung der Feuchte, aber auch durch die mit den Reibungskoeffizienten reduzierte ageostrophische (Monsun-)Komponente und die damit verbundene Feuchteadvektion.

Eine ähnliche Abnahme der Niederschläge in der Sahara um $-0,89$ mm/Tag durch eine Reduzierung der Rauigkeitslänge von $0,4500$ m auf $0,0002$ m zeigte sich bereits in einer GCM-Simulation [Sud and Smith, 1985]. Auch dort werden die Einflüsse der Rauigkeitslänge und der Albedo für vergleichbar gehalten. In einem Boxmodell für eine solche Region wird eine Abnahme des Niederschlags um -5 mm/Jahr bis -8 mm/Jahr bei Werten der Hintergrundalbedo von 25% bis 35% gefunden. Bei einer geringeren Albedo nimmt der Niederschlag hingegen um ähnliche Beträge zu [Brovkin et al., 1998].

Bei dem in CLIMBER-2.1 getesteten, Messdaten zufolge nicht unrealistischen Wert der Rauigkeitslänge von $0,005$ m für Gras wäre so die in einer Simulation GAV simulierte Vegetationsänderung um etwa 35% geringer gewesen als in Abschnitt 5.3.2 beschrieben. Dies zeigt deutlich die Sensibilität der Vegetation in dieser Region gegenüber den angenommenen Parametern der Landoberfläche.

Das Ergebnis bedeutet auch, dass durch Verwendung einer geringeren Rauigkeitslänge für Gras die Ergebnisse von CLIMBER-2.1 näher an andere Modelle oder geologische Befunde, die auf einen möglicherweise geringeren Vegetationsanteil in der Sahara hindeuten (siehe Abschnitte 5.3.2 / 5.5), gebracht werden könnten.

Anstatt die Hintergrundalbedo für Wüste in der Sahara auf den allgemeinen Wert zu verringern, habe ich in einer weiteren Empfindlichkeitsstudie (hier nicht gezeigt) die Albedo für Wüste im Sahel auf den hohen Wert der Sahara gesetzt. Die Wirkungskette ist entsprechend umgekehrt. Die Auswirkungen auf das Klima in der Sahara sind hierbei jedoch nur gering.

Interessanterweise ändert sich das Bild, setze ich nicht nur die Albedo im Sahel, sondern *global* für alle Wüsten auf den höheren Wert. Dies betrifft außer den polaren Regionen lediglich die zentralasiatischen Wüsten. Gegenpol zu einer Niederschlagszunahme in Ostasien ist in diesem Fall eine Abnahme über Indien und Nordafrika. Als Resultat ergibt sich eine Reduzierung der Vegetation in der Sahara um fast 20%, die Niederschlagsabnahme ist sogar ausgeprägter als die im Sahel.

9.2.3 Unterschiede zwischen Gras und Bäumen

Ostsibirien:

Die deutlichsten Differenzen der klimatischen Bedingungen von Gras und Bäumen in Ostsibirien ergaben sich durch deren unterschiedliche Werte der *Rauigkeitslänge* (siehe Abb. 59). Diese geht logarithmisch in den Reibungskoeffizienten ein, dieser wiederum linear in fühlbaren Wärmefluss und Verdunstung sowie in die Bestimmung der ageostrophischen Windkomponente und der effektiven Windgeschwindigkeit, welche ihrerseits linear auf Verdunstung und Transpiration wirkt (vgl. Gl. 7 f / 8 f / 9 f). Bei Bäumen beeinflusst die Rauigkeitslänge nicht die Albedo (vgl. Gl. 6). Eine Annäherung der Bodentemperaturen im Vergleich zur Standard-Simulation GAV bei Herabsetzen des im Modell verwendeten Wertes der Rauigkeitslänge für Bäume um 90% (der neutrale Reibungskoeffizient wird dabei mehr als halbiert), zeigt sich insbesondere im Winter als Folge eines trotzdem um wenige W/m^2 erhöhten fühlbaren Wärmeflusses bei Bäumen, der seine Ursache in einem mit der verringerten Wärmeadvektion verstärkten Temperaturgradienten hat. Eine Annäherung erfolgt aber auch im Sommer und Herbst durch eine um mehr als $0,1$ mm/Tag erhöhte Transpiration bei Bäumen, die der mit der Rauigkeit verringerten Verdunstung entgegenwirkt und sie sogar überkompensieren kann. Die

Annäherung im Frühjahr ist allenfalls gering. Bei vergleichbaren Experimenten ergab sich in einem GCM im Sommer eine dominante Abnahme des fühlbaren Wärmeflusses und eine Zunahme der Verdunstung in borealen Breiten [Sud et al., 1988].

Einen vergleichbaren Einfluss hatte die spezielle Parameterisierung des *Schneeanteils* bei Bäumen, der bei der Bestimmung der Albedo von entscheidender Bedeutung ist (vgl. Gl. 5 f). Die Erhöhung des bei Bäumen möglichen Basis-Schneeanteils um eine Unsicherheitsspanne von 20% macht sich vor allem im angehenden Frühjahr bemerkbar. Ausschlaggebend für die Annäherung an die Temperaturen bei Gras ist die Abnahme der kurzwelligen Strahlungsbilanz um bis über -20 W/m^2 durch die höhere Albedo, die allerdings durch eine aus den Temperaturen resultierende Abnahme von fühlbarem Wärmefluss und Verdunstung gedämpft wird.

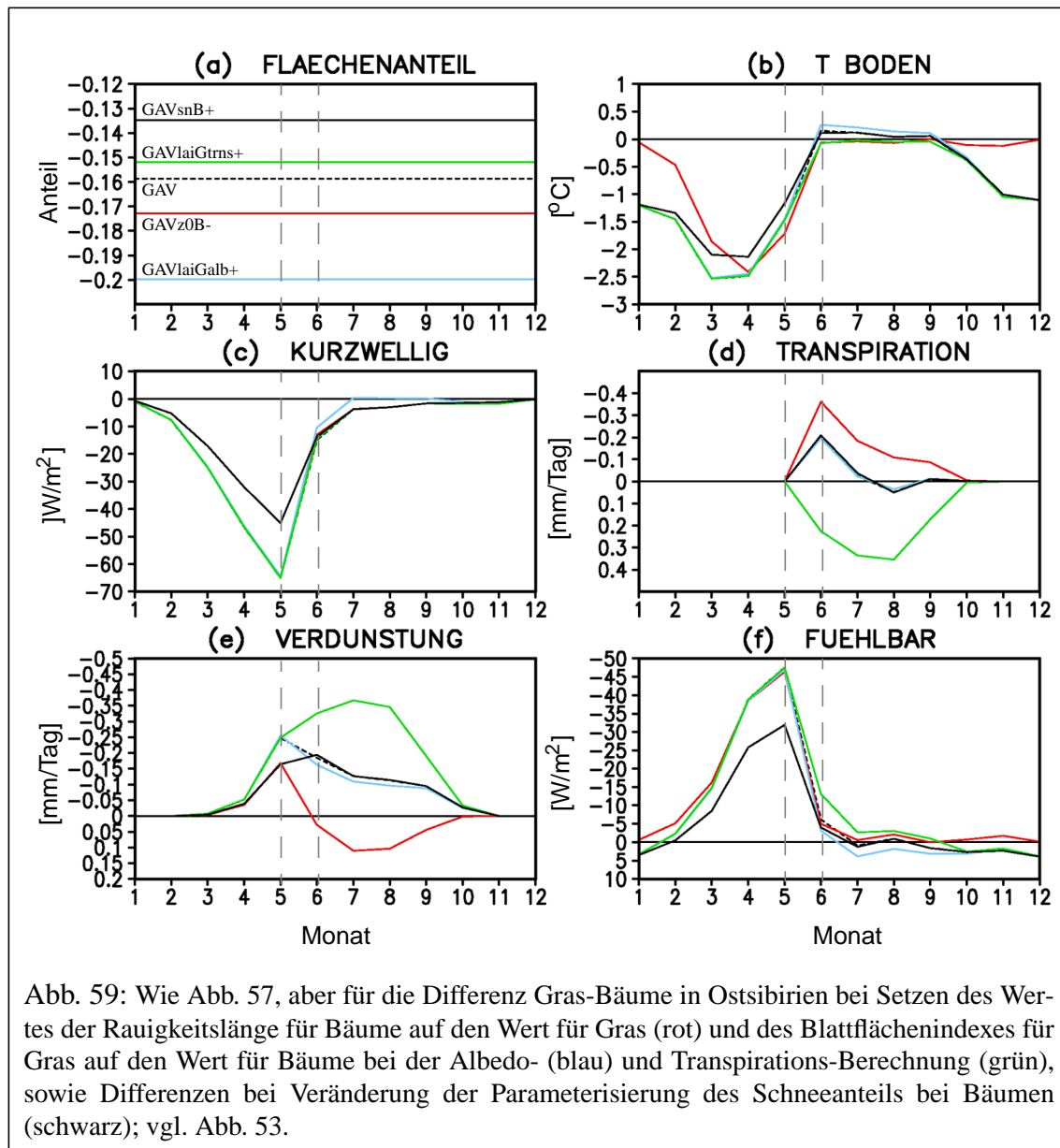
Geringere Auswirkungen hatten die unterschiedlichen *LAI*. Die *LAI* wirken auf komplexe Weise sowohl auf die Albedo (vgl. Gl. 3 f) als auch auf die Transpiration (vgl. Gl. 9 f) und spielen nur bei schneefreien Verhältnissen eine Rolle. Bei Heraufsetzen des im Modell bestimmten *LAI* von Gras bewirkt eine um einige Zehntel mm/Tag erhöhte Transpiration von der vergrößerten Blattoberfläche bei Gras eine Annäherung an die Bodentemperaturen bei Bäumen; die Erhöhung der kurzwelligen Strahlungsbilanz durch die dunklere Oberfläche hingegen eine fast ebenso große Entfernung. Die beiden Einflusspfade haben also unterschiedliche Wirkungsrichtungen vergleichbarer Stärke.

Differenzen durch Änderungen von Lichtsensibilität und Wurzeldichte sind vernachlässigbar (hier nicht gezeigt).

In Abschnitt 8.3.1 wurden die *LAI* und die unterschiedliche Parameterisierung des Schneeanteils als Verursacher der Temperaturdifferenzen zwischen Gras und Bäumen zu **Beginn der Schneeschmelze** im Mai ermittelt. Hier zeigt sich, dass eine Annäherung der *LAI* die Differenzen der Bodentemperaturen um diese Zeit nur geringfügig verändert, die Temperaturen bei Gras bleiben wie in der Standard-Simulation GAV niedriger als bei Bäumen. Eine Ausdehnung der borealen Wälder wirkt weiterhin stets erwärmend, die Sensibilität des gekoppelten Modells gegenüber den Einstrahlungsänderungen ist kaum verändert.

Entscheidender ist um diese Zeit die spezielle Parameterisierung des Schneeanteils bei Bäumen. Unterschiede durch eine - im Bereich der vorhandenen Unsicherheit - veränderte Parameterisierung sind mit etwa $0,3^\circ\text{C}$ jedoch deutlich geringer als die bestehenden Temperaturdifferenzen zwischen Gras und Bäumen. Eine innerhalb realistischer Grenzen durchgeführte Veränderung der verwendeten Parameterisierung vermag also gewisse quantitative Unterschiede zu bewirken, nicht jedoch die Differenzen zwischen Gras und Bäumen qualitativ zu verändern. Durch eine derartige Veränderung könnte eine zusätzliche Erwärmung im Holozän durch sich ausdehnende Wälder in gewissem Maße gemindert werden, und somit die Vegetationsausdehnung selbst. Die Sensibilität des gekoppelten Modells gegenüber einer Einstrahlungsänderung wäre so gemildert.

Für das **Ende der Schneeschmelze** im Juni wurden die Rauigkeitslänge und (über die Transpiration) auch der *LAI* sowie die Lichtsensibilität als Ursachen für die mit etwa $0,2^\circ\text{C}$ vergleichsweise geringen Temperaturdifferenzen zwischen Gras und Bäumen diskutiert (Abschnitt 8.3.1). Wie gesehen hat die Lichtsensibilität nur wenig Auswirkungen. Hier zeigt sich, dass sowohl die Rauigkeitslänge als auch der *LAI* - durch dessen Einfluss auf die Transpiration - gleichermaßen verantwortlich für die Temperaturunterschiede



waren. Eine Annäherung der LAI hat jedoch Auswirkungen auch auf die Albedo und wirkt damit fast ebenso stark einer Angleichung der Temperaturbedingungen entgegen. Bei Gras fand man in der Standard-Simulation GAV im Juni etwas höhere Bodentemperaturen als bei Bäumen, die Ausbreitung der borealen Wälder dämpfte also die ursprüngliche Erwärmung leicht. Bei Änderung der Werte der Rauigkeitslänge und des LAI bei der Transpirationsberechnung ist eher das Gegenteil der Fall.

Inwieweit eine Aussage zur unterstützenden oder dämpfenden Wirkung von Vegetationsverschiebungen zutreffend ist, kann also um diese Zeit von den gewählten Werten der Rauigkeitslänge beziehungsweise den simulierten LAI abhängen.

Für die Ausbreitung der borealen Wälder sind die längere Wachstumsperiode durch eine frühere Schneeschmelze und die höheren Temperaturen während der Vegetationszeit ausschlaggebend. In diesen Phasen liegen die Temperaturunterschiede durch eine Verän-

derung der Parameter gegenüber der Standard-Simulation GAV jedoch nur im Bereich von wenigen Zehnteln °C, so dass sich der Baumanteil um maximal etwa 2% verändert; im wärmeren Klima bei herabgesetzter Rauigkeit bei Bäumen und bei heraufgesetztem LAI von Gras bei der Transpirationsberechnung nimmt der Anteil zu, ansonsten ab. Die Unsicherheit in der Angabe der Parameter hat also geringe Auswirkungen auf die in Abschnitt 5.3.1 diskutierten Vegetationsanteile.

Die mögliche Überschätzung der Ausdehnung borealer Wälder in CLIMBER-2.1 im Vergleich zu anderen Modellen und zu geologischen Befunden (siehe Abschnitte 5.3.1 / 5.5) kann durch eine Veränderung der Parameter geringfügig schwanken.

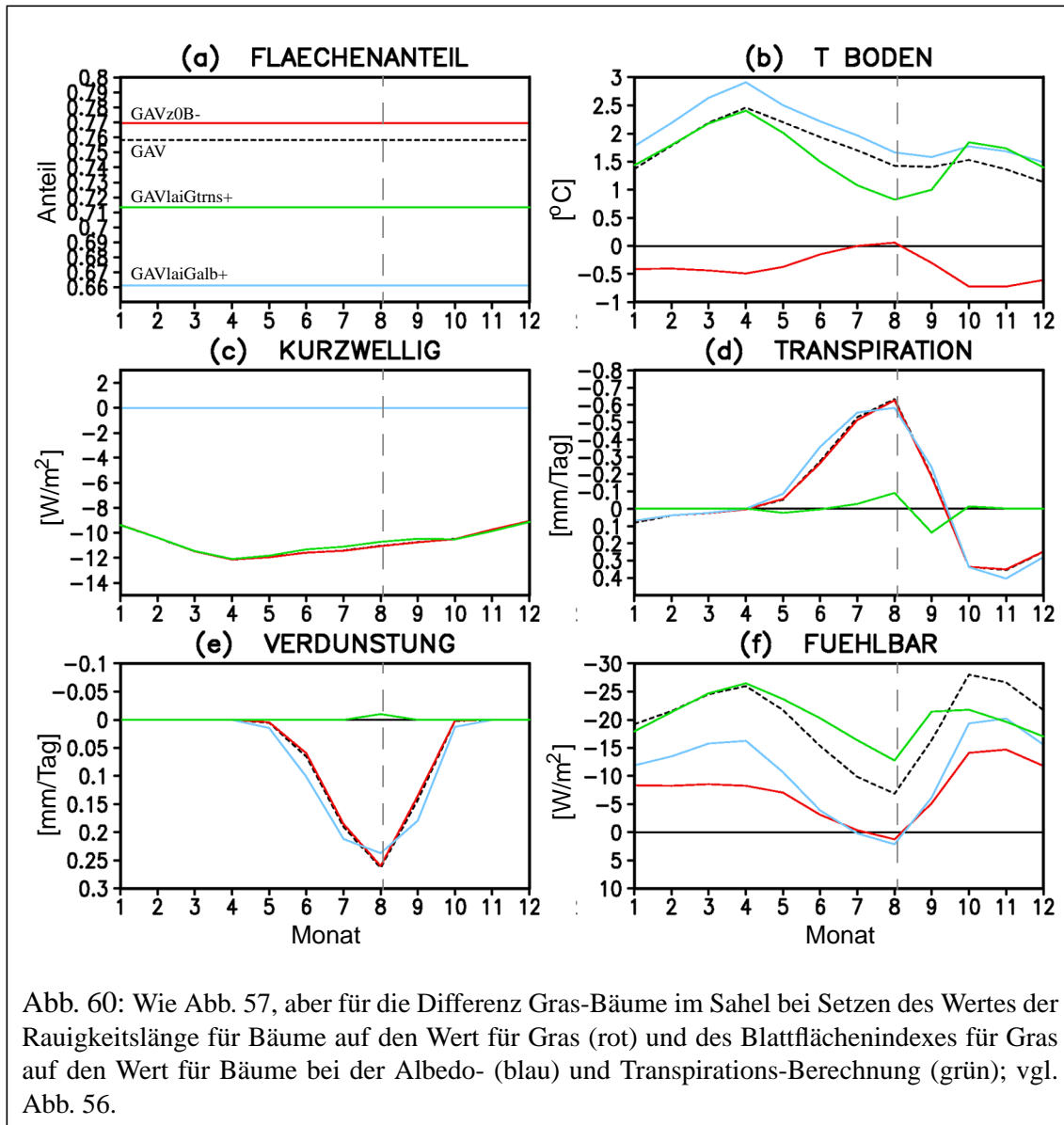
Sahel:

Im Sahel ergaben sich die deutlichsten Differenzen der Bodentemperaturen von Gras und Bäumen wie in Ostsibirien durch die unterschiedlichen Werte der *Rauigkeitslänge* (siehe Abb. 60), wenngleich der Effekt im Sahel wesentlich drastischer ist. Die Rauigkeitslänge geht auch hier logarithmisch in den Reibungskoeffizienten ein, dieser linear in fühlbaren Wärmefluss und Verdunstung, sowie in die Berechnung der ageostrophischen Windkomponente und der effektiven Windgeschwindigkeit, welche linear auf Verdunstung und Transpiration wirkt (vgl. Gl. 7 f / 8 f / 9 f). Die Rauigkeitslänge hat bei Bäumen wiederum keinen Einfluss auf die Albedo (vgl. Gl. 6). Verdunstung und Transpiration bleiben bei erhöhten Feuchtgradienten trotz der unmittelbar wirkenden Verringerung des im Modell verwendeten Wertes der Rauigkeitslänge für Bäume um 90% ähnlich wie in der Standard-Simulation GAV. Es ist vor allem die Verringerung des fühlbaren Wärmeflusses bei Bäumen um über -10 W/m^2 , die statt der um $1,0^\circ\text{C}$ bis $2,5^\circ\text{C}$ höheren Bodentemperaturen bei Gras in der Standard-Simulation nun um bis zu $-0,7^\circ\text{C}$ geringere Temperaturen als bei Bäumen bewirkt.

Die Auswirkungen der unterschiedlichen LAI waren weniger stark. Für die LAI besteht ein komplexer Zusammenhang sowohl mit der Albedo (vgl. Gl. 3 f) als auch mit der Transpiration (vgl. Gl. 9 f). Insbesondere im Sommer wird eine Annäherung der Bodentemperaturen durch die Wirkung des LAI auf die Transpiration unterstützt. Die Erhöhung des im Modell bestimmten LAI von Gras bewirkt über die verstärkte Transpiration von der größeren Blattoberfläche um bis über $-0,5^\circ\text{C}$ geringere Temperaturdifferenzen als in der Standard-Simulation GAV. Dem wirkt die Erhöhung des LAI durch die Verringerung der Albedo über eine um etwa 10 W/m^2 erhöhte kurzweilige Strahlungsbilanz entgegen.

Differenzen durch Änderungen von Lichtsensibilität und Wurzeldichte sind auch hier vernachlässigbar (hier nicht gezeigt).

Bereits in Abschnitt 8.3.2 war beschrieben worden, dass Unterschiede der Rauigkeitslänge, der Lichtsensibilität und des LAI durch dessen Wirkung auf die Transpiration während des **Sommermonsuns** im Sahel letztlich entscheidend waren für die Temperaturdifferenzen zwischen Gras und Bäumen. Wie gezeigt spielt die Lichtsensibilität keine nennenswerte Rolle. Hier zeigt sich, dass die Rauigkeitslänge der dominante Parameter ist. Die Ausbreitung von Bäumen in der Standard-Simulation GAV wirkte im August durch deren geringere Bodentemperaturen stets abkühlend. Die hier vorgenommene Analyse belegt, dass die Sensibilität des gekoppelten Modells gegenüber einer Einstrahlungsänderung vor allem von den gewählten Werten der Rauigkeitslänge abhängt.



Erhöhte Niederschläge durch einen (durch lokale Wiederverwertung beziehungsweise Advektion) erhöhten atmosphärischen Feuchtegehalt bei Vergrößerung der LAI können einen bis um 5% größeren Baumbestand bewirken als in der Standard-Simulation GAV. Bei der Verringerung der Rauigkeitslänge nehmen die Niederschläge auch mit der verringerten ageostrophischen (Monsun-)Komponente des Windes leicht ab, die Vegetationsbedeckung wird unter den veränderten Temperaturen um etwa 1% reduziert. Die in Abschnitt 5.3.2 diskutierte Vegetationsbedeckung kann also auf Grund der Unsicherheit in der Bestimmung dieser beiden Größen in einem gewissen Rahmen schwanken. In einer GCM-Simulation zeigt sich bei einer Verringerung der Rauigkeitslänge eine Zunahme der sommerlichen Niederschläge im Westen, eine Abnahme im Osten des Sahel [Sud and Smith, 1985]. Derartige Unterschiede können von CLIMBER-2 nicht aufgelöst werden.

9.3 Veränderungen innerhalb der Oberflächentypen

9.3.1 Beschreibung der Empfindlichkeitsstudien

Die Veränderungen innerhalb der Oberflächentypen (siehe Gl. 17, zweiter Term) habe ich außer auf Differenzen der atmosphärischen Gegenstrahlung, des fühlbaren Wärmeflusses und der kurzwelligen Strahlungsbilanz in borealen Breiten auch zurückführen können auf Unterschiede der Schneeschmelze (siehe Abschnitt 8.2.1), in Nordafrika auch auf Änderungen der Evapotranspiration (siehe Abschnitt 8.2.2). Änderungen dieser Flüsse $I_{i,\alpha}$ werden außer durch Differenzen atmosphärischer Größen (wie beispielsweise der bodennahen Windgeschwindigkeit) vor allem durch Änderungen des LAI, der Schneeanteile und der Bodenfeuchten hervorgerufen (vgl. Abschnitt 3.2).

Wie ich in Abschnitt 8.2 gezeigt habe, sind die Veränderungen innerhalb der Oberflächentypen relativ unabhängig vom jeweiligen Typen. Bedeutsam in der Darstellung der Schneeralbedo und der Feuchteflüsse sind vielmehr diejenigen Parameter p_i , die gleichermaßen auf alle Typen wirken und somit das Gesamtklima verändern. In den Parameterisierungen der Landoberfläche werden einige in der Realität nicht eindeutig zu ermittelnde Abhängigkeiten verwendet (siehe Abschnitt 3.2). Dies gilt insbesondere in den großen Gitterboxen von CLIMBER-2, in denen mittlere Zustände über oftmals recht unterschiedlichen Regionen beschrieben werden müssen. Ferner werden Schwellwerte benutzt, die in der Literatur bisweilen unterschiedlich angegeben werden.

In diesem Abschnitt werde ich daher untersuchen, inwieweit eine Modifizierung der Modell-Parameterisierungen die Aussagen zum Einfluss der verschiedenen Klima-Untersysteme im Hinblick auf die Änderungen ΔG in der gesamten Gitterbox betreffen kann. Es soll nicht Thema dieses Abschnittes sein, sämtliche möglichen Parameterisierungen zu testen. Vielmehr möchte ich hier zeigen, inwieweit sich die Unsicherheiten der im Modell verwendeten Parameter auf die Resultate auswirken können.

Mit diesen Empfindlichkeitsstudien verbunden ist wiederum die Frage, inwieweit sich Differenzen zwischen den Resultaten von CLIMBER und denen anderer Modelle beziehungsweise geologischen Befunden durch die Veränderung der Parameterisierungen mindern oder beseitigen lassen könnten (siehe Abschnitt 9.1). Dabei werde ich mich auf die Diskussion der vier bereits in Abschnitt 9.2 betrachteten Regionen konzentrieren.

Die Reaktion des Ozeans wird insbesondere in Nordafrika nur wenig von den veränderten Parameterisierungen der Landoberfläche beeinflusst. Auf die Darstellung der neuen Simulationen GAO und GAOV mit veränderlichem Ozean werde ich daher der Übersichtlichkeit halber verzichten. Die Ozean- und Vegetations-Charakteristika in den neuen Simulationen GA und GAV habe ich auf ihre Werte in der neuen Simulation CTL festgesetzt. Die im Folgenden diskutierten Differenzen ΔA (siehe Gl. 12) stellen somit beispielsweise Unterschiede zwischen einer Simulation GA (aber mit veränderter Parameterisierung und veränderten Ozean- und Vegetations-Charakteristika) des mittleren Holozäns und einer Simulation CTL (aber mit veränderter Parameterisierung; aus dieser resultieren die veränderten Ozean- und Vegetations-Charakteristika) des heutigen Klimas dar.

Folgende Veränderungen habe ich vorgenommen:

- Zunächst habe ich verschiedene für die Schneeralbedo und somit für die Unterschiede innerhalb der Oberflächentypen in borealen Breiten bedeutsame (siehe Abschnitt 8.2.1) Parameterisierungen untersucht.

Schneebedeckte und schneefreie Regionen unterscheiden sich deutlich in ihrer Albedo. In CLIMBER-2.1 wird zum einen über die Schneemenge eine für die gesamte Gitterbox gültige **Schneebedeckung** F_w ermittelt (vgl. Abschnitt 3.2), die dann für die Gewichtung verschiedener Flüsse verwendet wird. Für die Berechnung der Albedo wird jedoch ein schneebedeckter Anteil F_{wi} für die einzelnen Oberflächentypen bestimmt (siehe Gl. 6). Grundlegender Gedanke bei dieser gesonderten Darstellung ist, dass beispielsweise Bäume unter den gleichen klimatischen Bedingungen in einem geringeren Maße mit Schnee bedeckt sind als Gras (vgl. Abschnitt 9.2.1).

Diese Darstellung führt teilweise auf höhere Werte des Schneeanteils als dem für die gesamte Box berechneten. Da aber ein Teil des Schnees - insbesondere zwischen Bäumen - „nicht sichtbar“ ist, scheinen allenfalls geringere Werte realistisch. Wie ich gezeigt habe, spielte der Schneeanteil eine große Rolle bei den Klimaveränderungen zwischen verschiedenen Simulationen (siehe Abschnitt 8.2.1). Für eine realistischere Angabe der Schneebedeckung bei der Albedoberechnung habe ich die aus diesen

Gründen die Darstellung $F_{wi} = F_{wmax,i} \cdot \frac{H_w/H_{zi}(z_{0vi})}{1 + H_w/H_{zi}(z_{0vi})} \cdot F_w$ gewählt (vgl. Gl. 6).

Die Verringerung der Schneebedeckung sollte über eine Reduzierung der Albedo ausschließlich eine Erhöhung der kurzwelligen Strahlungsbilanz am Boden bewirken.

- Je steiler die Sonne auf eine schneebedeckte Fläche scheint, desto weniger wird von der direkten Strahlung reflektiert. Das bedeutet, bei abnehmenden **Zenitwinkeln** verringert sich in der Realität die Schneeralbedo bei klarem Himmel.

Dieser Effekt wurde in CLIMBER-2.1 bei der Berechnung des entsprechenden Albedowertes α_{wij2} nicht berücksichtigt (vgl. Abschnitt 3.2). Um die Auswirkungen einer Reduzierung der Schneeralbedo in Abhängigkeit vom Zenitwinkel Z zu untersuchen, habe ich die Berechnung der (noch nicht alterskorrigierten) Albedo zu $\alpha_{wmax,ij2} = \alpha_{wmax,ij1} + 0,4 \cdot v(Z) \cdot (1 - \alpha_{wmax,ij1})$ verändert (vgl. Gl. 4),

wobei $v(Z) = 0,5 \cdot \left(\frac{3}{1 + 4 \cdot \cos Z} - 1 \right) > 0$ [Dickinson et al., 1986].

Die reduzierte Albedo sollte direkt auch hier einzig eine Erhöhung der kurzwelligen Strahlungsbilanz am Boden zur Folge haben.

- Außer der Schneeralbedo habe ich einige für die Feuchteflüsse und somit vor allem für Unterschiede innerhalb der Oberflächentypen in Nordafrika bedeutsame (siehe Abschnitt 8.2.2) Parameterisierungen untersucht. Von besonderem Interesse soll hier die lokale Wiederverwertung des Wassers sein.

In den Simulationen des mittleren Holozäns mit CLIMBER-2.1 war zu erkennen, dass ein Großteil verstärkter **Niederschläge** direkt der Versickerung B_{i1} aus der oberen in die untere Bodenschicht oder aber dem oberirdischen Abfluss G_i (siehe Abschnitt 3.2) zugute kam. Da dieser Teil des Wassers nicht einer Erhöhung der Bodenfeuchte der oberen Schicht W_{ri1} zur Verfügung stand war er so einer vermehrten Verdunstung und

Transpiration, also der aus der stärkeren Wiederverwertung resultierenden Intensivierung des Wasserkreislaufes entzogen (hier nicht gezeigt).

Für die Versickerung B_{i1x} existierten im Modell zwei verschiedene Parameterisierungen (vgl. Gl. 10 / 11 f). Hier habe ich nur diejenige beibehalten, in der die Versickerung unmittelbar von den Feuchteflüssen (Niederschlag, Schneeschmelze, Interzeption und Oberflächenabfluss) bestimmt wird. Die Parameterisierung, die eine Abhängigkeit allein von der relativen Bodenfeuchte annimmt und die erst nahe der Sättigung an Einfluss gewinnt, habe ich entsprechend weggelassen. Aber auch in der beibehaltenen Darstellung existiert eine Abhängigkeit von der Bodenfeuchte. Wie der Einfluss der Bodenfeuchte in Modellen generell genau erfasst werden sollte, ist Gegenstand zahlreicher Diskussionen (Sergey Venevski, persönliche Mitteilung).

Um die Versickerung zu verringern, habe ich die in CLIMBER-2.1 beschriebene lineare Abhängigkeit von der relativen Feuchte der oberen Bodenschicht (Werte zwischen null und eins) daher modifiziert zu $B_{i1x} = W_{ri1}^2 \cdot (P + M_w - J_i - G_i)$. Durch diese Darstellung wird nun auch hier der wachsende Einfluss der Bodenfeuchte auf die Stärke der Versickerung nahe der Sättigung des Bodens berücksichtigt. Für den Oberflächenabfluss G_i wurde im Modell eine quadratische Abhängigkeit von der relativen Bodenfeuchte angenommen. Um auch den Abfluss entsprechend zu reduzieren, habe ich $G_i = (P + M_w - J_i) \cdot (W_{ri1}^3 + (P - P_w)/p_{crit})$ eingeführt.

Die reduzierten Werte von Versickerung und Oberflächenabfluss sollten über die vermehrte Feuchte in der oberen Bodenschicht eine verstärkte Evapotranspiration zur Folge haben (vgl. Gl. 8 / 9 f).

- Die Verdunstung hängt außer vom Wasserdampfdefizit vor allem vom Wasserangebot und damit von der Bodenfeuchte ab. Sie wird über die **relative Bodenfeuchte** nicht nur von den Unsicherheiten in der Darstellung von Versickerung und Oberflächenabfluss beeinflusst, sondern auch die direkte Abhängigkeit der Verdunstung von der Bodenfeuchte ist unklar.

Unterschreitet die relative Feuchte in der oberen Bodenschicht W_{ri1} 20%, so wird in CLIMBER-2.1 die Verdunstung E_i auf null gesetzt (siehe Gl. 8). Oberhalb dieses Grenzwertes wurde im Modell eine Abhängigkeit der Verdunstung vom Doppelten der relativen Feuchte der oberen Bodenschicht angenommen, maximale Verdunstungswerte traten demnach erst bei Bodenfeuchten von über 70% auf. Wie ich gezeigt habe, war der Wasserkreislauf inklusive des thermischen Effektes auf Grund von Differenzen der latenten Wärmeflüsse für Veränderungen innerhalb der Oberflächentypen, vor allem in Nordafrika bei der Ausbreitung von Vegetation (siehe Abschnitt 8.2.2), von Bedeutung.

Die Verdunstung zeigte dabei oftmals recht geringe Werte und damit einen geringen Kühlungseffekt. Die Abhängigkeit von der relativen Bodenfeuchte ist unklar. Eine Intensivierung der Verdunstung und ihre Maximierung bereits bei Bodenfeuchten von 53% habe ich daher [vgl. Lerch, 1991] hier getestet durch eine Änderung der Parameterisierung auf $E_i = \rho_a \cdot |\bar{U}_{eff,i}| \cdot C_{hi} \cdot (Q_{sat,i}(T_{si}) - Q_a) \cdot (3 \cdot (W_{ri1} - 0, 2))$ (vgl. Gl. 8).

- Über die Stomata, die Blattspaltenöffnungen, betreibt die Pflanze den lebensnotwendigen Stoffaustausch - die Abgabe des aufgenommenen Wassers in Form von Wasserdampf als Mittel gegen Überhitzung einerseits und die Aufnahme von Kohlendioxid (und Sauerstoff) für die stoffbildende Photosynthese andererseits [Lerch, 1991]. Die **stomatäre Leitfähigkeit** ist ein Maß dafür, wie leicht der Wasserdampf über die Stomata an die Umgebungsluft abgegeben werden kann. Die Leitfähigkeit ist außer von der Pflanze selbst, der Einstrahlung und der relativen Luftfeuchte abhängig von der Temperatur.

In CLIMBER-2.1 geht der Pflanzentyp über den LAI und die Lichtsensibilität in die stomatäre Leitfähigkeit r_{si}^{-1} ein (siehe Gl. 9 f); die Einstrahlung wird berücksichtigt, nicht aber die Luftfeuchte [Dickinson et al., 1986]. Im Hinblick auf die bodennahe Lufttemperatur wurde ein Ansteigen der Leitfähigkeit bis 25°C angenommen, danach bei zu großer Hitze eine Reduzierung.

In der Literatur wird oftmals auch ein Schwellwert von 15°C angegeben [Larcher, 1984]. Um den Anstieg des stomatären Widerstandes als Schutz gegen eine Austrocknung bereits bei diesen geringeren Temperaturen zu testen, habe ich die bestehende Parameterisierung verändert gemäß

$$r_{si} = r_{smin} \cdot \left[0,5 \cdot \left(\frac{1,5 \cdot \vartheta_i + f}{1 + 1,5 \cdot \vartheta_i} + \frac{0,5 \cdot \vartheta_i + f}{1 + 0,5 \cdot \vartheta_i} \right) \right]^{-1} \cdot [1 - 0,0016 \cdot (288 - T_{bi})^2]^{-1} .$$

Eine derartige Veränderung wirkt ausschließlich auf die Transpiration (vgl. Gl. 9 f).

- Die **Feldkapazität** bestimmt, wieviel Wasser im Boden gespeichert werden kann und somit für die Pflanzen und für die Evapotranspiration zur Verfügung steht. Sie kann je nach Zusammensetzung des Bodens Werte zwischen unter 100 mm (pro Meter Bodentiefe) für Sand und über 500 mm für Torf annehmen [Lerch, 1991]. Die Feldkapazität kann also je nach Region deutlich schwanken. Einige Modelle versuchen, derartige Unterschiede für verschiedene Bodentypen zu erfassen [Dickinson et al., 1986, Foley et al., 1996, Sellers et al., 1996].

In CLIMBER-2.1 sind die simulierten Vegetationsanteile unabhängig von der Bodenfeuchte, es besteht aber ein Einfluss auf die Feuchteflüsse (vgl. Abschnitt 3.2). Die Feldkapazität war im Modell für alle Regionen gleichermaßen auf 300 mm pro Meter Bodentiefe gesetzt worden. Dies stellt einen Wert dar, wie er etwa für eine Mischung aus Sand und Lehm typisch ist [Lerch, 1991]. An dieser Stelle sollen nicht Auswirkungen räumlich unterschiedlicher Werte der Feldkapazität untersucht werden, sondern vielmehr die Unsicherheit in der Angabe des globalen Wertes. So werden, beispielsweise im GCM ECHAM-3 [Roeckner et al., 1992], auch globale Werte von 200 mm verwendet.

Der Einfluss der Verwendung dieses niedrigeren Wertes, mit entsprechender Verringerung der Wasserkapazitäten w_m und somit der relativen Bodenfeuchten W_{rin} sowie deren Einfluss auf die Evapotranspiration werde ich untersuchen.

9.3.2 Stärkere Sensibilität

Generell fällt auf, dass zum einen die Reaktion der unterschiedlichen Oberflächentypen wiederum relativ ähnlich ist, und dass zum anderen das Modell wenig sensibel auf die hier getesteten Unsicherheiten der gegebenen Parameterisierung reagiert. Das soll heißen, die durch die Änderungen hervorgerufenen quantitativen Unterschiede verschiedener Klimavariablen sind im Allgemeinen zu klein, um die Reaktion von Atmosphäre oder Vegetation qualitativ zu verändern (siehe Abb. 61).

Um einen Eindruck vom Einfluss der veränderten Parameterisierungen auf die Änderungen wie auch auf die Absolutwerte verschiedener Klimavariablen innerhalb der Gesamtregionen zu bekommen, sind diese für die ausgewählten Monate in den Tabellen 13 - 15 dargestellt.

In verschiedenen Regionen sind jeweils unterschiedliche Parameterisierungen von Bedeutung:

Boreale Breiten:

In borealen Breiten spielt bei den Veränderungen zwischen den Simulationen neben verschiedenen atmosphärischen Größen insbesondere die (Schnee-)Albedo eine Rolle (siehe Abschnitt 8.2.1). So hat auch die Reduzierung der *Schneebedeckung*, die über die Albedo direkt die kurzweilige Strahlungsbilanz beeinflusst, die deutlichsten Auswirkungen auf die Bodentemperaturen, vor allem im späten Frühjahr und Frühsommer (siehe Abb. 61). Dabei laufen in Ostsibirien und Alaska unterschiedliche Reaktionen ab.

In Ostsibirien bewirkt die reduzierte Schneebedeckung über die Erhöhung der kurzweiligen Strahlungsbilanz für heutiges Klima höhere Bodentemperaturen und einen um etwa 12% größeren Baumbestand als in der Standard-Simulation CTL (hier nicht gezeigt). Letzterer führt auch im mittleren Holozän in der Simulation des reinen Atmosphären-Modells zu einer zusätzlichen Erwärmung (vgl. Abschnitt 8.3.1), die insbesondere im Juni größer ist als im gekoppelten Atmosphäre-Vegetations-Modell. Somit kann sich im Vergleich zu den Standard-Simulationen für die Reaktion der reinen Vegetation ΔV in den neuen Simulationen eine um bis zu $-1,0^{\circ}\text{C}$ weniger starke Erwärmung ergeben, die Empfindlichkeit des Modells bei veränderlicher Vegetation ist hier reduziert.

In Alaska folgt aus den höheren Temperaturen für heutiges Klima eine Reduzierung der Wüstenfläche um knapp 17% und somit wie in Ostsibirien für die holozäne Simulation des reinen Atmosphären-Modells eine zusätzliche Erwärmung. Im gekoppelten Modell ist diese jedoch noch stärker, da die Wüste vollständig verschwindet und sich Bäume ausbreiten. Im Vergleich zu den Standard-Simulationen bewirkt also die reine Reaktion ΔV der Vegetation hier - anders als in Ostsibirien - vor allem im Juni eine um mehr als $0,5^{\circ}\text{C}$ stärkere Erwärmung.

Aus dieser Analyse wird deutlich, wie das Verhalten von ΔV im Mittel über die Oberflächentypen und über die beiden Regionen zu Stande kommt: Bis Mai ist die zusätzliche Erwärmung in Alaska im Vergleich zu den Standard-Simulationen dominant, ab Juni spielt die geringere Erwärmung in Ostsibirien die wichtigere Rolle (siehe Tab. 13 / 14). Die Sensibilität des gekoppelten Modells kann durch die veränderte Darstellung der Schneebedeckung also sowohl erhöht als auch gemindert werden. Im Hinblick auf die Vegetationsänderungen bleibt im Mittel die Erwärmung ausschlaggebend.

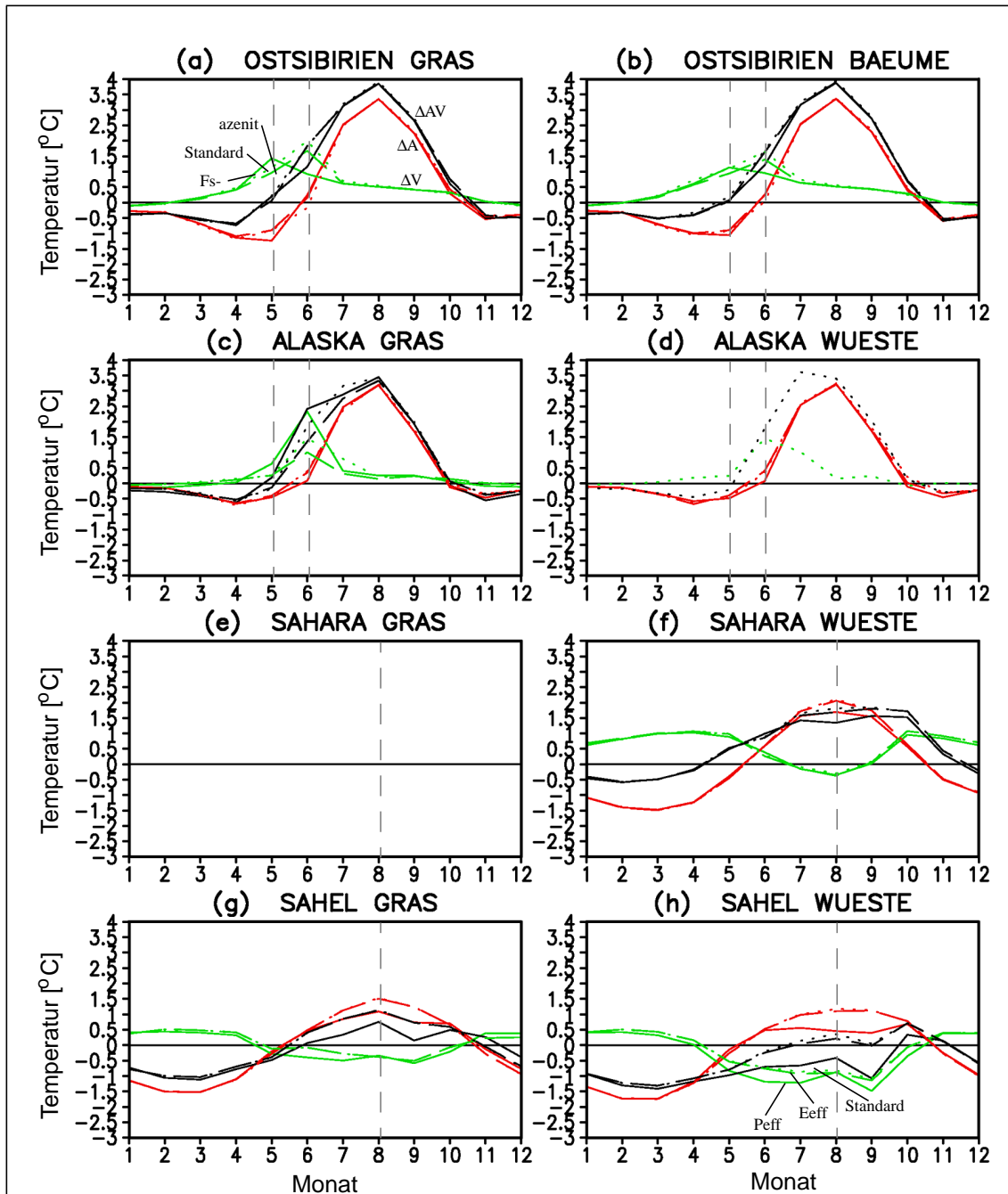


Abb. 61: Jahresgang der Änderung der Bodentemperatur [°C] für verschiedene Oberflächentypen (Gras/Bäume bzw. Wüste) in (a/b) Ostsibirien, (c/d) Alaska, (e/f) Sahara und (g/h) Sahel. Entsprechend der Ableitung der Verstärkungsfaktoren ($\Delta AOV = \Delta A + \Delta O + \Delta V + \Delta SYN$, siehe Gl. 12) werden Änderungen durch die reine Atmosphäre (ΔA , rot), die reine Vegetation (ΔV , grün) und durch Atmosphäre und Vegetation gemeinsam ($\Delta AV = \Delta A + \Delta V$, schwarz) dargestellt. Die Differenzen werden hier stets zwischen Simulationen identischer Parameterisierung (beide original oder beide geändert) und identischen Ozean- beziehungsweise Vegetations-Charakteristika (aus der neuen Simulation CTL des heutigen Klimas entnommen) gebildet. Gezeigt sind in borealen Breiten (a-d) Differenzen bei reduzierter Schneebedeckung (durchgezogen) und bei Berücksichtigung des Zenitwinkels in der Albedo-

berechnung (gestrichelt) beziehungsweise in Nordafrika (e-h) Differenzen bei besserer Ausnutzung der Niederschläge (durchgezogen) und der relativen Feuchte bei der Verdunstungsberechnung (gestrichelt), sowie die Differenzen in den Standard-Simulationen (gepunktet). Hier nicht dargestellte Parameteränderungen sind in der jeweiligen Region von vernachlässigbarem Einfluss. In Alaska existiert außer in der Simulation CTL des heutigen Klimas nur in den Simulationen mit festgesetzter Vegetation Wüste, in der Sahara existiert nur in den holozänen Simulationen mit veränderlicher Vegetation Gras; entsprechende Differenzen können daher hier nicht gezeigt werden.

Ebenfalls einigen Einfluss hat in borealen Breiten die Berücksichtigung des *Zenitwinkels* in der Berechnung der Schneeralbedo bei klarem Himmel. Bei Zenitwinkeln unter 60° , also hochstehender Sonne, verringert sich die Schneeralbedo, über die vergrößerte kurzweilige Strahlungsbilanz sind höhere Bodentemperaturen die Folge. Im mittleren Holozän reagiert das Atmosphären-Modell mit einer Erwärmung, die sowohl in Ostsibirien als auch in Alaska größer ist als die Erwärmung im gekoppelten Atmosphäre-Vegetations-Modell. Dort verschwindet zwar in Alaska wie schon bei der Reduzierung der Schneebedeckung die Wüste vollständig, die Zunahme des Baumanteils ist hier jedoch deutlich geringer. Die Erwärmung durch die Reaktion ΔV der reinen Vegetation ist also vor allem um die Zeit der Schneeschmelze um einige Zehntel $^\circ\text{C}$ kleiner als in den Standard-Simulationen, die Sensibilität des gekoppelten Modells gegenüber einer Einstrahlungsänderung nimmt ab.

Andere Modelle sowie geologische Befunde deuteten darauf hin, dass CLIMBER-2.1 möglicherweise die Ausdehnung borealer Wälder im mittleren Holozän überschätzt (siehe Abschnitte 5.3.1 / 5.5). Durch die Verkleinerung der Schneebedeckung würde diese Abweichung zumindest in Alaska noch gesteigert werden. Die Einbeziehung der Zenitwinkelkorrektur brächte hingegen eine leichte Verbesserung mit sich. Eine Verringerung der klimatischen Differenzen zwischen den Oberflächentypen, vor allem durch Annäherung der Rauigkeitslängen und Änderung der Parameterisierung des Schneeanteils bei Bäumen (siehe Abschnitt 9.2) wäre für die mögliche Verbesserung der Modellergebnisse jedoch hilfreicher.

Nordafrika:

In Nordafrika ist der hydrologische Kreislauf entscheidend für Klimaänderungen zwischen den Simulationen (siehe Abschnitt 8.2.2). So hat die deutlichsten Auswirkungen bei einer Umparameterisierung eine effektivere Ausnutzung der *Niederschläge*, vor allem in der Monsunsaison (siehe Abb. 61).

Verdunstung und Transpiration werden im Vergleich zu den Standard-Simulationen durch die Verminderung von Abfluss und Versickerung deutlich erhöht, die Bodentemperaturen durch den vermehrten latenten Wärmefluss verringert. Zusammen mit einer Erhöhung der Niederschläge durch die verstärkte lokale Wiederverwertung der Feuchte bewirkt dies generell vermehrte Vegetation (in der Sahara können auch unter heutigem Klima etwa 10% Vegetation existieren). Dies hat über eine vermehrte Evapotranspiration im reinen Atmosphären-Modell für das mittlere Holozän eine um bis über $-0,5^\circ\text{C}$ geringere Erwärmung als in der Standard-Simulation zur Folge. Zusammen mit den Ergebnissen des gekoppelten Modells ist dies entscheidend dafür, dass der Abkühlungseffekt der

	Standard			Schneebedeckung			Zenitwinkel		
	CTL	GA	GAV	CTL	GA	GAV	CTL	GA	GAV
Baumanteil [%]	10	10	29	16	16	40	13	13	31
Grasanteil [%]	72	72	68	74	74	60	73	73	69
Wüstenanteil [%]	18	18	3	10	10	0	14	14	0
Bodentemperatur [°C]	-8,7	-9,4	-8,3	-7,6	-8,4	-7,0	-7,5	-8,1	-7,2
kurzwellig Boden netto [W/m ²]	76	77	90	91	89	110	90	91	102
thermische Ausstrahlung [W/m ²]	270	267	271	274	270	275	275	272	276
atm. Gegenstrahlung [W/m ²]	205	202	206	208	205	209	209	206	208
fühlbarer Wärmefluss [W/m ²]	-11,8	-10,5	-1,8	-4,8	-5,2	7,8	-3,7	-2,0	5,3
Evapotranspiration [mm/Tag]	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1
Niederschlag [mm/Tag]	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7
Schneesmelze [mm/Tag]	2,1	1,7	2,2	2,6	2,4	3,2	2,9	2,6	2,9

Tab. 13: Mittelwerte verschiedener Oberflächen-Charakteristika und Klimavariablen der Simulationen CTL des heutigen Klimas und GA und GAV des mittleren Holozäns für Ostsibirien und Alaska im Mai. Gezeigt sind außerdem die Werte bei reduzierter Schneebedeckung und bei Berücksichtigung des Zenitwinkels in der Albedoberechnung (siehe Tab. 9).

	Standard			Schneebedeckung			Zenitwinkel		
	CTL	GA	GAV	CTL	GA	GAV	CTL	GA	GAV
Baumanteil [%]	10	10	29	16	16	40	13	13	31
Grasanteil [%]	72	72	68	74	74	60	73	73	69
Wüstenanteil [%]	18	18	3	10	10	0	14	14	0
Bodentemperatur [°C]	1,7	1,8	3,6	5,8	6,0	7,5	3,8	4,1	5,4
kurzwellig Boden netto [W/m ²]	133	137	157	186	193	204	159	166	177
thermische Ausstrahlung [W/m ²]	312	311	319	330	329	338	321	320	327
atm. Gegenstrahlung [W/m ²]	247	247	253	260	260	267	253	253	259
fühlbarer Wärmefluss [W/m ²]	1,1	0,2	8,6	28,2	28,9	36,4	13,4	14,0	19,6
Evapotranspiration [mm/Tag]	1,0	1,0	1,4	1,7	1,7	2,1	1,4	1,4	1,7
Niederschlag [mm/Tag]	1,4	1,5	1,7	1,7	1,7	1,9	1,6	1,6	1,8
Schneesmelze [mm/Tag]	3,1	3,4	2,8	2,4	2,7	1,7	2,2	2,5	2,0

Tab. 14: Wie Tabelle 13, aber für Juni.

sich im Verhältnis hier weniger stark ausbreitenden Vegetation selbst im Mittel über die beiden Regionen um fast $-1,0^{\circ}\text{C}$ kleiner ist (siehe Tab. 15).

Einfluss auf den hydrologischen Kreislauf kann auch die bessere Ausnutzung der *relativen Feuchte* bei der Verdunstungsberechnung haben. Es wird hier jedoch gefunden, dass der Effekt der vorhandenen Unsicherheit in der Parameterisierung dieses Einflusses selbst in der Monsunsaison nur vernachlässigbare Auswirkungen in der Größenordnung von $0,1^{\circ}\text{C}$ zeigt.

Aus den Simulationen anderer Modelle wie auch aus geologischen Befunden geht hervor, dass CLIMBER-2.1 möglicherweise die Ausbreitung von Vegetation in Nordafrika im mittleren Holozän überschätzt (siehe Abschnitte 5.3.2 / 5.5). Durch die effektivere Ausnutzung der Niederschläge könnte zwar die Vegetationsbedeckung im Holozän nicht gemindert werden, wohl aber die Sensibilität des gekoppelten Modells gegenüber der Einstrahlungsänderung. Für eine absolute Reduzierung der Vegetation wäre eine Verminderung der Differenzen bestimmter Parameter, vor allem der Rauigkeitslänge (siehe Abschnitt 9.2), zwischen verschiedenen Oberflächentypen wirkungsvoller. Die veränderte Parameterisierung der Verdunstung im Hinblick auf die Ausnutzung der relativen Feuchte brächte nur wenig Änderungen. Die in anderen Atmosphären-Modellen gefundene Abkühlung eines Streifens am Südrand der Sahara kann durch die beschriebenen Veränderungen der Parameterisierungen nicht erreicht werden. Vor allem bei einer effektiveren Ausnutzung der Niederschläge ergibt sich jedoch immerhin eine geringere Erwärmung als in den Standard-Simulationen.

	Standard			Niederschlag			relative Feuchte		
	CTL	GA	GAV	CTL	GA	GAV	CTL	GA	GAV
Baumanteil [%]	1	1	6	1	1	9	1	1	6
Grasanteil [%]	28	28	80	43	43	83	28	28	80
Wüstenanteil [%]	71	71	14	56	56	8	71	71	14
Bodentemperatur [$^{\circ}\text{C}$]	29,1	30,8	29,4	27,6	28,9	28,3	29,0	30,7	29,3
kurzwellig Boden netto [W/m^2]	225	232	244	222	228	240	225	232	244
thermische Ausstrahlung [W/m^2]	470	481	472	460	468	466	470	480	471
atm. Gegenstrahlung [W/m^2]	335	350	358	342	356	362	335	350	358
fühlbarer Wärmefluss [W/m^2]	62,4	54,0	51,6	51,6	38,6	35,9	62,3	53,5	51,2
Evapotranspiration [mm/Tag]	1,0	1,7	2,7	1,8	2,7	3,5	1,0	1,7	2,7
Niederschlag [mm/Tag]	1,5	2,6	3,9	2,0	3,2	4,4	1,5	2,6	3,9

Tab. 15: Wie Tabelle 13, aber für Nordafrika im August. Gezeigt sind neben den Werten für die Standard-Simulationen auch Werte bei effektiverer Ausnutzung der Niederschläge beziehungsweise der relativen Feuchte bei der Verdunstungsberechnung.

9.3.3 *Geringere Sensibilität*

Die in Abschnitt 9.3.2 nicht diskutierten Veränderungen der Parameterisierungen spielen in den jeweiligen Regionen lediglich eine vernachlässigbare Rolle. Die veränderte Wahl der Schwellwerte von *Feldkapazität* und *stomatärem Widerstand* hat allenfalls Auswirkungen auf die Bodenfeuchte selbst. Diese Größen haben zwar einen gewissen Einfluss auf einzelne Flüsse, im Hinblick auf die gesamte Energiebilanz der Region reagiert das Modell jedoch kaum sensibel auf die hier getesteten Unsicherheiten in der vorhandenen Parameterisierung.

9.4 Zusammenfassung

Unterschiede zwischen den Oberflächentypen:

Würden bei verschiedenen Oberflächentypen gleiche klimatische Bedingungen herrschen, so könnte es keinerlei positive oder negative Rückkopplungen zwischen Klima und Vegetation geben, die Simulationen mit veränderlicher Vegetation entsprächen denen mit festgesetzter Vegetation, die Vegetationsverteilung im ersten Fall entspräche der im zweiten Fall diagnostizierten. Synergieeffekte könnten nicht bestehen. Je verschiedener die klimatischen Bedingungen zwischen verschiedenen Oberflächentypen also sind, desto empfindlicher reagiert ein Modell mit veränderlicher Vegetation auf eine Störung, etwa der Einstrahlung.

Die Differenzen zwischen den verschiedenen Oberflächentypen hängen von unterschiedlich festgelegten Parametern, aber auch von speziellen Parameterisierungen ab. Die Angabe der Parameter ist mit einigen Unsicherheiten behaftet, deren maximale Auswirkungen ich hier untersucht habe.

In borealen Breiten sind die Hauptursache für die verschiedenen Klimabedingungen für Gras und Bäume die unterschiedlichen Rauigkeitslängen, im Sommer auch die Differenzen der LAI. Im Frühjahr kann eine Annäherung der Bodentemperaturen durch Angleichung dieser Größen jedoch nicht erreicht werden. Um diese Zeit ist die besondere Parameterisierung des SchneeanTeiles bei Bäumen die Hauptursache für die klimatischen Unterschiede. Eine Veränderung von dessen Parameterisierung innerhalb eines gewissen Unsicherheits-Spielraumes zeigt, dass quantitative Temperaturänderungen von ähnlicher Stärke wie bei Änderung der Rauigkeitslänge möglich sind, qualitative Änderungen jedoch nicht.

Differenzen der Bodentemperatur zwischen Gras und Wüste ergeben sich in borealen Breiten in erster Linie durch die unterschiedlichen Rauigkeitslängen, wobei vor allem deren Auswirkungen auf die Albedo entscheidend sind. Im Sommer kommt außerdem die Transpiration bei Vegetation hinzu. Ferner spielen Unterschiede der Parameterisierungen der Hintergrundalbedo und der effektiven Windgeschwindigkeit zwischen Vegetation und Wüste eine Rolle. Die Differenzen zwischen Gras und Wüste können durch Variation der Parameterisierung des effektiven Windes innerhalb von Vegetation nur geringfügig verändert werden.

Die Unsicherheiten in der Angabe der Parameter können in borealen Breiten Vegetationsdifferenzen von bis zu 6% gegenüber den Standard-Simulationen bewirken. Auch

die Aussage, ob eine Vegetationsveränderung einen vorhandenen klimatischen Trend unterstützt oder dämpft, kann von der Wahl der Parameterwerte abhängen.

Ähnliches gilt für Nordafrika. In der Sahara zeigen unterschiedliche Werte der Rauigkeitslänge für Gras und Wüste und die hohe Wüstenalbedo in der Sahara entgegengesetzte Auswirkungen auf die Bodentemperaturen. Der Effekt der unterschiedlichen Rauigkeitslängen ist dominant. Setzt man den Wert der Rauigkeitslänge für Gras in der Sahara auf den im Modell verwendeten Wert für Wüste, was Messungen zufolge einen durchaus realistischen Wert darstellen würde, so hat dies eine um etwa 35% geringere Vegetationsausbreitung im gekoppelten Atmosphäre-Vegetations-Modell im Vergleich zur Standard-Simulation zur Folge.

Änderungen in der Sahara können einen starken Einfluss auf das Klima des Sahel haben. Die Sahara wiederum kann stark von Änderungen im asiatischen Raum betroffen werden. Eine Erhöhung der Wüstenalbedo in Zentralasien auf den in der Sahara angenommenen Wert bewirkt beispielsweise eine Niederschlagsabnahme in der Sahara und damit eine Abnahme der Vegetation um etwa 20%.

Im Sahel ergibt sich eine Annäherung der Bodentemperaturen für Gras und Bäume vor allem durch eine Angleichung der Rauigkeitslängen, aber auch durch eine Angleichung der LAI.

Veränderungen innerhalb der Oberflächentypen:

Die Reaktion der einzelnen Klima-Untersysteme kann durch die hier vorgenommenen Änderungen verschiedener Parameterisierungen allenfalls quantitativ, nicht aber qualitativ verändert werden. In borealen Breiten haben vor allem eine veränderte Darstellung des Schneeanteils wie auch die Einführung einer Zenitwinkel-Abhängigkeit bei der Albedobestimmung deutliche Änderungen der Bodentemperaturen zur Folge. Eine um über 10% größere Ausbreitung von Wäldern gegenüber den Standard-Simulationen kann die Folge sein. Eiswüsten in borealen Breiten außerhalb Grönlands verschwinden auf diese Weise im mittleren Holozän vollständig. Die Sensibilität des gekoppelten Modells gegenüber einer Einstrahlungsänderung kann durch die modifizierte Darstellung des Schneeanteils deutlich verändert werden; je nach Region kann sie erhöht oder verringert werden.

In Nordafrika wirkt sich vor allem eine effizientere Ausnutzung von Niederschlägen vegetationsvermehrend aus. Auch für heutiges Klima können sich so bis zu 10% Vegetation in der Sahara befinden. Eine bessere Ausnutzung der relativen Feuchte in der Verdunstungsberechnung hat nur wenig Effekt. Die absoluten Vegetationswerte für das Holozän könnten durch eine Umparameterisierung zwar kaum reduziert werden, wohl aber in gewissem Maße die Sensibilität des gekoppelten Modells.

