

Unsicherheiten in Rückkopplungsmechanismen in Klimaänderungsprojektionen

Dissertation
zur Erlangung des akademischen Grades des
Doktors der Naturwissenschaften
am Fachbereich Geowissenschaften
der Freien Universität Berlin

vorgelegt von
Falk Nihörster
aus Steinheim Westfalen

Berlin, September 2009

Betreuer und 1. Gutachten: Prof. U. Cubasch
2. Gutachten: Prof. U. Ulbrich

Tag der Disputation: 2. Dezember 2009

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit werden die Strahlungseigenschaften von Wolken in einem sich durch eine Erhöhung der atmosphärischen CO_2 -Konzentration verändernden Klima mit Hilfe eines Klimamodells untersucht. Die Veränderung der Strahlungseigenschaften von Wolken kann die Erwärmung des bodennahen Klimas, die aus der erhöhten CO_2 -Konzentration resultiert, verstärken oder dämpfen. Dieser Effekt wird als Wolkenrückkopplung bezeichnet und stellt in der aktuellen Generation von Klimamodellen die primäre Quelle der Unsicherheit für deren Klimasensitivität gegenüber einer Verdopplung der CO_2 -Konzentration dar.

Um die Unsicherheit in den Wolkenrückkopplungen, die aus unsicheren Werten von Parametern zur Beschreibung konvektiver und stratiformer Wolkenprozesse resultiert, abzuschätzen, wird basierend auf dem voll gekoppelten Klimamodell EGMAM ein 31-Mitglieder-Ensemble von Modellversionen generiert, die sich in den Werten ausgewählter Parameter der Wolken schemata unterscheiden. Mit diesem Ensemble von Klimamodellversionen werden Klimaänderungsexperimente durchgeführt, um die Parameterunsicherheit, welche die Auswirkungen einer Änderung der unsicheren Parameterwerte auf die Wolkenrückkopplungen beschreibt, zu untersuchen. In Klimaänderungsexperimenten ist die Änderung der Meeresoberflächentemperatur insbesondere für die Wolkenrückkopplungen von Bedeutung. Daher wird im Rahmen dieser Arbeit eine effiziente Methode entwickelt, die es ermöglicht, erstmals eine Abschätzung der Änderung des Gleichgewichtszustands des Klimas nach einer Verdopplung der CO_2 -Konzentration mit einem Ensemble von Modellen durchzuführen, die auch Änderungen der Ozeanzirkulation berücksichtigen.

Die Ergebnisse der Klimaänderungsexperimente werden für die für Wolkenrückkopplungen relevanten Größen präsentiert und eine Abschätzung des Einflusses der unsicheren Parameter auf die unterschiedlichen Klimasignale gegeben. Dadurch können zwei entscheidende Mechanismen für die simulierten Wolkenrückkopplungen identifiziert werden: (i) eine Zunahme der maximalen Wolkenhöhe in den Aufstiegsregionen führt zur Verstärkung des Treibhauseffekts der Wolken (positive Rückkopplung) und (ii) eine Zunahme des Flüssigwassergehalts mariner, bodennaher Wolken in Regionen konvektiven Aufstiegs führt zur Verstärkung des Albedoeffekts dieser Wolken (negative Rückkopplung). Die Änderungen dieser Größen zeigen eine hohe Parameterunsicherheit, die zu deutlichen Unterschieden in den zugehörigen Wolkenrückkopplungsmechanismen führen, wobei insbesondere die Unsicherheit in der Änderung des Flüssigwassergehalts mariner bodennaher Wolken der Tropen sehr hoch ist.

Eine Analyse der Beiträge der einzelnen Störungsparameter zu dieser Parameterunsicherheit stellt die besondere Bedeutung der Rate für turbulentes Entrainment und der Konversionsrate von Wolkenwasser zu Regen bei Konvektion für die Parameterunsicherheit der Wolkenrückkopplungen heraus. Unabhängig von den gewählten Parameterwerten zeigt sich jedoch für alle Modellversionen eine positive langwellige Wolkenrückkopplung und eine negative kurzwellige Wolkenrückkopplung. Dabei sind die jeweiligen Stärken der negativen und positiven Wolkenrückkopplungen innerhalb des Ensembles antikorreliert, was zur Folge hat, dass die daraus resultierenden Verteilungen der Gesamtrückkopplung der Wolken und der ebenfalls daraus resultierenden Klimasensitivität der Modellversionen wenig Streuung zeigen.

Ein Vergleich mit den Resultaten eines Ensembles von Modellversionen eines anderen Klimamodells zeigt wesentliche Unterschiede in der Streuung der Rückkopplungen und der Klimasensitivität. Dadurch wird erstmals eine Modellabhängigkeit der durch Parameterstörungen gewonnenen Unsicherheitsanalyse deutlich. Dieses Resultat führt zu der Schlussfolgerung, dass sich in den Klimaprognosen die Parameterunsicherheit von der strukturellen Unsicherheit in der Formulierung von Klimamodellen unterscheidet. Daher sollte eine umfassende Quantifizierung der Unsicherheit des Klimawandels die Analyse von Multi-Modell- und Parameterstörungsensembles beinhalten.

Abstract

This Thesis investigates the radiative properties of clouds in a modelled climate system when forced by an increase of atmospheric CO_2 concentration. The change in near surface climate caused by the increase of CO_2 concentration can be strengthened or dampened by the change of radiative properties of clouds. This effect is called cloud feedback and is currently the primary source of uncertainty in climate model sensitivity to a doubling of the CO_2 concentration.

In order to quantify uncertainties in cloud feedbacks arising from cloud parameterization schemes a 32-member ensemble of climate models is generated by perturbing the values of important parameters in the corresponding cloud schemes of the fully coupled climate model EGMAM. To analyse parametric uncertainty, which represents the impact of uncertain parameter values on simulation results, climate change experiments are carried out for the ensemble of models. For such experiments a realistic simulation of the change in sea surface temperature is of crucial importance in particular for cloud feedbacks, thus, a key development presented in this thesis is an effective method to estimate the equilibrium change due to a doubling of the CO_2 concentration for an ensemble of climate models with a comprehensive ocean component.

Results of these climate change experiments are presented for quantities relevant to cloud feedbacks and parametric uncertainty for different climate signals is quantified. Two main drivers for the simulated cloud feedbacks can be identified: (i) an increase in cloud height leading to a strengthened greenhouse effect of clouds (a positive feedback) and (ii) an increase in liquid water content especially of marine low-clouds in the tropics resulting in an increase of cloud albedo (a negative feedback). Changes in these quantities, especially for the liquid water content of marine boundary layer clouds in the tropics, show that parametric uncertainty can lead to considerable differences in cloud feedback processes between perturbed model versions of state-of-the art climate models.

An analysis of the contribution of individual perturbation parameters to parametric uncertainty shows that the entrainment rate for turbulent entrainment and the conversion rate from cloud water to rain in updrafts play an important role in determining the simulated cloud feedbacks. Nevertheless, independent of the choice of parameter values, all ensemble members show positive longwave and negative shortwave cloud feedbacks. As an important result, an anti-correlation of longwave and shortwave cloud feedbacks is found within the ensemble of model versions which leads to low variance in (negative) total cloud feedback and climate sensitivity.

A comparison of results from perturbed physics ensemble using a different climate model shows substantial differences in the simulation of climate feedbacks as well as the relationships between them. These differences to the EGMAM results lead to different estimates of climate sensitivity and thus, for the first time a model dependence of perturbed physics results is shown. This finding leads to the conclusion that parametric uncertainty is different from structural uncertainty in climate models. Therefore, a comprehensive quantification of model uncertainty in future climate change should include the analysis the analysis of multi-model and perturbed-physics ensembles.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
1.1	Problemstellung	1
1.2	Stand der Forschung	4
1.3	Ziel und Aufbau der Arbeit	10
2	Klimasensitivität und Rückkopplungen	12
2.1	Rückkopplungen im Klimasystem	12
2.2	Theoretischer Ansatz	14
2.3	Diagnostik	17
2.4	Lokale Rückkopplungsparameter	21
3	Modellbeschreibung	22
3.1	Allgemein	23
3.2	Wolkenparametrisierung	27
3.2.1	Cumuluskonvektion	27
3.2.2	Stratiforme Wolken	30
3.3	Das Strahlungsschema	32
3.3.1	Strahlungseigenschaften der Wolken	32
3.3.2	Strahlungstransport in der Atmosphäre	34
4	Methodikentwicklung	36
4.1	Erzeugung des Ensembles	36
4.1.1	Störungsparameter im Konvektionsschema	36
4.1.2	Störungsparameter im Schema für stratiforme Wolken	37
4.1.3	Sampling	39
4.2	Experimente	41
4.2.1	Klimasensitivität des Standardmodells	41
4.2.2	Ensembleexperimente	42
4.2.3	Strahlungsantrieb	42
4.3	Methodiktest	45
5	Ensembleauswertung	48
5.1	Statistischer Ansatz	48
5.2	Temperatursignal	51
5.3	Relative Feuchte	56
5.4	Bewölkungsänderung	61

5.5	Wolkenrückkopplungen	68
5.5.1	Kurzweilige Wolkenrückkopplungen	68
5.5.2	Langweilige Wolkenrückkopplungen	70
5.5.3	Gesamtrückkopplung der Wolken	70
5.6	Einzelparameter	76
5.6.1	Regressionsanalyse	76
5.6.2	Der Entrainmentparameter P_{ENTR}	78
5.6.3	Die Konversionsrate P_{KONV}	80
6	Multi-Modell Vergleich	83
6.1	HadSM3- und CFMIP-Ensemble	83
6.1.1	HadSM3-Ensemble	83
6.1.2	CFMIP-Ensemble	84
6.2	Einzelparameter	85
6.3	Ensemblevergleich	86
6.4	Fazit des Vergleichs	88
7	Zusammenfassung und Diskussion	91
7.1	Zusammenfassung der Ergebnisse	91
7.2	Diskussion	96
7.3	Ausblick	97
	Abbildungsverzeichnis	98
	Tabellenverzeichnis	102
	Literaturverzeichnis	103

Liste der verwendeten Abkürzungen:

AAO Antarktische Oszillation

AMIP Atmospheric Model Intercomparison Project

AO Arktische Oszillation

(AO)GCM (Atmosphere Ocean) General Circulation Model

AR4 Sachstandbericht Nr. 4 des 'Intergovernmental Panel on Climate Change'

CMIP Coupled Model Intercomparison Project

CFMIP Cloud Feedback Model Intercomparison Project

CFMIP Cloud Resolving Model

EBM Energie Bilanz Modell

ECS Equilibrium Climate Sensitivity

EGMAM ECHO-G mit Mittlerer Atmosphäre und Messy-Modul

EMIC Earth System Model of Intermediate Complexity

IPCC Intergovernmental Panel on Climate Change

ISCCP International Satellite Cloud Climatology Project

LWP Liquid Water Path

MME Multi Model Ensemble

MODIS Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

PPE Perturbed Physics Ensemble

SLP Sea Level Pressure

SST Sea Surface Temperature

TOA Top of the Atmosphere

This is a sparring program. Similar to the program of reality. It has the same basic rules, rules like gravity. What you must learn is that these rules are no different then the rules of a computer system. Some of them can be bent, some can be broken. Understand?

Morpheus zu Neo in "The Matrix"

Kapitel 1

Einleitung

1.1 Problemstellung

Die Folge der anthropogen erhöhten atmosphärischen Kohlendioxidkonzentration ist ein verstärkter Treibhauseffekt der Atmosphäre, der zu einer globalen Erwärmung des bodennahen Klimas führt. Der erhöhte Treibhauseffekt ist durch die Strahlungseigenschaften von Kohlendioxid (CO_2) qualitativ erklärt und in seiner Stärke erstmalig Ende des 19. Jahrhundert quantitativ erfasst worden [Arrhenius, 1896]. Die Erhöhung der Kohlendioxidkonzentration als Folge der intensiven Nutzung fossiler Brennstoffe zur Energiegewinnung seit der industriellen Revolution und die aus dem erhöhten Treibhauseffekt resultierende globale Erwärmung sind als übereinstimmende Signale einer großen Anzahl unterschiedlichster Untersuchungen in den letzten Jahren zu nahezu gesicherter Erkenntnis gereift [Hegerl et al., 2007].

Einige Aspekte der Dynamik des komplexen Klimasystems, mit teils nicht linearen Wechselwirkungen zwischen seinen verschiedenen Teilsystemen, sind aber auch noch unverstanden. Das hat zur Folge, dass die Projektionen der aus der erhöhten CO_2 -Konzentration resultierenden globalen Erwärmung notwendigerweise mit Unsicherheiten behaftet sind. Die Unsicherheit der zukünftigen Klimaveränderung einzugrenzen, hat weitreichende positive Implikationen sozialer und ökonomischer Art [Hope, 2006], die im Zusammenhang mit der Anpassung und Vermeidung eines drastischen Klimawandels stehen. Die Quantifizierung der Unsicherheiten der Klimaprognose ist deshalb eine der primären Motivationen des „Intergovernmental Panel on Climate Change“ (IPCC), welches dazu im Jahr 2007 seinen vierten Sachstandsbericht (AR4) vorgelegt hat [Solomon et al., 2007]. Die AR4-Ergebnisse zeigen, dass bei gegebener Erhöhung der Konzentrationen atmosphärischer Treibhausgase, die Abschätzung der Verstärkung des Treibhauseffekts weniger der Grund für die Unsicherheiten der Klimaprognose ist. Vielmehr sind die zu erwartenden Veränderungen des Klimasystems durch die vom erhöhten Treibhauseffekt hervorgerufene Erwärmung verantwortlich für die Unsicherheiten der Prognose. Denn durch diese Veränderungen kommt es zu Rückkopplungen, welche die vom erhöhten Treibhauseffekt hervorgerufene Erwärmung verstärken oder auch abschwächen können.

So wirkt sich z.B. der Rückgang von den mit Eis bedeckten Flächen verstärkend auf die Erwärmung des Klimasystems aus. Denn durch die Reduktion der Eisfläche verringert sich die planetare Albedo und es wird mehr Energie aus der Sonneneinstrahlung vom System aufgenommen. Daraus resultieren eine beschleunigte Erwärmung und weiteres Schmelzen von Eis. Eine solche, die ursprüngliche Erwärmung verstärkende Reaktion wird in der Systemtheorie als positive Rückkopplung bezeichnet. Die sich in vierter Potenz zur Temperatur erhöhende Abstrahlung von Energie eines sich erwärmenden Systems nach dem Planck'schen Strahlungsgesetz hingegen wirkt abschwächend auf eine Erwärmung und wird dementsprechend als negative Rückkopplung bezeichnet.¹ Rückkopplungen im Klimasystem ergeben sich auch durch eine Veränderung der Strahlungseigenschaften von Wolken in einer sich erwärmenden Atmosphäre, die entsprechend als Wolkenrückkopplungen bezeichnet werden. So wäre z.B. eine Zunahme von Cirruswolken, die die Transmissivität der Atmosphäre für thermische Strahlung effektiv verringern, eine positive Wolkenrückkopplung. Eine Zunahme von Cumuluswolken mit hoher Rückstreuung (Albedo) wiederum, entspräche einer negativen Wolkenrückkopplung, denn dadurch würde weniger solare Strahlung den Erdboden erreichen, was eine Abkühlung zur Folge hätte.

Die Eis-Albedo-Rückkopplung und die Planck-Rückkopplung gehören zu den besser verstandenen Rückkopplungen im Klimasystem, wohingegen insbesondere die Wolkenrückkopplungen heute als noch wenig verstanden gelten [Stephens, 2005, Bony et al., 2006].

Die Stärke der Rückkopplungen im Klimasystem sind entscheidend für die letztendlich aus der Erhöhung des Treibhauseffekts resultierende globale Erwärmung. Dementsprechend sind die Rückkopplungsprozesse die primäre Quelle der Unsicherheit bei der Bestimmung der Klimasensitivität der am AR4 teilnehmenden Klimamodelle. Dabei ist die Klimasensitivität ein Maß für die Temperaturveränderung des Klimasystems, als Reaktion auf eine Veränderung des Strahlungsantriebs, z.B. durch eine Erhöhung der CO_2 -Konzentration. Die Gleichgewichtsklimasensitivität von Klimamodellen (im Folgenden Klimasensitivität oder ECS genannt) wird üblicherweise als die Gleichgewichtsänderung der global gemittelten Temperatur in 2 Metern Höhe definiert, die sich nach einer Verdopplung der atmosphärischen CO_2 -Konzentration ergibt [Cubasch et al., 2001]. Die Klimasensitivität ist eine für Klimamodelle charakteristische Kenngröße, die sich aus der Stärke des simulierten Treibhauseffekts von CO_2 und der darüber hinaus wirkenden Rückkopplungen im Modellsystem ergibt. Die ECS ist eine idealisierte Größe, deren Betrachtung in der Klimamodellierung einen historisch gewachsenen und anwendungsorientierten Hintergrund hat. Da die Prognosen des transienten Klimawandels des 21. Jahrhunderts mit der Klimasensitivität skalieren [Collins et al., 2006], ist diese Größe einer der entscheidenden Faktoren für eine erfolgreiche multidekadische Klimaprognose. Auch eine Vielzahl von

¹Negative Rückkopplungen wirken stabilisierend auf ein System, wohingegen positive Rückkopplungen destabilisierende Wirkung haben. Das bedeutet, dass sich ein System mit negativer Rückkopplung nach Anregung auf einem neuen Gleichgewichtsniveau stabilisieren kann. Dagegen kann eine positive Rückkopplung zu einer ungebremsten Verstärkung der Anregung führen.

Wirkungsmodellen, die die Auswirkungen eines Klimawandels abschätzen, benötigen die ECS als Eingangsgröße. Dazu gehören etwa Energie-Bilanz-Modelle (EBM), die benutzt werden, um Klimamodellprojektionen von unterschiedliche Emissionsszenarien zu emulieren [Raper und Cubasch, 1996] oder ökonomische Modelle, die verwendet werden, um volkswirtschaftliche Kosten des Klimawandels abzuschätzen [Hope, 2006]. Dadurch ist die ECS eine Schlüsselgröße für die Abschätzungen nicht nur des Klimawandels selbst, sondern auch für dessen physikalische und ökonomische Folgen. Durch eine verbesserte Bestimmung der ECS lässt sich deshalb die Unsicherheit in den Prognosen für den Klimawandel des 21. Jahrhunderts und dessen Auswirkungen wesentlich einschränken.

Die im AR4 untersuchten Klimamodelle der aktuellen Generation zeigen Klimasensitivitäten von 2,1 bis 4,4 K, was im Vergleich zu der Spanne von 1,5 bis 4,5 K in allen vorher erschienenen Sachstandsberichten (vgl. [Cubasch et al., 2001]) eine geringfügige Eingrenzung bedeutet. Eine verbesserte Eingrenzung der Klimasensitivität ist in erster Linie durch eine verbesserte Abschätzung der Stärke der im Klimasystem wirkenden Rückkopplungsmechanismen zu erreichen [Webb et al., 2006]. Den Rückkopplungen, die im Zusammenhang mit einer Veränderung des klimatologischen Wolkenbilds stehen, kommt dabei eine besondere Bedeutung zu, da diese die größten Unterschiede innerhalb des AR4-Multi-Modellensembles zeigen [Soden und Held, 2006].

Wolken beeinflussen die globale Strahlungsbilanz der Erde durch unterschiedliche Mechanismen: Einerseits wirken sie durch ihren Albedoeffekt kühlend auf die Erdoberfläche. Wolken bedecken permanent etwa 60% der Erdoberfläche und haben dadurch einen Anteil von 2/3 an der planetaren Albedo [Treut et al., 2007]. Andererseits erwärmen Wolken die Erdoberfläche, indem sie die langwellige Abstrahlung von Wärme verhindern, die von der Oberfläche ausgeht. Wolken tragen dadurch wesentlich zum natürlichen Treibhauseffekt der Atmosphäre bei. Weil Wolken im globalen Mittel mehr einfallende solare Strahlung rückstreuen, als sie die Abstrahlung von Wärme verhindern, wird im heutigen Klima eine abkühlende Wirkung der Wolken auf die Oberfläche [Ramanathan et al., 1989] und eine dominierende Rolle der Wolken für die planetare Albedo [Kiehl und Trenberth, 1997] gemessen. Eine nur geringe Änderung der Strahlungseigenschaften von Wolken hat daher bereits eine enorme Wirkung auf die Strahlungsbilanz des Klimasystems. Die daraus resultierenden Beiträge der Wolken zur Änderung der Strahlungsbilanz des Klimasystems werden, wie oben beschrieben, allgemein als Wolkenrückkopplungen bezeichnet.

In Klimamodellen werden die entsprechenden Wolkenprozesse aufgrund ihrer räumlich kleinskaligen Natur nicht direkt aufgelöst, sondern müssen als subgridskalige Prozesse parametrisch abgebildet werden. Eine typische Cumuluswolke etwa, mit einem Durchmesser von weniger als einem Kilometer, kann in einem Klimamodell nicht explizit repräsentiert werden. Stattdessen werden statistische Größen des gesamten Wolkenfeldes innerhalb einer Gitterzelle in Abhängigkeit von aufgelösten, großskaligen Variablen, wie etwa der relativen Feuchte oder der Temperatur, abgeleitet. Dabei treten unterschiedliche Probleme auf, die entweder mit der Komplexität und dem limitierten Verständnis der mikrophysikalischen Wolkenprozesse [Falkovich

et al., 2006], oder aber mit den Unsicherheiten empirischer Messkampagnen zusammenhängen. Für die entsprechenden Parametrisierungen in Klimamodellen können strukturell unterschiedliche Ansätze gewählt werden, die teilweise zu unterschiedlichen Ergebnissen führen. Derartige Simulationsunterschiede werden als strukturelle Unsicherheit bezeichnet. Aber auch die in die Differentialgleichungen der verwendeten Schemata eingehenden Werte für verschiedene Parameter unterliegen einer Ungewissheit, die Auswirkung auf die Prognosen der Veränderungen des Wolkenbilds hat. Die daraus resultierenden Simulationsunterschiede werden in dieser Arbeit als Parameterunsicherheit bezeichnet.

Die strukturellen Unsicherheiten und Parameterunsicherheiten der Wolkenparametrisierungen in Klimamodellen führten in allen bisher erschienenen Sachstandsberichten des IPCC zur Einstufung der Wolkenrückkopplungen als primäre Quelle der Unsicherheit in der Klimasensitivität von Klimamodellen [Solomon et al., 2007].

1.2 Stand der Forschung

Zu Beginn der numerischen Klimamodellierung waren die Wolkenverteilungen in den Modellen zunächst fest vorgeschrieben. In den 80er Jahren wurden dann die ersten sogenannten diagnostischen Wolkenparametrisierungen entwickelt und in Klimamodellen implementiert (z.B. [Geleyn, 1980, Hansen et al., 1983]). Diagnostischen Wolkenparametrisierungen liegt die Annahme zugrunde, dass ein dynamisches Wolkenvorkommen und dessen Wassergehalt innerhalb einer Gitterzelle zu jedem Zeitpunkt aus den großskaligen, vom Modell direkt berechneten (prognostischen) Größen abgeleitet werden kann. Andere Aspekte, wie z.B. die Wolkenverteilung in vorigen Zeitschritten, bleiben dabei unberücksichtigt. Ende der 80er Jahre wurde in den meisten der an den führenden Forschungseinrichtungen entwickelten GCMs derartige Verfahren verwendet (z.B. [Slingo, 1987, Kiehl et al., 1987]).

Zu dieser Zeit wurde die erste, für spätere Multi-Modellstudien richtungsweisende systematische Untersuchung der simulierten Rückkopplungen in einem Multi-Modell-Ensemble aus 19 atmosphärischen Zirkulationsmodellen (AGCMs) durchgeführt [Cess et al., 1990]. In den teilnehmenden AGCMs kamen dabei hauptsächlich diagnostische Wolkenparametrisierungen zum Einsatz. In der Untersuchung wurde jedes der beteiligten Atmosphärenmodelle zunächst mit einer klimatologischen Meeresoberflächentemperatur (SST) für eine fortwährende Juli-Simulation angetrieben und in einer zweiten Simulation mit einer, als Surrogat des Treibhauseffekts, um 4 K erhöhten SST. Dieses experimentelle Design soll weniger ein realistisches Bild von Klimaveränderung erzeugen, als vielmehr einen konsistenten Rahmen für den Vergleich von unterschiedlichen Prozessen innerhalb eines Ensembles von GCMs setzen [Cess und Potter, 1988].

Die Ergebnisse dieser Untersuchung zeigen, dass sich die aus den Differenzen der jeweiligen Simulationen bestimmten Stärken der globalen Rückkopplungen zwischen den Modellen bis zu einem Faktor von drei unterscheiden. Dieser Unterschied ist primär durch die Unterschiede in den simulierten Wolkenrückkopplungen erklärt. Die

strukturellen Unterschiede der untersuchten Klimamodelle führen zwar zu Differenzen in der simulierten Stärke der untersuchten Rückkopplungen, jedoch dominieren die Wolkenrückkopplungen die Varianz in der Klimasensitivität innerhalb der Modelle. Dabei simulieren die Modelle Wolkenrückkopplungen nicht nur mit sehr unterschiedlicher Stärke, sondern auch unterschiedlichen Vorzeichens; in einigen Klimamodellen verstärkten die Wolkenrückkopplungen die Erwärmung, in anderen wirkten sie eher abschwächend.

In der Folge wurde an der Verbesserung der Wolkenschemata in Klimamodellen gearbeitet, um die daraus resultierende Unsicherheit in Klimaprognosen zu minimieren. Motiviert durch die gestiegenen Computingressourcen Anfang der 90er Jahre wurden, basierend auf der bahnbrechenden Arbeit von Sundqvist aus dem Jahre 1978 [Sundqvist, 1978], die ersten numerischen Verfahren zur prognostischen Wolkenparametrisierung entwickelt und in unterschiedliche GCMs implementiert (z.B. [Sundqvist et al., 1989, Smith, 1990, Tiedke, 1993, Genio et al., 1996]). In prognostischen Verfahren wird die Zeitentwicklung der Wolkenverteilungen durch Differentialgleichungen in Termen von Quellen, Senken und der Advektion von Wolken und Wolkenwasser berechnet.

Diese Entwicklung der prognostischen Wolkenparametrisierungen hat eine Neuaufgabe der Untersuchung der simulierten Rückkopplungen in den aktualisierten Modellen motiviert. Die Ergebnisse zeigen, dass sich die Streuung in der Stärke der Wolkenrückkopplungen im Modellensemble nach der Implementierung von prognostischen Wolkenparametrisierungen reduziert hat [Cess et al., 1996]. Allerdings simulieren die Modelle positive und negative Albedorückkopplungen und jeweils entgegengesetzte Treibhauseffekte der Wolken. Das führt bei allen Modellen zu einer insgesamt moderaten Stärke der Wolkenrückkopplungen, jedoch teilweise aus gegensätzlichen Gründen. Eine konsistente physikalische Theorie zu den Wolkenrückkopplungen zu formulieren ist aufgrund mangelnder Konsistenz der Modellergebnisse nicht möglich und führt zu einer weiterhin großen Unsicherheit in der Klimaprognose.

Wie kommt es zu der Unsicherheit in der Stärke von zu erwartenden Wolkenrückkopplungen?

Dass die Wolkenrückkopplungen in Klimamodellen bis heute die größte Quelle der Unsicherheit für die ECS darstellen, ist neben dem begrenzten Verständnis und den technischen Schwierigkeiten der Simulation der mikrophysikalischen Wolkenprozesse unterschiedlichen Problemen der Validierung von Wolkenrückkopplungen zuzuordnen. Für die Validierung der Wolkenrückkopplungen fehlen die notwendigen historischen Daten des globalen Wolkenbildes, die die Sensitivität der Wolken in Bezug auf die Erwärmung durch anthropogen erhöhte Treibhausgaskonzentrationen zugänglich machen könnten. Ein Grund dafür sind fehlende Rekonstruktionsmethoden, wie sie für andere Klimagrößen vorhanden sind, um die Historie des Klimasystems zu beschreiben. Die aktuell verfügbaren Datensätze aus Satellitenbeobachtungen (z.B. ISCCP [Rossow und Schiffer, 1999] oder MODIS [King et al., 2003]) sind mit hinreichender räumlicher Auflösung erst ab Mitte bzw. Ende der 90er Jahre verfügbar,

was eine Analyse der langzeitlichen Veränderungen der Wolkenklimatologie nach der industriellen Revolution nur unzureichend zulässt. Die Datensätze von Wolkeneigenschaften aus Satellitenbeobachtungen sind zwar zumindest für das heutige Klima eine deutliche Verbesserung der Validierungsmöglichkeit für GCMs. Die notwendigen komplexen Verfahren zur Bestimmung der Wolkeneigenschaften und deren vertikaler Verteilung aus Satellitenbeobachtungen führen jedoch weiterhin zu Unsicherheiten in den erstellten Validierungsdatensätzen für Wolkenklimatologien (siehe z.B. [Chang und Li, 2005, Stephens und Kummerow, 2007, Chen et al., 2007]).

Die Wolkenparametrisierungen in Klimamodellen basieren auf Theorien zur statistischen Beschreibung von Wolkenverteilungen, ohne dass die einzelnen Wolken selbst aufgelöst werden können. Denn selbst alle Wolkentypen zusammengekommen, findet man in Beobachtungsdaten über Gebieten, von der typischen Größe einer Gitterzelle von Klimamodellen, fast nie eine vollständige Wolkenbedeckung in der Horizontalen oder Vertikalen [Warren et al., 1986, Warren et al., 1988, Rossow und Schiffer, 1999]. Der Anteil der Wolkenbedeckung innerhalb des Gebietes einer Gitterzelle wird daher in prognostischen Wolkenparametrisierungen als eine Grundgröße zur Beschreibung des Wolkenvorkommens verwendet. Weitere statistische Größen, wie flächengewichtete Niederschlagsraten oder Wolkenüberlappungsraten, müssen in den Wolkenparametrisierungen eingeführt werden. Derartige Parameter lassen sich im Allgemeinen nicht direkt aus physikalischen Grundgleichungen ableiten, sondern müssen empirisch bestimmt werden. Die entsprechenden Werte unterliegen somit nicht nur einer Messungenauigkeit, sondern sind auch an einen speziellen Zustand des Klimasystems gebunden. Inwieweit diese Einstellungen für einen veränderten und transienten Zustand des Klimasystems zutreffend bleiben, ist oft nur schwer zu entscheiden. Andere Parameter numerischen Ursprungs in den Parametrisierungsschemata lassen sich nicht physikalisch interpretieren und müssen somit während des Tuningprozesses des Modells bestimmt werden. Zusammen mit der fehlenden Eindeutigkeit eines Qualitätsmaßes für Klimamodelle [Gleckler et al., 2008] unterliegen die Parameter somit einer prinzipiellen Unbestimmbarkeit in ihren Werten [Smith, 2001, Loeppky et al., 2006] und führen zur Parameterunsicherheit in den Projektionen von Klimamodellen.

Aber auch strukturelle Unterschiede zwischen verschiedenen Klimamodellen, wie grundsätzlich unterschiedliche Ansätze zur Wolkenparametrisierung oder auch spektrale bzw. semi-lagrangische Lösungsverfahren für die Differentialgleichungen der Dynamik, haben Auswirkungen auf die Simulationsergebnisse. Die daraus resultierende strukturelle Unsicherheit [Smith, 2000] in den Modellprognosen ist etwa in einer Studie Anfang der 90er Jahre [Senior und Mitchell, 1993] untersucht worden. Die Ergebnisse zeigen, dass die Implementierung strukturell unterschiedlicher Elemente prognostischer Wolkenparametrisierungen erhebliche Auswirkung auf die Klimasensitivität und die simulierten Wolkenrückkopplungen eines Klimamodells hat. Die Ergebnisse dieser Studie beruhen auf Untersuchungen mit einem einzelnen AGCM, welches mit einem aus nur einer 50 Meter tiefen Mischungsschicht bestehendem Ozeanmodell gekoppelt ist. In der Studie werden vier Modellversionen untersucht,

die sich nur durch strukturell verschiedene Parametrisierungen für stratiforme Wolken unterscheiden. Dazu werden jeweils unterschiedliche diagnostische und prognostische Schemata verwendet. Die so entstandenen Modellversionen werden zunächst mit den dem heutigen Klima entsprechenden Antriebsdaten angetrieben und in einem zweiten Versuch jeweils mit einer verdoppelten CO_2 -Konzentration in der Atmosphäre betrieben. Der Vergleich dieser beiden Simulationen einer jeden Modellversion wurde als dessen Klimaänderungssignal ausgewertet. Diese Untersuchung zeigt, dass vier verschiedene Modellversionen eines AGCMs mit strukturell unterschiedlichen Parametrisierungsansätzen im Wolkenchema deutlich unterschiedlich starke Wolkenfeedbacks zeigen und dass die sich daraus ergebende strukturelle Unsicherheit in der Klimasensitivität mit 1,9 bis 5,4 K vergleichsweise hoch ist.

Die Auswirkungen struktureller Unterschiede wird auch im „**Cloud Feedback Model Intercomparison Project**“ (CFMIP) [McAvaney und LeTreut, 2003] untersucht. Im Rahmen des Projektes werden mit dem Ziel eines verbesserten physikalischen Verständnisses der Wolkenrückkopplungen Multi-Modelluntersuchungen durchgeführt. Kernergebnis dieser Untersuchungen ist, dass die Spanne in den Rückkopplungen der untersuchten GCMs primär durch Unterschiede in den Wolkenrückkopplungen bestimmt wird [Ringer et al., 2006]. Bei den teilnehmenden Modellen wird die Klimasensitivität etwa dreimal weniger durch den unterschiedlich simulierten Treibhauseffekt von CO_2 als durch die Wolkenrückkopplungen beeinflusst. Die Unsicherheiten in den Wolkenrückkopplungen wiederum wird primär durch unterschiedliche Veränderungen in den tiefen Wolken bestimmt [Webb et al., 2006]. Darüber hinaus lässt sich zeigen, dass marine Grenzschichtwolken in Absinkregionen den Hauptanteil der Unterschiede in den tropischen Wolkenrückkopplungen im AR4-Multi-Modellensemble erzeugen [Bony und Dufresne, 2005].

Um eine verbesserte Validierung der teilnehmenden Modelle bezüglich ihrer Wolkenarstellung zu ermöglichen, sind Simulatoren implementiert, die das Wolkenbild des Modells wiedergeben, wie sie von der ISCCP Satellitendiagnostik produziert werden [Rossow und Schiffer, 1999, Webb et al., 2001]. Ein wichtiges Ergebnis dieser Validierung ist, dass alle in diesem Kontext untersuchten AR4-Klimamodelle Probleme speziell bei der realistischen Simulation von flacher Cumulusbewölkung in Passatwindregionen haben [Williams und Tselioudis, 2007]. Dieses Verhalten ist jedoch quantitativ hinsichtlich des Validierungsdatensatzes unsicher [Chang und Li, 2005]. Durch die CFMIP-Ergebnisse wird nicht nur bestätigt, dass die Wolkenrückkopplungen die primäre Quelle der Unsicherheit in der Klimasensitivität aktueller GCMs sind, sondern auch, dass diese von einer Vielzahl von Prozessen abhängen, die sich aus den Wolkenparametrisierungen ergeben. Darüber hinaus besteht eine methodische Unsicherheit in der Bestimmung der Rückkopplungen und der Klimasensitivität. Die vereinfachte Bestimmung der ECS mittels SST-Störungen zeigt unterschiedliche Ergebnisse als die Methode der Verdopplung der atmosphärischen CO_2 -Konzentration in AGCMs mit Mischungsschichtozean [Stephens, 2005]. Neben der Abschätzung der Klimasensitivität mittels GCM-Experimenten werden auch statistische Methoden angewendet, um diese Größe aus Beobachtungen und rekonstru-

ierten Klimadaten abzuleiten (z.B. [Hegerl, 2006]). Dazu wird versucht, die verfügbaren Daten in Einklang mit den Ergebnissen von EBMs des Klimasystems zu bringen, wobei ihnen verschiedene Werte der Klimasensitivität fest vorgegeben werden. Unter Anwendung des Bayes'schen Theorems können so Wahrscheinlichkeitsverteilungen für die Klimasensitivität generiert werden. Aber auch bei dieser Methode zur Bestimmung der Klimasensitivität bestehen Unsicherheiten, die das Ergebnis beeinflussen. Dazu gehören neben der a priori Annahme über die Verteilung der Klimasensitivität [Frame et al., 2005], die man für derartige Verfahren machen muss, auch die Unsicherheiten der Rekonstruktionsmethodik vergangener Klimazustände [Bürger et al., 2006] und Unsicherheiten der Beobachtung von aktuellen Klima- und Klimaantriebsdaten. Ebenfalls erschweren ungenügende Informationen über die Aufnahme von Wärme durch den Ozean und die interne Variabilität des Klimasystems die Bestimmung der Klimasensitivität mit derartigen Verfahren. Durch die Unsicherheiten im anthropogenen Strahlungsantrieb [Forster et al., 2007] und den Beobachtungsdatensätzen über die zugehörige Reaktion des Klimasystems im 20. Jahrhundert, lässt sich die Klimasensitivität prinzipiell nicht weiter als bis auf 1,5 bis 4,5 K einschränken [Wigley et al., 1997].

Die durchgeführten Studien dieser Art zeigen daher große Spannen für die ermittelte Klimasensitivität. Sie besitzen ein sehr einheitliches fünftes Perzentil der Wahrscheinlichkeitsverteilungen der Klimasensitivität bei etwa 1 K, wohingegen das 95. Perzentil mit einer Spanne von 4,3 K [von Deimling et al., 2006] bis 14,2 K [Forster und Gregory, 2006] sehr unterschiedlich bestimmt wird. Dabei sind die oberen Perzentile von besonderer Bedeutung, da Klimasensitivitäten von über 10 K drastische sozio-ökonomische Folgen der anthropogen erhöhten CO_2 -Konzentration implizieren.

Vor dem Hintergrund dieser Untersuchungsergebnisse ist es fraglich, ob die davon differierenden Verteilungen der Klimasensitivität aus Studien von Multi-Modell-Ensembles (MME), wie dem AR4, ausreichend dispersiv sind, also den Raum der möglichen Klimaveränderungen vollständig abzubilden vermögen. Die Tatsache, dass die AOGCMs der aktuellen Generation oft ähnliche, teils gleichartige Parametrisierungen für bestimmte Phänomene verwenden, von denen insgesamt nur eine begrenzte Auswahl existiert, bringt zwangsläufig strukturelle Ähnlichkeiten unter GCMs mit sich. Ebenfalls werden für das Tuning der unterschiedlichen Modelle oft die gleichen Reanalysedatensätze des heutigen Klimas verwendet, was die Unsicherheiten der Datenassimilation bei der Erzeugung dieser Datensätze unberücksichtigt lässt. In MMEs, auch oft als „Ensembles of Opportunity“ (dt. Ensembles der Gelegenheit) bezeichnet, fehlt auch die Systematik in der Generierung der Ensemblemitglieder, um die primären Modellunsicherheiten gezielt abzutasten. Daraus folgt eine unzureichend objektiv abgebildete Unsicherheit der Klimamodellierung, die in die aus den MMEs abgeleiteten Verteilungen der Klimasensitivität einfließt [Allen und Ingram, 2002]. Dabei ist insbesondere die Möglichkeit höherer Werte der Klimasensitivität von Bedeutung, die in Multi-Modell Studien, wie z.B. dem AR4, nicht auftreten, aber anhand beobachtungsbasierter Studien nicht ausgeschlossen werden können [Forster und Gregory, 2006].

Die Unsicherheit in der Klimasensitivität von Klimamodellen wird in jüngster Zeit durch eine im Kontext der Klimavorhersage neue Methode zur probabilistischen Vorhersage untersucht. Zur Erzeugung sogenannter „Perturbed-Physics-Ensembles“ (PPEs) werden in einem Klimamodell unsichere Parameter in den Verfahren zur Beschreibung subgitterskaliger Prozesse im Rahmen ihrer Ungenauigkeit variiert [Allen und Stainforth, 2002]. So erzeugte Ensembles von Modellversionen werden verwendet, um die Parameterunsicherheit für verschiedene Modellgrößen zu bestimmen. In Klimamodellen gibt es allerdings potentiell sehr viele Parameter, die nicht eindeutig auf einen bestimmten Wert festgelegt werden können. Da aber eine möglichst hohe Abtastrate des Unsicherheitsbereiches der Parameter erstrebenswert ist, sind Erdsystemmodelle mittlerer Komplexität (EMIC) aufgrund ihrer numerischen Effizienz geeignet, um mit großen Ensembles die Parameterunsicherheit abzuschätzen. In Studien dieser Art werden große Ensemble z.B. durch Proxydaten des letzten glazialen Maximums (LGM) [von Deimling et al., 2006] oder mit Hilfe von Beobachtungsdaten der letzten Dekaden [Knutti et al., 2002] mittels des Bayes'schen Theorems auf Modelle beschränkt, die sich konsistent mit diesen Daten zeigen. Die derart bestimmten Verteilungen für die ECS zeigen sehr unterschiedliche 5. bzw. 95. Perzentile (1,2 K und 4,3 K in [von Deimling et al., 2006] bzw. 2,2 K und 9,2 K in [Knutti et al., 2002, Knutti et al., 2003]).

Die physikalischen Prozesse, die zu unterschiedlichen Rückkopplungen führen, lassen sich in EMICs, ebenso wie in EBMs, aufgrund deren stark reduzierter Darstellung des komplexen Klimasystems aber nur schwer identifizieren. Mit weitaus höher aufgelösten GCMs, in denen die komplizierten Zusammenhänge und Wechselwirkungen des Klimasystems realistischer abgebildet werden, können physikalisch deutlich besser zu interpretierende Ergebnisse erzielt werden.

Eine Reihe von Studien zur Untersuchung der Parameterunsicherheit in einem GCM wurde mit einem Hadley Center Klimamodell durchgeführt. Mit HadSM3, einem AGCM mit Mischungsschichtozean, wurde ein PPE erzeugt, indem jeweils einer von 26 Parametern verändert wurde [Murphy et al., 2004]. Für dieses Ensemble kann für die ECS ein 5-95% Bereich der getesteten Modellversionen mit 2,4 K bis 5,4 K bestimmt werden. In einer späteren Studie [Stainforth et al., 2005] wurde im Rahmen des *climateprediction.net*-Projektes mit demselben Modell ein 2017-Mitglieder-Ensemble untersucht. Eine derartig hohe Anzahl von Simulationen kann durch den Ansatz des verteilten Rechnens durchgeführt werden [Stainforth et al., 2002] und ermöglicht jeweils mehrere Parameter gleichzeitig zu variieren. Dabei tritt im Vergleich zu den Effekten einzelner Parameteränderungen ein nicht-linearer Effekt bei der gleichzeitigen Störung mehrerer Parameter auf, was die Notwendigkeit von kombinierten Störungen mehrerer Parameter in PPEs unterstreicht. In einer kürzlich veröffentlichten Studie [Sanderson et al., 2008] wurden erstmals auch die Beiträge einzelner Parameter zur Varianz der ECS statistisch untersucht. Dabei wurde insbesondere der Parameter der Entrainmentrate in Aufwinden als besonders einflussreich eingestuft. Eine Analyse der Rückkopplungsprozesse, die zu der Streuung der ECS in HadSM3 führen, wurden im Rahmen des **Quantifying Uncertainty** in

Model Predictions-Projekt (QUMP) untersucht [Webb et al., 2006]. Dabei wird abermals die entscheidende Bedeutung der Wolkenrückkopplungen deutlich, die insgesamt einen Anteil von 85% der Varianz der Rückkopplungsstärke in dem untersuchten PPE mit HadSM3 erklären.

Zusammenfassend lässt sich damit feststellen, dass die aktuellen modellbasierten Abschätzungen der Unsicherheit in der Klimasensitivität auf MMEs von AGCMs mit Mischungsschichtozean oder auf PPEs mit HadSM3 beruhen. Fraglich bleibt dabei die Objektivität der mittels MMEs erzielten Ergebnisse durch die fehlende Systematik im Abtasten der Modellunsicherheiten, wohingegen bei den Ergebnissen basierend auf PPEs mit HadSM3 unklar ist, wie stark die erzielten Ergebnisse vom verwendeten Modell abhängen. Die Ergebnisse beider Methoden lassen sich auch nicht direkt auf AOGCMs übertragen. Denn auf langen Zeitskalen bzw. für die Simulation transienter Phasen des Klimasystems ist die Ozeanzirkulation entscheidend für die Simulation der SST [Cubasch et al., 2000]. Die Auftrittshäufigkeiten und Strahlungseigenschaften unterschiedlicher Wolkentypen hängen jedoch von der SST ab [Meehl und Washington, 1995, Greenwald et al., 1995, Xie, 2004, Su et al., 2008]. Die möglichst realistische Simulation von SST-Veränderungen und deren Verteilung ist daher für die Wolkenrückkopplungen von entscheidender Bedeutung [Norris und Iacobellis, 2005]. Dadurch sind speziell die Wolkenrückkopplungen, und somit die Klimasensitivität, der Modelle mit Mischungsschichtozean durch ihre vereinfachte Ozeandynamik mit hoher methodischer Unsicherheit behaftet [Yao und Genio, 2002].

1.3 Ziel und Aufbau der Arbeit

In der vorliegenden Arbeit wird die Parameterunsicherheit in den simulierten Rückkopplungen des Klimasystems und der daraus resultierenden Unsicherheit in der ECS erstmals mit einem voll gekoppelten AOGCM untersucht. Dadurch werden die Veränderungen der Ozeanströmungen und deren Einfluss auf Änderungen der SST berücksichtigt, was zu einer verbesserten Abschätzungen der Unsicherheit in den Wolkenrückkopplungen und der Klimasensitivität beiträgt.

Wegen des hohen Simulationsaufwands für die Abschätzung der Gleichgewichtsänderung eines AOGCMs wird zunächst eine geeignete Untersuchungsmethode vorgestellt, um bei geringer Fehlertoleranz die benötigte Rechenzeitanforderung möglichst gering zu halten.

Es werden in dieser Arbeit insbesondere die Quellen der Unsicherheiten verschiedener Rückkopplungsprozesse herausgearbeitet. Im Speziellen werden die Mechanismen untersucht, die zu Wolkenrückkopplungen führen, da diese aktuell die größte Unsicherheit in der Abschätzung des zukünftigen Klimas darstellen. Dazu werden die Regionen der größten Unsicherheiten lokalisiert und die beteiligten Prozesse identifiziert.

Ein erstmaliger Vergleich von PPE-Ergebnissen mit unterschiedlichen Modellen (EGMAM und HadSM3) überprüft auch die Objektivität bzw. Modellabhängigkeit der durch PPE erhaltenen Abschätzungen von Rückkopplungsstärken und Klimasensitivität. Dadurch wird die Verwendung von PPE-Ergebnissen, wie etwa aus dem *climateprediction.net*-Projekt, zur objektiven Abschätzung der Unsicherheit in der Klimavorhersage mit GCMs überprüft und zur Entwicklung der Methodologie zur probabilistischen Klimavorhersage beigetragen.

Aufbau der Arbeit

Die zum Verständnis dieser Arbeit notwendige Theorie der Klimasensitivität und Rückkopplungen, sowie die Methode der Diagnostik dieser Größen in Klimamodellen wird in Kapitel 2 beschrieben.

Das in dieser Arbeit verwendete AOGCM EGMAM wird in Kapitel 3 vorgestellt. Dazu werden zunächst grundlegende Informationen zu dem verwendeten Atmosphärenmodell ECHAM4-MA, dem Ozeanmodell HOPE-G und deren Kopplung gegeben. Darüber hinaus werden die Parametrisierungen der konvektiven und stratiformen Wolken im Atmosphärenmodell detailliert beschrieben. Die Strahlungsparametrisierung wird ebenfalls ausführlicher dargestellt, um den Einfluss von Wolken und Wasserdampf auf die Strahlungsbilanz des Modells deutlich zu machen.

In Kapitel 4 wird dokumentiert, wie zur Untersuchung der Parameterunsicherheiten in Klimaprognosen mit dem Modell EGMAM ein PPE mit 31 Mitgliedern erzeugt wird. Dazu werden die einzelnen Störungsparameter in den Schemata zur Beschreibung konvektiver und stratiformer Wolken sowie deren physikalische Bedeutung erklärt. Anschließend wird die Samplingstrategie für die Parametervariationen erläutert und die entwickelte Methode zur Abschätzung der Gleichgewichtsänderung nach Verdopplung der CO_2 -Konzentration mit AOGCMs vorgestellt.

In der Auswertung des Ensembles in Kapitel 5 werden die Ensemblemitglieder (Modellversionen) auf Klimaänderungen sowie deren Auswirkung auf die atmosphärischen Rückkopplungen, um eine Abschätzung der Unsicherheit in diesen Größen für das AOGCM EGMAM zu geben. Über bisher durchgeführte vergleichbare Studien hinaus beinhaltet die Untersuchung der Rückkopplung auch eine lokalisierte Betrachtung, um die Rückkopplungsmechanismen besser herausarbeiten und verstehen zu können. Mittels des Ensembleansatzes werden die Quellen der Unsicherheiten und der zugehörigen physikalischen Prozesse analysiert.

In Kapitel 6 wird ein Vergleich der mit EGMAM erzielten PPE-Ergebnisse mit HadSM3 sowie MME-Resultaten gegeben. Dabei werden Gemeinsamkeiten und Unterschiede von PPEs mit unterschiedlichen Modellen herausgearbeitet und in Kontext mit MME-Ergebnissen gestellt. In Kapitel 7 werden die Ergebnisse dieser Arbeit zusammengefasst und im Zusammenhang dargestellt. Die Diskussion der Ergebnisse wird durch einen Ausblick auf weiterführende Fragestellungen zum Thema der vorliegenden Arbeit abgeschlossen.

Kapitel 2

Klimasensitivität und Rückkopplungen

2.1 Rückkopplungen im Klimasystem

Zum Verständnis soll im Folgenden eine Begriffsklärung sowie eine kurze, phänomenologische Einführung in die wichtigsten und für diese Arbeit relevanten atmosphärischen Rückkopplungen gegeben werden. Für eine umfassende Beschreibung der Physik einzelner Rückkopplungsmechanismen und den aktuellen wissenschaftlichen Diskurs sei auf die referenzierte Literatur verwiesen.

Planckrückkopplung

Nach dem Stefan-Boltzmann-Gesetz emittiert ein schwarzer Körper Energie in Form thermischer Strahlung proportional zu T^4 . Das dabei auftretende Strahlungsspektrum ergibt sich aus Planck'schem Strahlungsgesetz und liegt bei Temperaturen zwischen 200 K und 300 K im langwelligen Bereich. Die Strahlungsemissionänderung des Klimasystems bei einer Änderung der Temperatur wird dementsprechend als Planckrückkopplung bezeichnet. Sie ist die fundamentalste Rückkopplung im Klimasystem und wird deshalb in verschiedenen Untersuchungen separat von anderen atmosphärischen Rückkopplungen betrachtet. Dabei wird die Planckrückkopplung zumeist als Abstrahlungserhöhung bei einer horizontal und vertikal homogenen Temperaturerhöhung definiert [Dufresne und Bony, 2008].

Wasserdampfrückkopplung

Wasserdampf ist eines der stärksten Treibhausgase der Atmosphäre mit Absorption im nahezu gesamten langwelligen Bereich des Strahlungsspektrums, wobei die Absorption etwa logarithmisch von der Konzentration des Wasserdampfs abhängt. Außerdem beschreibt die Clausius-Clapeyron Gleichung einen nahezu exponentiellen Anstieg der Wasserdampfkapazität bei einem Temperaturanstieg der Atmosphäre. Die Kombination dieser Tatsachen sagt unter der Annahme konstanter relativer Feuchte eine starke positive Wasserdampfrückkopplung voraus. In Klimasystem stellt die Wasserdampfrückkopplung die stärkste positive Rückkopplung dar, die

die Erwärmung nach einer Verdopplung der CO_2 -Konzentration in etwa verdoppelt, wenn die Wasserdampfrückkopplung isoliert betrachtet wird [Held und Soden, 2000]. Die Stärke der Wasserdampfrückkopplung hängt neben mikrophysikalischen Prozessen auch von der Dynamik in der Atmosphäre ab, speziell von Änderungen der tropischen Konvektion und der baroklinen Aktivität [Emanuel und Zivkovic-Rothman, 1999]. Da diese Aspekte der Änderung der atmosphärischen Dynamik in Klimamodellen nicht konsistent wiedergegeben werden, wird auch die Stärke der Wasserdampfrückkopplung in Klimamodellen unterschiedlich dargestellt und die Theorie der Wasserdampfrückkopplung weiterhin kontrovers diskutiert [Bony et al., 2006].

Temperaturgradientenrückkopplung

Die Änderung der Temperatur der Atmosphäre in den Projektionen mit AOGCMs ist in niederen Breiten durch eine verstärkte Erwärmung der oberen Troposphäre im Vergleich zur Oberfläche gekennzeichnet [Meehl et al., 2007]. Das hat eine Abschwächung des vertikalen Temperaturgradienten in der tropischen Troposphäre zur Folge, der die langwellige Strahlungsemission reduziert. Obwohl in mittleren bis hohen Breiten teilweise auch verstärkte Temperaturgradienten auftreten, führt dieser Effekt insgesamt zur Einstufung der Temperaturgradientenrückkopplung als negativ. Da die Temperaturgradientenrückkopplung in engem Zusammenhang mit der Wasserdampfrückkopplung steht, werden diese Rückkopplungen oft in Kombination dargestellt [Soden und Held, 2006].

Schnee- und Eis-Albedo-Rückkopplung

Die Zunahme der absorbierten solaren Strahlung bei einem Rückgang der mit hochreflektivem Schnee und Eis bedeckten Flächen in einem sich erwärmenden Klima, stellt die positive Schnee- bzw. Eis-Albedo-Rückkopplung dar. Die Albedo über von Schnee bedeckten Gebieten wird zur Hälfte durch die Oberflächenalbedo bestimmt [Qu und Hall, 2005], was die Bedeutung der Schnee-Albedo-Rückkopplung deutlich macht. Diese ist insbesondere in der Nordhemisphäre wirksam, wo Schnee- und Eis große kontinentale Flächen in den hohen Breiten bedecken. Auch die durch Seeis bedeckte Arktis ist für die hemisphärische Asymmetrie der Eis-Albedo-Rückkopplung verantwortlich, da Seeis den Austausch von Wärme zwischen Ozean und Atmosphäre reguliert. Dieser Effekt führt in einem sich erwärmenden Klima zu erhöhten arktischen Temperaturen insbesondere im Nordwinter. Dadurch ist die Eis-Albedo-Rückkopplung nicht nur einer der Hauptgründe für die, im Vergleich zum globalen Mittel, verstärkte Erwärmung der arktischen Region [Holland und Bitz, 2003], sondern beeinflusst aber auch die globale Temperaturreaktion [Rind et al., 1995].

Wolkenrückkopplungen

Eine Veränderung der Strahlungseigenschaften der Wolken wird als Wolkenrückkopplung bezeichnet. Dabei sind Veränderungen der Albedo und des Treibhauseffekts von Wolken zu berücksichtigen, die zu einer Veränderung der Strahlungsbilanz des Klimasystems führen können [Bony et al., 2006]. Eine Zunahme (Abnahme) hoher Wolken, oder auch die Zunahme (Abnahme) der Wolkenhöhe ist eine posi-

tive (negative) Rückkopplung, da Wolken der oberen Troposphäre aufgrund ihrer niedrigen Temperatur weniger thermische Strahlung emittieren und somit zu einer Zunahme (Abnahme) des Treibhauseffekts der Atmosphäre führen. Die Wolkenhöhe wird vornehmlich durch die Dynamik Atmosphäre bestimmt, wobei in erster Linie die Höhe der Konvektion von Bedeutung ist. Eine Zunahme (Abnahme) der Wolkenalbedo wiederum ist eine negative (positive) Rückkopplung, denn dann erreicht weniger (mehr) solare Strahlung die Erdoberfläche, wo diese in Wärme umgewandelt wird. Eine Veränderung der Albedo von Wolken wird durch eine Änderung deren Flüssigwassergehalts und der Wolkendicke bestimmt.

2.2 Theoretischer Ansatz

Das Klimasystem ist ein offenes System, welches seine Dynamik durch den Austausch von Energie mit seiner Umgebung entwickelt. Es nimmt solare Strahlung B_{SW} auf, die teilweise reflektiert oder als thermische Strahlung B_{LW} wieder emittiert wird. Der Zustand des Klimasystem wird dann als stabil oder als im Gleichgewicht bezeichnet, wenn die Strahlungsbilanz B des Klimasystems am Oberrand der Atmosphäre (TOA) neutral ist, also absorbierte und emittierte Strahlung sich im langjährigen Mittel ausgleichen ($B = B_{SW} + B_{LW} = 0$). Der Zustand des Klimasystem wird als transient bezeichnet, wenn seine Strahlungsbilanz B nicht neutral ist, sondern von Energieaufnahme ($B > 0$) oder Energieabgabe ($B < 0$) geprägt ist. Die globale Energiebilanz des Klimasystems H lässt sich dann durch $\frac{dH}{dt} = B$ beschreiben [Boer und Yu, 2003]. Eine positive Strahlungsbilanz ($B > 0$) kann beispielsweise durch erhöhte solare Einstrahlung B_{SW} oder durch verminderte thermische Emission B_{LW} bei Anstieg des atmosphärischen Treibhauseffekts ausgelöst werden ($B_{SW} + B_{LW} > 0$)¹. Im Klimasystem findet als Reaktion auf eine erhöhte solare Einstrahlung oder thermische Gegenstrahlung² der Atmosphäre unter anderem ein Anstieg der global gemittelten Oberflächentemperatur T statt. Das hat den direkten Effekt der Erhöhung der Strahlungsemission B_{LW} gemäss des Stefan-Boltzmann-Gesetzes ($B_{LW} \sim T^4$) und führt im weiteren auch zu unterschiedlichen Veränderungen des Klimasystems, die ebenfalls Einfluss auf die Strahlungsbilanz des Klimasystems haben können. Diese Folgen der Temperaturänderung ΔT auf die Strahlungsbilanz B werden als Rückkopplung R bezeichnet, die durch ihre Einzelbeiträge R_i beschrieben werden kann (siehe Abb. 2.1).

¹Zur Oberfläche gerichtete Strahlung wird in dieser Arbeit mit positivem Vorzeichen notiert, wobei zum Oberrand der Atmosphäre gerichtete Strahlung mit negativem Vorzeichen geführt wird.

²Die Erdoberfläche emittiert Wärmestrahlung, die in der Atmosphäre unter anderem von Treibhausgasen absorbiert und zum Teil zur Erdoberfläche zurück gestrahlt wird. Dieser Effekt wird als Gegenstrahlung bezeichnet.

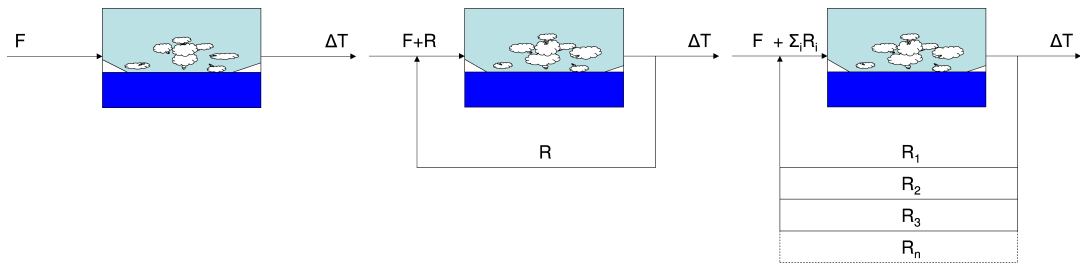


Abbildung 2.1: Schematische Darstellung des Klimasystems und seiner Reaktion auf einen externen Strahlungsantrieb ohne Rückkopplung (links) und mit Rückkopplung durch Temperaturänderung (Mitte). Die Rückkopplungen werden in ihre Einzelbeiträge R_i aufgespalten (rechts), die unterschiedlichen Rückkopplungsmechanismen im Klimasystem entsprechen.

Die Energiebilanz B der Atmosphäre lässt sich demnach als Summe eines externen Strahlungsantriebs F und der daraus folgenden Rückkopplungen R beschreiben (siehe z.B. [Webb et al., 2006]):

$$B = F + R$$

Unter der Annahme, dass sich die Rückkopplungen R linear zur Temperaturänderung ΔT verhalten (s.u.), kann R beschrieben werden durch:

$$\begin{aligned} R &= \lambda \Delta T \\ \Rightarrow \lambda &= \frac{R}{\Delta T} \end{aligned} \quad (2.1)$$

wobei λ als **Rückkopplungsparameter** bezeichnet wird [Murphy, 1995].³

Wenn das Klimasystem z.B. nach einer Verdopplung der CO_2 -Konzentration ($F_{2 \times CO_2}$) erneut ein Gleichgewicht erreicht ($B=0$ bzw. $R = -F_{2 \times CO_2}$), dann lässt sich schreiben

$$\lambda = -\frac{F_{2 \times CO_2}}{\Delta T_{2 \times CO_2}} = -\frac{1}{s}$$

wobei s als der Klimasensitivitätsparameter bezeichnet wird [Cubasch et al., 2001]. Wenn das Klimasystem sein Gleichgewicht (noch) nicht erreicht hat ($B \neq 0$ bzw. $R \approx -F$), z.B. wenn in Folge der Erwärmung der Ozean noch Wärme aufnimmt, gilt dieser Zusammenhang nur näherungsweise.

³Für stabile Systeme ist λ negativ. Für positive λ ergibt sich eine beschleunigte Veränderung des Systems vom gestörten Gleichgewichtszustand. Da das Klimasystem insgesamt einen negativen Rückkopplungsparameter besitzt (z.B. [Soden und Held, 2006]), entwickelt es dementsprechend nach einer Veränderung der Strahlungsbilanz wieder einen neuen Gleichgewichtszustand.

Eine Analyse der Beiträge verschiedener Klimavariablen X_i (z.B. Wasserdampf, Wolken, Albedo) zu den Rückkopplungen R kann formal als Summe der partiellen Ableitungen der einzelnen Variablen durchgeführt werden

$$\lambda \Delta T = R = \frac{\partial R}{\partial X_1} \frac{\partial X_1}{\partial T} \Delta T + \frac{\partial R}{\partial X_2} \frac{\partial X_2}{\partial T} \Delta T + \frac{\partial R}{\partial X_3} \frac{\partial X_3}{\partial T} \Delta T + \dots \quad (2.2)$$

Die Additivität der Einzelbeiträge folgt dabei der Annahme, dass die zugrunde liegenden Prozesse linear unabhängig sind. Das bedeutet, dass in der formalen Darstellung des Rückkopplungsparameter λ

$$\lambda = \frac{\partial R}{\partial T} = \sum_i \frac{\partial R}{\partial X_i} \frac{\partial X_i}{\partial T} + \sum_i \sum_j \frac{\partial^2 R}{\partial X_i \partial X_j} \frac{\partial X_i \partial X_j}{\partial T^2} + \dots$$

die nichtlinearen Terme vernachlässigt werden können.

Die zu diesem Ansatz notwendigen Grundannahmen, die Linearität der Rückkopplungen zur Temperaturänderung ΔT und deren Unabhängigkeit, sind durch entsprechenden Untersuchungen mit GCMs in erster Näherung bestätigt [Chen und Ramaswamy, 1996, Hansen et al., 1997, Forster et al., 2000].

Die verwendeten Ansätze zur vereinfachten Beschreibung der Energiebilanz des Klimasystem auf globaler Skala, der Klimasensitivität und den Rückkopplungsparametern folgt einer weitreichenden Historie an Untersuchungen, die im Kontext von Klimamodellen durchgeführt wurden (z.B. [Hansen et al., 1984, Wetherald und Manabe, 1988, Cess und Potter, 1988, Murphy, 1995, Senior und Mitchell, 2000, Boer und Yu, 2003, Webb et al., 2006, Soden und Held, 2006, Dufresne und Bony, 2008]).

Es sei an dieser Stelle darauf hingewiesen, dass die Theorien zu Rückkopplungsprozessen in selbstreferenzierten Systemen vielfältig sind und sich in Begriffen der Elektronik [Bode, 1945], Kybernetik [Wiener, 1952], Kontrolltheorie oder mathematischer Systemtheorie [Hinrichsen und Pritchard, 2005] beschreiben lassen. Die entsprechende mathematische Form zur Beschreibung der in Rückkopplungssystemen auftretenden Phänomene lassen sich durch verzögerte Differentialgleichungen beschreiben [Glass und Mackey, 1988]. Um eine konsistente Betrachtung mit den in der Klimatologie erschienenen Arbeiten über Rückkopplungen des Klimasystems zu ermöglichen, wird in dieser Arbeit die oben beschriebene Darstellung gewählt.

2.3 Diagnostik

Zur Bestimmung der Rückkopplungen in GCMs werden unterschiedliche Methoden verwendet, die jeweils unterschiedliche Vor- und Nachteile haben [Stephens, 2005, Bony et al., 2006]:

1. Die PRP-Methode

Für die PRP-Methode (aus dem Englischen „partial radiative perturbation“) [Wetherald und Manabe, 1988, Soden und Held, 2006] werden zur Berechnung der Rückkopplungsparameter $\lambda_x = \frac{\partial R}{\partial x} \frac{dx}{dT}$ die partiellen Ableitungen (siehe Gl. 2.2) der Rückkopplung R nach einzelnen Prozessen (z.B. Wasserdampf, Wolken) explizit berechnet. Dazu wird das Strahlungsmodul des Modells für Kontrollsimulation und Klimaänderungssimulation im diagnostischen Modus verwendet, um die partiellen Ableitungen $\frac{\partial R}{\partial x}$ zu bestimmen. Die Änderung der relevanten Größen bei Temperaturänderungen wird aus dem direkten Vergleich Klimaänderungsrechnungen (x_2 und T_2) mit der Kontrollsimulation (x_1 und T_1) gewonnen ($\frac{dx}{dT} = \frac{x_2 - x_1}{T_2 - T_1}$). Diese Methode ist stark an der formalen Definition (siehe Gl. 2.2) der Rückkopplungsparameter orientiert, mit dem Unterschied das $\frac{dx}{dT}$ anstelle von $\frac{\partial x}{\partial T}$ berechnet wird.

2. Die Separationsmethode

Bei der Separationsmethode [Hall und Manabe, 1999, Schneider et al., 1999] werden mehrere Simulationen durchgeführt, in denen jeweils die unterschiedlichen Prozesse, die zu Rückkopplungen führen, unterdrückt werden. Diese Simulationen werden dann mit der Standardsimulation verglichen, um den Einfluss der einzelnen Prozesse auf die Rückkopplungen zu quantifizieren.

3. Die CRF-Methode

Bei der CRF-Methode [Cess und Potter, 1988, Cess et al., 1990] werden Veränderungen der Strahlungsbilanz in Klimaänderungssimulationen verwendet, um die Rückkopplungsstärke zu bestimmen. Dabei wird die Strahlungsbilanz an der TOA in aufgespalten nach wolkenfreien und bewölkten Bedingungen und den lang- bzw. kurzwelligem Anteilen des Strahlungsspektrums, um zwischen unterschiedlichen Rückkopplungsmechanismen zu differenzieren.

In dieser Arbeit werden die simulierten Rückkopplungen (bzw. die Rückkopplungsparameter) mit Hilfe der CRF-Methode bestimmt. Diese Methode ist in Anbetracht der Vielzahl der zu untersuchenden Modellversionen des PPEs aufgrund ihrer numerischen Effizienz geeignet und folgt dabei anderen PPE-Untersuchungen (z.B. [Webb et al., 2006]), was eine Vergleichbarkeit der erzielten Ergebnisse mit diesen Studien gewährleistet (siehe Kp. 6).

In der Auswertung nach der CRF-Methode wird zwischen Rückkopplungen differenziert, die im Zusammenhang mit unterschiedlichen Prozessen des Klimasystems stehen. Es wird zwischen denjenigen Beiträgen R_{CS} , die bei wolkenfreien (CS) Bedingungen auftreten und den Beiträgen R_W , die bei Bewölkung (W) stattfinden unterschieden. Dementsprechend wird ein Rückkopplungsparameter λ_{CS} für wolkenfreie Bedingungen und ein Wolkenrückkopplungsparameter λ_W für Wolken bestimmt:

$$\lambda = \frac{R}{\Delta T} = \frac{R_{CS} + R_W}{\Delta T} = \lambda_{CS} + \lambda_W$$

mit

$$\lambda_{CS} = \frac{R_{CS}}{\Delta T} \quad (2.3)$$

$$\lambda_W = \frac{R_W}{\Delta T} \quad (2.4)$$

Alle hier verwendeten Größen bezeichnen die entsprechenden globalen Mittel.

Ebenso kann auch zwischen langwelliger Strahlung (LW) und kurzwelliger Strahlung (SW) unterschieden werden

$$\lambda = \frac{R}{\Delta T} = \frac{R_{LW} + R_{SW}}{\Delta T} = \lambda_{LW} + \lambda_{SW}$$

mit

$$\lambda_{LW} = \frac{R_{LW}}{\Delta T} \quad (2.5)$$

$$\lambda_{SW} = \frac{R_{SW}}{\Delta T} \quad (2.6)$$

Eine Kombination dieser Aufspaltungen liefert für den Wolkenrückkopplungsparameter λ_W

$$\lambda_W = \frac{R_W}{\Delta T} = \frac{R_{WLW} + R_{WSW}}{\Delta T} = \lambda_{WLW} + \lambda_{WSW}$$

mit

$$\lambda_{WLW} = \frac{R_{WLW}}{\Delta T} \quad (2.7)$$

$$\lambda_{WSW} = \frac{R_{WSW}}{\Delta T} \quad (2.8)$$

wobei λ_{WLW} die Änderung des Treibhauseffekts von Wolken und λ_{WSW} die Änderung des Wolkenalbedoeffekts bei globaler Erwärmung quantifiziert.

Analog kann auch der Rückkopplungsparameter λ_{CS} aufgespalten werden

$$\lambda_{CS} = \frac{R_{CS}}{\Delta T} = \frac{R_{CSLW} + R_{CSSW}}{\Delta T} = \lambda_{CSLW} + \lambda_{CSSW}$$

mit

$$\lambda_{CSLW} = \frac{R_{CSLW}}{\Delta T} \quad (2.9)$$

$$\lambda_{CSSW} = \frac{R_{CSSW}}{\Delta T} \quad (2.10)$$

wobei λ_{CSSW} die Veränderung der Albedo bei globaler Temperaturerhöhung wiedergibt. λ_{CSLW} gibt die Änderung der Emission langwelliger Strahlung durch die Kombination aus Planckrückkopplung, Wasserdampfrückkopplung und Temperaturgradientenrückkopplung wieder. Diese können unter Verwendung der CRF-Methode nicht unterschieden werden, was eine wesentliche Schwäche dieser Methode darstellt. Da in dieser Arbeit die Analyse der Wolkenrückkopplungen im Vordergrund steht, ist diese Differenzierung nicht entscheidend.

Insgesamt ergeben sich daraus folgende additive Zusammenhänge:

$$\lambda = \lambda_{CS} + \lambda_W = \lambda_{CSSW} + \lambda_{CSLW} + \lambda_{WSW} + \lambda_{WLW} = \lambda_{SW} + \lambda_{LW} \quad (2.11)$$

Bestimmung der Rückkopplungsterme R_i

Als Modellausgabe zur Bestimmung der Rückkopplungsparameter λ_i (für $i \in \{SW, CSSW, WSW, LW, CSLW, WLW\}$) stehen die Modelldiagnostiken der lang- und kurzwelligigen Strahlungsflüsse (B_{LW} und B_{SW}) am Oberrand der Atmosphäre zur Verfügung. Diese werden vom Modell entweder für alle, oder nur für wolkenfreie Zeiträume (B_{CSLW} und B_{CSSW}) einer Säule der Atmosphäre direkt ausgegeben. Durch Differenzenbildung der entsprechenden Flüsse können die Strahlungseigenschaften der Wolken (B_{WLW} und B_{WSW}) bestimmt werden

$$B_{WLW} = B_{LW} - B_{CSLW} \quad (2.12)$$

$$B_{WSW} = B_{SW} - B_{CSSW} \quad (2.13)$$

Zur Bestimmung der unterschiedlichen Rückkopplungsterme R_i in den Gleichungen für die λ_i des Klimasystems (siehe Gl. 2.1 und Gl. 2.3 bis 2.10), werden zunächst die Änderungen (Δ) der unterschiedlichen Flüsse B_i nach Erhöhung der CO_2 -Konzentration im Vergleich zum Gleichgewichtszustand berechnet.

$$\Delta B_i = B_{i,2 \times CO_2} - B_{i,1 \times CO_2}$$

Für die Berechnungen von λ und λ_i für $i = LW, SW, CSLW, CSSW, WLW, WSW$ müssen also die entsprechenden Rückkopplungen R der Gleichungen 2.1, 2.4, 2.5 und 2.6 anhand der Modellausgaben bestimmt werden.

Jedoch ist in den Modellausgaben für eine Simulation mit erhöhter CO_2 -Konzentration auch der Strahlungsantrieb F des zusätzlichen CO_2 enthalten. Die Modellausgabe ist also die Strahlungsbilanz B , welche aus der Summe des Strahlungsantriebs F und den Rückkopplungen R besteht. Um R zu bestimmen, müssen also noch die Auswirkungen des Strahlungsantriebs F auf die langwellige Strahlung F_{LW} und die kurzwellige Strahlung F_{SW} subtrahiert werden

$$\begin{aligned} R_{LW} &= \Delta B_{LW} - F_{LW} \\ R_{SW} &= \Delta B_{SW} - F_{SW} \\ R_{CSLW} &= \Delta B_{CSLW} - F_{LW} \\ R_{CSSW} &= \Delta B_{CSSW} - F_{SW} \end{aligned}$$

Als Strahlungsantrieb $F_{2 \times CO_2}$ einer Verdopplung der CO_2 -Konzentration werden die Standardabschätzungen gemäss dem AR4 von $F_{LW} = +3,8 \frac{W}{m^2 K}$ und $F_{SW} = -0,17 \frac{W}{m^2 K}$ genutzt [Myhre et al., 1998, Ramaswamy et al., 2007, Forster et al., 2007]. Da die Varianz in den Abschätzungen der Klimasensitivität aktueller Klimamodelle nur geringfügig von unterschiedlichen Annahmen über den Strahlungsantrieb von CO_2 beeinflusst wird, wird dieser Wert konsistent zu anderen MME und PPE-Untersuchungen für alle Modellversionen als gleich angenommen [Webb et al., 2006, Dufresne und Bony, 2008].

Die Wolkenrückkopplungen R_{WLW} und R_{WSW} berechnen sich damit analog zu den Gleichungen 2.12 und 2.13 aus

$$R_{WLW} = R_{LW} - R_{CSLW} = (\Delta B_{LW} - F_{LW}) - (\Delta B_{CSLW} - F_{LW}) = \Delta B_{LW} - \Delta B_{CSLW} \quad (2.14)$$

$$R_{WSW} = R_{SW} - R_{CSSW} = (\Delta B_{SW} - F_{SW}) - (\Delta B_{CSSW} - F_{SW}) = \Delta B_{SW} - \Delta B_{CSSW} \quad (2.15)$$

Nach der dargestellten Bestimmung der global gemittelten Rückkopplungsterme R_i aus den Modellausgaben werden die Rückkopplungsparameter λ_i gemäss den Gleichungen 2.1 und 2.3 bis 2.10 berechnet.

2.4 Lokale Rückkopplungsparameter

In diesem Abschnitt wird ein Schema zur Bestimmung lokaler Rückkopplungsparameter vorgestellt. Dieses Schema folgt den Ansätzen die entwickelt wurden, um über die globale Analyse hinaus eine detailliertere Untersuchung von Rückkopplungen des Klimasystems zu ermöglichen [Boer und Yu, 2003]. Lokale Rückkopplungsparameter werden entsprechend den dargestellten Formulierungen für globale Rückkopplungsparameter (siehe Gl. 2.1 bis 2.10) definiert. Jedoch werden anstatt der globalen Mittel für den Strahlungsantrieb bzw. die Strahlungsbilanz and der TOA deren regionale Variationen betrachtet.

Daraus ergibt sich in Entsprechung zum globalen Rückkopplungsparameter λ (Gl. 2.1) ein lokaler Rückkopplungsparameter λ^l gemäß

$$\lambda^l = \frac{R^l}{\Delta T} = \frac{B^l - F^l}{\Delta T} \quad (2.16)$$

der die Veränderung der Strahlungsbilanz regional darstellt, jedoch mit der Änderung der globalen Mitteltemperatur skaliert.

In dieser Definition des lokalen Rückkopplungsparameters λ^l wird, wie für den globalen Rückkopplungsparameter, ebenfalls mit der global gemittelten Temperaturänderung skaliert, um unter Anderem die Interpretierbarkeit des lokalen Rückkopplungsparameters in Regionen mit sehr geringer Temperaturänderung zu gewährleisten.

Ebenso wie für die Aufspaltung des globalen Rückkopplungsparameters λ werden gemäss den dargestellten Unterscheidungen von kurz- und langwelligen Strahlungsanteilen und wolkenlosen und bewölkten Bedingungen, lokale Rückkopplungsparameter in Entsprechung zu den Komponenten des globalen Rückkopplungsparameters (Gl. 2.3 bis 2.10) definiert.

So werden etwa für kurz- und langwellige Wolkenrückkopplungen die lokalen Rückkopplungsparameter λ_{WSW}^l und λ_{WLW}^l definiert durch

$$\lambda_{WSW}^l = \frac{R_{WSW}^l}{\Delta T} = \frac{\Delta B_{SW}^l - \Delta B_{CSSW}^l}{\Delta T} \quad (2.17)$$

$$\lambda_{WLW}^l = \frac{R_{WLW}^l}{\Delta T} = \frac{\Delta B_{LW}^l - \Delta B_{CSLW}^l}{\Delta T} \quad (2.18)$$

Es sei angemerkt, dass durch globale Mittelung des lokalen Feedbackparameters der globale Feedbackparameter zu erhalten ist und das die beschriebene Additivität der globalen Rückkopplungsparameter (siehe Gl. 2.11) auch für die lokalen Rückkopplungsparameter gültig ist. Demnach ist:

$$\lambda^l = \lambda_{CS}^l + \lambda_W^l = \lambda_{CSSW}^l + \lambda_{CSLW}^l + \lambda_{WSW}^l + \lambda_{WLW}^l$$

was im folgenden insbesondere für die Auswertungen der Wolkenrückkopplungen von Bedeutung ist (siehe Kp. 5.5). In die Auswertungen der lokalen Rückkopplungsparameter der Wolken (λ_{WSW}^l und λ_{WLW}^l) gehen dabei gemäss den Gleichungen 2.17 und 2.18 nicht die Felder des lokalen Strahlungsantriebs F^l ein.

Kapitel 3

Modellbeschreibung

Die in dieser Arbeit präsentierten Ergebnisse basieren auf Simulationen mit dem gekoppelten Klimamodell **EGMAM** (**E**CHO-**G** mit **M**ittlerer **A**tmosphäre und **M**essy) [Spanghel et al., 2009], welches stratosphärische, troposphärische, und ozeanische Prozesse auch des tiefen Ozeans simuliert.

Das Modell EGMAM ist eine Weiterentwicklung des etablierten Atmosphären-Ozean Zirkulationsmodells ECHO-G [Legutke und Voss, 1999], in dem eine auf die Troposphäre beschränkte Version des Atmosphärenmodells ECHAM-4 [Roeckner et al., 1996] mit dem Ozeanmodell HOPE-G [Wolff et al., 1997] mittels des OASIS-Moduls [Valcke et al., 2000] gekoppelt ist.

Für die Entwicklung von EGMAM wurde anstatt ECHAM-4 eine Version dieses Modells mit mittlerer Atmosphäre (MA-ECHAM-4) an das Ozeanmodell gekoppelt. Der Modelloberrand des Modells ist damit auf dem Druckniveau von 0,01hPa, wodurch auch dynamische Prozesse der Stratosphäre und deren Wechselwirkungen mit der Troposphäre simuliert werden. Dadurch wird insgesamt eine verbesserte Validierung für unterschiedliche atmosphärische Größen erreicht [Hübener et al., 2007].

Das Modell ECHO-G wurde in einer Vielzahl von Projekten zur Klimamodellierung eingesetzt. Dadurch ist das Modell selbst und seine Simulationen unterschiedlichster Klimazuständen gut dokumentiert [Covey et al., 2003, Min et al., 2004, González-Rouco et al., 2006, Cubasch et al., 2006]. Das Atmosphärenmodell ECHAM-4 hat am AMIP teilgenommen [Phillips, 1994] und die mittlere Atmosphärenversion MA-ECHAM-4 wurde für Studien der Dynamik der mittleren Atmosphäre genutzt [Manzini und McFarlane, 1998].

Da die einzelnen Komponenten von EGMAM hinreichend dokumentiert sind, sollen hier neben einigen grundlegenden Informationen insbesondere die für die präsentierten Untersuchungen relevanten Modelldetails wiedergegeben werden. Von besonderer Bedeutung für die simulierten Wolkenrückkopplungen sind das Strahlungsschema für wolkenfreie Atmosphäre, die Wolkenschemata und die Strahlungseigenschaften der Wolken.

3.1 Allgemein

Das **Atmosphärenmodell** ECHAM4-MA von EGMAM basiert auf den primitiven Gleichungen zur Darstellung dynamischer Prozesse. Die prognostischen Größen sind Vorticity, Divergenz, logarithmischer Bodendruck, Temperatur, spezifische Feuchte und das Mischungsverhältnis des Gesamtwolkenwassers (Flüssig- und Eisphase). Die prognostischen Größen („dry physics“) werden im Spektralraum durch eine Reihe von Kugelflächenfunktionen mit einem Abbruch bei der Wellenzahl dreißig (T30) dargestellt. Ausnahmen sind die spezifische Feuchte und das Wolkenwasser, die, sowie nahezu alle parametrisierten Prozesse und nicht-lineare Terme, auf dem zur Wellenzahl 30 assoziiertem Gaußgitter mit einer horizontalen Auflösung von etwa $3,75^\circ$ berechnet werden. Dabei wird der Transport von Wasserdampf und Wolkenwasser numerisch mittels eines semi-Lagrang'schen Schemas [Williamson und Rasch, 1994] berechnet. Vertikal wird die Atmosphäre durch 39 Schichten aufgelöst, wobei die oberste Schicht bei 0,01hPa in einer Höhe von etwa 80km liegt. Es wird ein hybrides Sigma-Druck Koordinatensystem mit irregulär verteilten vertikalen Schichten verwendet [Simmons und Strüfing, 1981] (siehe Abb. 3.1). Die zeitliche Auflösung zur Berechnung der prognostischen Größen beträgt 900 Sekunden. Es wird ein semi-implizites Zeitschrittverfahren verwendet, wobei zusätzlich ein „weak time filter“ benutzt, um das Entkoppeln der Lösungen zweier Zeitlevel zu verhindern [Robert, 1997].

Die Verfahren zur Berechnung der vom Modell aufgelösten, großskaligen Dynamik (dynamischer Kern) und die Parametrierungen der nicht explizit aufgelösten Prozesse des in EGMAM verwendeten mittleren Atmosphärenmodells ECHAM4-MA (39 vertikale Schichten bis 0,01hPa) weichen nur geringfügig von der Standardversion von ECHAM4 (19 vertikale Schichten bis 10hPa) ab. Zu den Abweichungen gehören Änderungen der Schwerewellenparametrisierung, geringfügige Änderungen im Strahlungsschema und in der Vertikaldiffusion [Manzini und McFarlane, 1998]. Darüberhinaus ist die zeitliche Auflösung des Modells von 900 Sekunden im Vergleich zur Standardversion (1800 Sekunden) erhöht, um numerische Stabilität gemäss des Courant-Friedrichs-Lewy (CFL) Kriteriums [Courant et al., 1928] in den höheren Schichten zu gewährleisten. Die Abhängigkeit verschiedener Parameter in ECHAM4 von der zeitlichen und vertikalen Auflösung des Modells [Land et al., 1999] führte notwendig zu Anpassungen verschiedener Wolkenparameter an die Umstellung der vertikalen Auflösung [Spanghel et al., 2009].

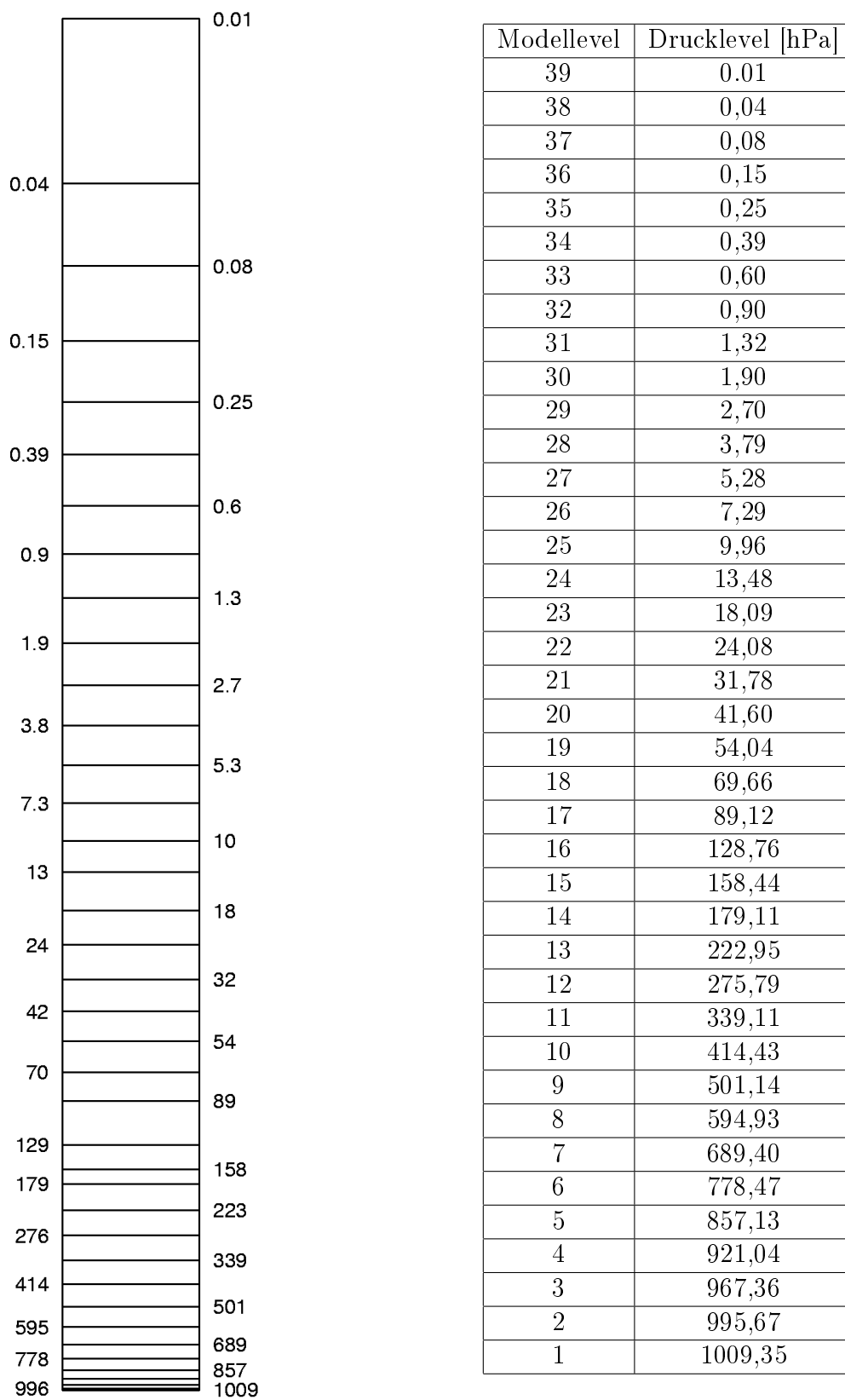


Abbildung 3.1: Vertikalverteilung der Druckniveaus in EGMAM in logarithmische Darstellung (links) und die Nummerierung der Modellevel (rechts).

Das in EGMAM verwendete **Ozeanmodell** ist das globale Zirkulationsmodell HOPE-G [Wolff et al., 1997], welches unter anderem ein thermodynamisches Meereismodul beinhaltet. Das Ozeanmodell HOPE-G verwendet ein gauß'sches Arakawa-E-Gitter mit einer horizontale Auflösung von T42, wobei eine Gitterverfeinerung in niederen Breiten vorliegt. Bei Annäherung an den Äquator wird die meridionale Distanz zweier benachbarter Gitterpunkte bis zu einem Minimum von $0,5^\circ$ verringert. Vertikal ist der Ozean in 20 Schichten (10, 30, 51, 75, 100, 125, 150, 175, 206, 250, 313, 425, 600, 800, 1050, 1450, 2100, 3000, 4000 und 5250 Meter) aufgeteilt, wobei eine Konzentration der Modelllevel im oberen Ozean mit 12 Schichten über 500 Metern Tiefe vorliegt. Das Modellgebiet beinhaltet die Ostsee und das Mittelmeer sowie Hudson- und Buffinbucht. Neben den kontinentalen Landmassen werden fünf weitere Inseln (Svalbard, Island, Neuseeland, Philippinen, Madagaskar) vom Modell aufgelöst. Die prognostischen Variablen des Modells sind die Horizontalgeschwindigkeit, die potentielle Temperatur, Salinität und die Meeresoberflächenhöhe. Zur Berechnung der Dynamik des Ozeans wird die Boussinesq Approximation angewendet. Die nicht-linearen Gleichung für den Horizontalimpuls enthält Parametrisierungen für horizontal bzw. vertikal turbulente Impulsdissipation, wobei die Eddy-Viskosität von der Scheerinstabilität und der lokalen Richardson Zahl abhängt [Pacanowski und Philander, 1981].

Die potentielle Temperatur und die Salinität werden aus Kontinuitätsgleichungen bestimmt, die Parametrisierungen für vertikale und horizontale Eddy-Diffusion enthalten. Alle Parametrisierungen der Diffusion von Temperatur und Salinität sind konservativ bezüglich Wärmeenergie und Salzgehalt. Die Oberflächensalinität wird durch interne dynamische Prozesse, aber auch durch Verdünnung mit externem Frischwasserzufluss durch die Oberfläche bestimmt. Dieser Frischwasserfluss wird aus Niederschlag, Schneeschmelze, Schmelze oder Wachstum von Seeeis, kontinentalem Abfluss und Verdunstung vom Atmosphärenmodell berechnet. Der Wärmefluss an der Oberfläche wird in eisfreien Gebieten vom Atmosphärenmodell bestimmt. Über Eisflächen wird dafür ein Gradientenverfahren verwendet [Parkinson und Washington, 1979].

Die Meeresoberflächenhöhe wird aus der Kontinuitätsgleichung für inkompressible Flüssigkeiten bestimmt, in der linearisierte kinematische Randbedingungen und der Frischwasserfluss durch die Oberfläche berücksichtigt werden. Das thermodynamische Meereismodul, verwendet als prognostische Größen Eisvolumen, Eiskonzentration, Horizontalgeschwindigkeit des Eises (u,v) und Schneevolumen. Das Modell HOPE-G gibt die beobachteten Strömungen, Temperatur und Salinitätsklimatologien des Ozeans angemessen wieder [Legutke und Maier-Reimer, 1999].

Die **Kopplung** des Atmosphären- mit dem Ozeanmodell wird von dem Kopplungsmodul OASIS 2.4 durchgeführt. Dabei werden verschiedene Felder und Flüsse zwischen den Modellen ausgetauscht. ECHAM4-MA erhält die Oberflächenfelder vom Ozean und berechnet die resultierenden Flüsse zwischen den Modellen. Die Felder, die zwischen HOPE-G und ECHAM4-MA übergeben werden, sind [Legutke und Voss, 1999]:

- die Ozeanoberflächentemperatur (SST)
- die effektive Meereisdicke (SIT)
- die Seeeiskonzentration (SIC)
- die Schneehöhe (SNT)

Die Flüsse an der Oberfläche des Ozeans, die von ECHAM4-MA berechnet und dem Ozeanmodell übergeben werden, sind:

- Impulsflüsse (Scherung)
- Frischwasserflüsse (fest, flüssig)
- Wärmeflüsse (konduktiv, sensibel, latent)
- solare Strahlung

Für die Übergabe der Felder zwischen den Modellen ist eine Interpolation zwischen den jeweilig verwendeten Modellgitter notwendig. Das atmosphärische T30 Gaußgitter ist im Vergleich zum verwendeten T42 Arakawa-E-Gitter des Ozeanmodells weit weniger fein aufgelöst. Das gilt im speziellen für tropische Bereiche, in denen das Ozeangitter besonders hochauflösend ist und sich bis zu 40 Ozeanzellen unterhalb einer Atmosphärenzelle befinden können. Für den Austausch der Felder zwischen Atmosphäre und Ozean wird ein auf Flächenmittel basierendes Schema zur Interpolation der Felder für SST, SIT, SIC, SNT verwendet. Dabei wird einer Atmosphärenzelle das gewichtete Flächenmittel der darunter liegenden Ozeanzellen, gemäß deren relativer Fläche im Überlappungsbereich, übergeben.

3.2 Wolkenparametrisierung

3.2.1 Cumuluskonvektion

Die Freisetzung latenter Wärme durch Cumuluskonvektion ist der dominante Prozess für den Transport von latenter Energie von der Erdoberfläche in die obere tropische Troposphäre. Durch die Hadleyzirkulation wird diese polwärts transportiert, wobei die Hadleyzirkulation selbst primär durch Konvektion und der daraus resultierenden diabatische Erwärmung angetrieben wird. Dadurch reguliert die Konvektion maßgeblich die Strukturen der Temperatur- und Feuchteverteilung der Atmosphäre, womit es für Klimamodelle von entscheidender Bedeutung ist die Cumuluskonvektion adäquat abzubilden (siehe z.B. [Webster und Stephens, 1984, Randall, 1989]).

Da Klimamodelle im Allgemeinen aber nur Skalen oberhalb der Cumuluskala auflösen, wird der Einfluss eines Ensembles von Cumuluswolken innerhalb einer Gitterzelle als Funktion der aufgelösten Prozesse und Größen beschrieben. Das dafür in EGMAM verwendete Konvektionsschema basiert auf einem derartigem Massenflussschema nach Tiedke [Tiedke, 1989]. In diesem Schema werden die Beiträge der Konvektion innerhalb einer Gitterzelle zu den großskaligen Budgets von Wärme, Feuchte und Impuls durch ein Ensemble von auf- und absteigenden Wolken repräsentiert, welches sich in einem dynamischen Gleichgewicht befindet.

Die integralen vertikalen Transportgleichungen für Masse, Wärme, Feuchte, Wolkenwasser und Impuls eines Wolkenensembles im Modell sind [Tiedke, 1989]:

$$\begin{aligned}
 \frac{\delta M_u}{\delta z} &= E_u - D_u \\
 \frac{\delta}{\delta z}(M_u s_u) &= E_u \bar{s} - D_u s_u + L \bar{\rho} c_u \\
 \frac{\delta}{\delta z}(M_u q_u) &= E_u \bar{q} - D_u q_u - \bar{\rho} c_u \\
 \frac{\delta}{\delta z}(M_u l_u) &= -D_u l_u + \bar{\rho} c_u - \bar{\rho} P_u \\
 \frac{\delta}{\delta z}(M_u u_u) &= E_u \bar{u} - D_u u_u \\
 \frac{\delta}{\delta z}(M_u v_u) &= E_u \bar{v} - D_u v_u
 \end{aligned} \tag{3.1}$$

wobei das Subskript u Konvektionsvariablen und Querstriche großskalige (Gitterbox) Variablen kennzeichnen. M ist Masse, E ist Entrainment¹, D ist Detrainment, $s = c_p T + gz$ die trocken statische Energie, ρ Dichte der Luft, q ist die spezifische Feuchte, l ist das Mischungsverhältnis des Wolkenwassers, c ist die Freisetzung von

¹Als Entrainment wird das Einmischen von Umgebungsluft in die Konvektionszelle bezeichnet. Detrainment hingegen bezeichnet den entgegengesetzten Prozess des Auströmens von Luft aus der Konvektionszelle in die Umgebung

latenter Wärme durch Kondensation, u und v sind die Komponenten des horizontalen Windvektors und P_u bezeichnet die Konversionsrate von Wolkenwasser zu Regen in Aufwinden, was eine empirisch ermittelte Größe ist (siehe Kap. 4.1).

Im Modell wird grundsätzlich zwischen drei Typen von Konvektion unterschieden:

- tiefe Konvektion: Konvektion bei instabiler Schichtung, die bis tief in die obere Troposphäre hineinreicht.
- mittlere Konvektion: Konvektive Zellen, die das Level der freien Konvektion nicht in der Grenzschicht haben, sondern in höheren Schichten. Typischerweise tritt mittlere Konvektion im Bereich der Warmfronten extratropischer Zyklonen auf.
- flache Konvektion: Konvektion, die ohne großräumige konvergente Flüsse von turbulentem Feuchtetransport in der Grenzschicht angetrieben wird und nicht hochreichend ist. Typische Vorkommen von flacher Konvektion sind Passatwindcumuli unterhalb von Absinkinversion oder Tageskonvektion über Land.

Die Schließungen des verwendeten Schemas für die unterschiedliche Konvektionsklassen beruhen auf den Arbeiten von Tiedke [Tiedke, 1989] und Modifikationen von Nordeng [Nordeng, 1994] für die tiefe Konvektion. Für diese wird, im Gegensatz zur Originalversion nach Tiedke, nicht die Feuchtekonvergenz benutzt, sondern eine CAPE-Schließung (**C**onvective **A**vailable **P**otential **E**nergy). Dabei wird angenommen, dass vorhandene potentielle konvektive Energie, die dem vertikal integrierten Auftrieb entspricht, in einer charakteristischen Zeit τ durch Konvektion abgebaut wird. Für die mittlere Konvektion werden in EGMAM, wie im Originalschema von Tiedke, die großräumige Feuchtekonvergenz und der Vertikalimpuls zur Schließung verwendet. Ebenfalls nach Tiedke wird für die flache Konvektion die Schließung durch die Menge an Feuchte aus dem turbulenten Massenfluss von der Grenzschicht bestimmt.

Wie aus den Transportgleichungen (1) - (6) hervorgeht, sind Entrainment und Detrainment von entscheidender Bedeutung für den vertikalen Massentransport durch Konvektion. Entrainment bezeichnet die Luftzufuhr in Wolken, wenn diese im Falle von Auftrieb aufwärts beschleunigt werden. Dahingegen bezeichnet Detrainment das Ausströmen von Luft aus der Konvektionszelle in die Umgebung.

Das Gesamtentrainment lässt sich als Summe von turbulentem (t) und organisiertem (o) Entrainment beschreiben [Tiedke, 1989]:

$$E = E^t + E^o$$

Organisiertes Entrainment/Detrainment

Die Entrainmentrate (Detrainmentrate) ϵ (δ) bei organisiertem Entrainment (Detrainment) werden aus prognostischen Größen bestimmt und hängen insbesondere von der Stärke des Auftriebs ab [Roeckner et al., 1996].

Für das Absinken wird ein dem Auftrieb entsprechender Satz von Gleichungen verwendet, um die Beiträge von absinkender Luft für die großräumigen Bilanzen zu bestimmen [Tiedke, 1989]. Der integrale Massenfluss durch Absinken wird dabei als direkt proportional zum konvektiven Massenfluss angenommen, wobei ein konstanter Proportionalitätsfaktor von -0,2 vorgegeben wird.

Turbulentes Entrainment

Durch Turbulenz an den Rändern von Konvektionszellen, kommt es zu einer Durchmischung mit Umgebungsluft, die einen zusätzlichen Massenzufluß in die Konvektionszelle darstellen. Dieser Effekt wird in EGMAM nach Turner parametrisiert [Turner, 1963], wobei sich das turbulente Entrainment E_u^t als fester Anteil vom konvektiven Massenfluss M_u aus dem Wolkenradius R_u ergibt:

$$E_u^t = \epsilon_u M_u \quad (3.2)$$

$$\epsilon_u = \frac{0,2}{R_u}$$

Unter der Annahme jeweils typischer Wolkengrößen [Wiggert, 1969, Simpson, 1971, T.Nitta, 1975] werden unterschiedliche Entrainmentraten (ϵ_{ut} , ϵ_{um} , ϵ_{uf}) für tiefe, mittlere und flache Konvektion aus dieser Beziehung abgeleitet.

Detrainment für flache Konvektion

Die Vertikalstruktur der konvektiven Flüsse über dem Level der freien Konvektion wird bei flacher Konvektion wesentlich durch das Eindringen von Cumuluswolken in Niveaus oberhalb des Gleichgewichts, durch sogenanntes dynamisches Überschießen, bestimmt [T.Nitta, 1975]. Damit beschreibt man Luftpakete, die nach konvektivem Aufstieg das Niveau erreicht haben, in dem sie soweit abgekühlt sind, dass sie ihren Auftrieb verlieren, jedoch aufgrund ihres Impulses über das Gleichgewichtsniveau hinaus weiter aufsteigen. Für das in EGMAM implementierte Wolkenensemble wird angenommen, dass ein fester Anteil β eines konvektiven Wolkenensembles durch das Gleichgewichtsniveau k überschießt und erst in der nächst höheren Modellschicht $k+1$ in die Umgebung ausströmt:

$$D_u = \frac{\beta(M_u)_k}{\delta z} \quad (3.3)$$

$$D_u = \frac{(1 - \beta)(M_u)_{k+1}}{\delta z}$$

Der Parameter β ist ein Tuningparameter, der auf empirischen Beobachtungen beruht. Durch diesen Parameter wird die Dichte und damit die optischen Eigenschaften von Wolken (siehe Kap. 3.3.1) der unteren Atmosphäre maßgeblich beeinflusst.

3.2.2 Stratiforme Wolken

Das Schema zur Beschreibung stratiformer Wolken basiert auf den Arbeiten von Sundqvist [Sundqvist, 1978, Sundqvist et al., 1989]. Der verwendete Formalismus berücksichtigt den partiellen Bedeckungsgrad b innerhalb einer Gitterzelle, welcher als nicht-lineare Funktion der relativen Feuchte parametrisiert ist. Dabei beginnt der Wolkenbildungsprozess erst wenn ein kritischer Wert der mittleren relativen Feuchte r der Gitterzelle erreicht ist.

Für $r > r_0$, wobei $r_0 < r_{sat}$ ein subgitterskaliger Kondensationsschwellwert und r_{sat} der Sättigungswert ist, wird der Bedeckungsgrad b beschrieben durch

$$b = 1 - \sqrt{1 - b_0}$$

mit

$$b_0 = \frac{r - r_0}{r_{sat} - r_0} \quad (3.4)$$

und $b = 0$ für $r \leq r_0$.

Vorhandene Wolken werden im Fall $r < r_0$ durch Verdunstung ausgedünnt [Röckner, 1995]. Der Kondensationsschwellwert r_0 wird nach Experimenten mit hoch aufgelösten Cumulusmodellen [Xu und Kruger, 1991] parametrisch als Funktion des Drucks dargestellt

$$r_0(p) = r_{0,top} + (r_{0,surf} + r_{0,top} e^{[1 - (\frac{p_s}{p})^4]})$$

dabei ist p der Druck, p_s der Oberflächendruck, $r_{0,top} = 0.6$ und $r_{0,surf} = 0.99$ sind Maximum und Minimum der Werte für r_0 .

In dem verwendeten Schema werden als Quellterme für Wolkenwasser auch konvektive Prozesse berücksichtigt, wie etwa das Detrainment am Oberrand von Cumuluswolken, dass durch Berechnungen des Konvektionsschemas (siehe Kap. 3.2.1) bestimmt wird. Für Wolken auf unterschiedlichen, nicht benachbarten vertikalen Niveaus wird zufällige Überlappung, für benachbarte Niveaus maximale Überlappung angenommen.

Die Gleichungen für Wasserdampf (q_v) und Wolkenwasser (q_w , Flüssig- und Eisphase zusammen) bei partiellem Bedeckungsgrad b ergeben sich zu:

$$\frac{\delta q_v}{\delta t} = R(q_v) - bU_c - (1 - b)U_0 + (1 - b)E_0$$

$$\frac{\delta q_w}{\delta t} = R(q_w) + bU_c + (1 - b)U_0 - bP_c$$

wobei $R(q_v)$ und $R(q_w)$ die Summen über alle Transportterme von q_v und q_w sind, also Advektion, Turbulenz und Konvektion (Detrainment am Oberrand von Cumuluswolken) beinhalten. Die Subskripte c und 0 bezeichnen den bewölkten („ c “) bzw. wolkenlosen („ 0 “) Teil der Gitterzelle. Die Terme U_c und U_0 sind mikrophysikalische Terme, wobei $U_c > 0$ die Kondensation von Wasserdampf, $U_c < 0$ die Verdunstung

von Wolkenwasser und $U_0 < 0$ Verdunstung von in den wolkenlosen Teil transportiertem Wolkenwasser beschreibt. Desweiteren bezeichnet E_0 die Verdunstung von Regen, der in den wolkenfreien, ungesättigten Teil der Gitterzelle fällt und P_c das Ausfallen von Niederschlag durch Koaleszenz von Wolkenröpfchen bzw. Sedimentation von Eiskristallen.

Die Flüssig- und Eisanteile q_f und q_e am gesamten Wolkenwassergehalt q_w bei Bedeckungsgrad b werden bestimmt durch:

$$q_c = \frac{q_w}{b}$$

$$q_c = q_f + q_e$$

Die Entstehung von Niederschlag P_c durch Koaleszenz von Wolkenröpfchen P_{cf} und die Sedimentation von Eiskristallen P_{ce} ergibt sich aus:

$$P_c = P_{cf} + P_{ce}$$

Insgesamt berücksichtigt die Koaleszenzrate von Wolkenröpfchen P_{cf} die Autokonversion von Wolkenröpfchen zu ausfallenden Regentropfen in exponentieller Form [Sundqvist, 1978], wie auch Kollisionen der Wolkenröpfchen mit den größeren, fallenden Regentropfen [Smith, 1990]:

$$P_{cf} = q_f(C_0[1 - e^{-\frac{q_f}{q_r}}]) + C_1\langle P \rangle \quad (3.5)$$

wobei $\langle P \rangle$ die Regenflussdichte am Oberrand der entsprechenden Modellschicht meint. C_0, C_1 und q_r sind mikrophysikalische Größen, welche die Effizienz der Regenbildung und damit die Lebensdauer der Wolken steuern.

Das Ausfallen von Eiskristallen als Sedimentationsprozess lässt sich durch die Divergenz der Eiswaasserflussdichte P_{ce} beschreiben, welche berechnet wird aus:

$$P_{ce} = g \frac{\delta}{\delta p} (v_t \rho_L q_{ew})$$

Dabei ist g die Erdbeschleunigung, ρ_L die Dichte der Luft und v_t die Geschwindigkeit mit der die Eiskristalle ausfallen. Nach Beobachtungsdaten von Heymsfield aus dem Jahre 1977 [Heymsfield, 1977] kann die Ausfallgeschwindigkeit v_t in Abhängigkeit von der Luftdichte ρ_L und des Eisgehalts q_{ew} durch:

$$v_t = \alpha(\rho_L q_e)^\beta \quad (3.6)$$

parametrisiert werden. Dabei sind α und β empirische Konstanten.

3.3 Das Strahlungsschema

3.3.1 Strahlungseigenschaften der Wolken

Nach den Berechnungen der Wolkenschemata werden der „Liquid water path“ (LWP) und der „Ice Water Path“ (IWP) für alle Säulen bestimmt, in denen sich Wolken befinden. Diese Größen stellen das vertikal integrierte Flüssigwasser- bzw. Eisvorkommen in der Wolkenschicht dar. Aus ihnen werden die optischen Eigenschaften von Wolken und die effektive Transmissivität für langwellige Strahlung der Wolken abgeleitet, die die Beiträge der Wolken zum Strahlungshaushalt der Atmosphäre festlegen.

Strahlungseigenschaften der Wolken im kurzwelligen Bereich

Die Strahlungseigenschaften von Wolken (Reflexivität und Transmissivität) im kurzwelligen Anteil des solaren Spektrums lassen sich aus drei Wolkeneigenschaften bestimmen (siehe z.B. [Goody und Yung, 1995]):

1. die optische Dicke δ der Wolke, die angibt wie viel Strahlung auf einer Wegstrecke durch die Wolke verloren geht
2. die Einfachstreueralbedo ω , welche das Verhältnis von Streu- und Extinktionskoeffizienten (Summe aus Absorption und Streuung) darstellt
3. dem Asymmetriefaktor g , der die Richtungsabhängigkeit von Streuprozessen des Lichts in der Wolke beschreibt

Die optische Dicke δ , die Einfachstreueralbedo ω und der Asymmetriefaktor g von Wolken bestehend aus Wolkentropfen (l) und (oder) Eiskristallen (i) wird bestimmt aus:

$$\delta_l = a_0 r_{el}^{a_1} \cdot LWP$$

$$\delta_i = a_0 r_{ei}^{a_1} \cdot IWP$$

$$\omega = \sum_{n=0}^3 b_n (\log r_e)^n$$

$$g = \sum_{n=0}^4 c_n (\log r_e)^n$$

Die in die Berechnungen eingehenden effektiven Radien der Wolkentropfen (r_{el}) und der Eiskristalle (r_{ei}) werden dabei in Abhängigkeit von ihrem Flüssig- und Eiswassergehalts parametrisiert [Röckner, 1995].² Die jeweiligen Regressionskoeffizienten (a_0 und a_1) basieren auf Ergebnisse hoch aufgelöster Mie-Theorie Berechnungen [Mie,

²Die Tröpfchendichte der Wolken an der Erdoberfläche wird fest vorgegeben und eine exponentielle Abnahme mit der Höhe angenommen

1908, Rockel et al., 1991]. Dafür wird für die im Modell verwendeten Spektralbereiche mit Gewichtung nach der Planckfunktion gemittelt.

Für Wolken in gemischter Phase (flüssig- und eisförmig) werden die optische Dicke δ_m , die Einzelstreueralbedo ω_m und der Asymmetriefaktor g_m wie folgt definiert [Stephens et al., 1990]:

$$\begin{aligned}\delta_m &= \delta_l + \delta_i \\ \omega_m &= \frac{\omega_l \delta_l + \omega_i \delta_i}{\delta_l + \delta_i} \\ g_m &= \frac{\omega_l \delta_l g_l + \omega_i \delta_i g_i}{\omega_l \delta_l + \omega_i \delta_i}\end{aligned}$$

Strahlungseigenschaften der Wolken im langwelligen Bereich

Für den langwelligen, terrestrischen Anteil des Strahlungsspektrums wird die Tröpfchenabsorption durch eine Emissivitätsformulierung berechnet. Analog zum kurzwelligen Strahlungsbereich werden die Absorptionskoeffizienten $K_{l,i}$ für Flüssig- und Eiswolken als Funktion des effektiven Radius r_e parametrisiert [Stephens et al., 1990]. Die Absorptionskoeffizienten werden demnach bestimmt durch:

$$K_{l,i} = d_0 + d_1 e^{-d_2 r_e}$$

Die Regressionskoeffizienten d_0 , d_1 , und d_2 sind aus empirischen Daten abgeleitet [Francis et al., 1994].

Die Transmissivität $T_{l,i}$ von Schichten mit Flüssig- bzw Eiswolken mit zugehörigem LWP bzw. IWP ergibt sich dann aus:

$$T_l = e^{-K_l \cdot LWP}$$

$$T_i = e^{-K_i \cdot IWP}$$

Die Transmissivität von Wolken in gemischter Phase ist definiert als:

$$T_m = T_l T_i$$

und die Gesamtemissivität der Wolken einer Schicht mit partieller Wolkenbedeckung b , die Flüssig- und Eiswolken enthält, ergibt sich aus:

$$\epsilon = b(1 - T_m)$$

3.3.2 Strahlungstransport in der Atmosphäre

Das Strahlungsschema ist eine überarbeitete Version eines Schemas, welches zuvor bereits im ECMWF-Modell implementiert und dokumentiert wurde [ECMWF Research Department, 1991]. Kurz- und langwellige Strahlungsflüsse werden 120-minütig neu berechnet und aus ihren Divergenzen die zugehörigen Heizraten abgeleitet.

Die solare **kurzwellige Strahlung bei wolkenlosen Bedingungen** wird nach den Arbeiten von Fouquart und Bonnel [Fouquart und Bonnel, 1980] parametrisiert. Dabei wird die solare Strahlung durch Wasserdampf, Kohlendioxid, Sauerstoff und Ozon molekular absorbiert und an Molekülen (Rayleigh-Streuung) gestreut.

Das kurzwellige Strahlungsspektrum (250 bis 4000 nm) wird in zwei Intervallen dargestellt: der sichtbare Anteil von 250 bis 680 nm und den nah-infraroten Anteil von 680 bis 4000 nm. Dabei wird die gesamte solare Einstrahlung nach einem konstantem Verhältnis von 44:56 zwischen dem sichtbaren und dem nahinfraroten Bereich aufgeteilt. Das Modell berücksichtigt den Tagesgang und den saisonalen Zyklus durch Variation des Zenitalwinkels θ der Sonne.

Im Modell wird die Photonenpfadmethode angewandt, um die Parametrisierung der Streuprozesse von denen der Absorption durch Moleküle zu separieren und eine entsprechende Formulierung für Strahlungsbande $\Delta\nu$ eingeführt [Roeckner et al., 1996].

Aufwärts- und abwärts gerichtete Flüsse werden unter Berücksichtigung der aus den Strahlungstransportgleichung für diffuse Strahlung [Fouquart und Bonnel, 1980] abgeleiteten Reflektivitäten und Transmissivitäten der N vertikalen Modellschichten bestimmt zu:

$$F^\downarrow(j) = F_0 \prod_{k=j}^N T_b(k)$$

$$F^\uparrow(j) = F^\downarrow(j) R_t(j-1)$$

wobei $R_t(j)$ und $T_b(j)$ die Reflektivität am Oberrand und die Transmissivität am Unterrand der j -ten Schicht bezeichnen, die in Abhängigkeit von optischer Dicke und Einfachstreuung bestimmt werden.

Die Berücksichtigung von **Wolken bei der Berechnung des kurzwelligen Strahlungsflusses** geschieht durch die Modifikation der in die Berechnung des Strahlungsflusses eingehenden Reflektivitäten und Transmissivitäten. R_t und T_b werden für Niveaus in denen partieller Bedeckungsgrad b gegeben durch:

$$R_t = bR_w + (1-b)R_{wf}$$

$$T_b = bT_w + (1-b)T_{wf}$$

wobei die Subskripte w und wf die bewölkten bzw wolkenfreien Anteile referenzieren. R_w und T_w werden aus deren optischen Eigenschaften abgeleitet (siehe Kap. 3.3.1).

Die Berechnungen für **langwellige Strahlung bei wolkenlosen Bedingungen** basiert auf einem Breitband Strahlungsemissivitätsmethode [Morcrette und Fourquart, 1985, Morcrette et al., 1986] für sechs Strahlungsbanden, die das Spektrum von Null bis 2820 cm^{-1} abdecken [Roegner et al., 1996]. Dabei entsprechen die sechs Spektralbereiche den atmosphärischen Fenstern und den berücksichtigten Absorptionsbanden von Wasserdampf, Kohlendioxid, Methan, Stickstoffdioxid und Ozon. Das verwendete Wasserdampfkontinuum berücksichtigt temperaturgewichtete Absorption vom e-Typ und ein bandabhängiges Verhältnis von Absorption vom (p-e)-Typ zur Absorption vom e-Typ [Giorgetta und Wild, 1995]. Das zugrunde liegende Modell für den Strahlungstransfer durch die Atmosphäre basiert auf den aufwärts (\uparrow) und abwärts (\downarrow) gerichteten Komponenten des monochromatischen Flusses F_ν zur Wellenzahl ν . Dabei wird eine nicht streuende Atmosphäre in einem lokalen thermodynamischem Gleichgewicht angenommen:

$$F_\nu^\uparrow(p) = [B_\nu(T_s) - B_\nu(T_a)]t_\nu(p_s, p; r) + B_\nu(T_p) - \int_{p_s}^p t_\nu(p', p; r)dB_\nu$$

$$F_\nu^\downarrow(p) = [B_\nu(T_{top})]t_\nu(p, 0; r) + B_\nu(T_p) - \int_p^0 t_\nu(p, p'; r)dB_\nu$$

Dabei ist B_ν die Planckfunktion, T ist Temperatur (wobei die Subskripte s, a, p and top sich auf Oberfläche, Oberflächenluft, Drucklevel und Modelloberrand beziehen), $t_\nu(p, p'; r)$ ist die Transmissionsfunktion für einen vertikalen Atmosphärenabschnitt zwischen den Druckniveaus p und p' , welche in Richtung θ evaluiert wird, womit $r = \sec(\theta)$ der Diffusionsfaktor ist.

Die Berücksichtigung von **Wolken bei der Berechnung des langwelligen Strahlungsflusses** durch die Atmosphäre wird nach den Arbeiten von Washington und Williamson vorgenommen [Washington und Williamson, 1977]. Dabei werden zunächst die dargestellten Berechnungen für die wolkenfreie Atmosphäre durchgeführt, so dass die aufwärts bzw. abwärts gerichteten thermische Strahlungsflüsse in den wolkenfreien Schichten bereits bekannt sind. Der Strahlungsfluss durch die Schichten in denen sich Wolken befinden wird dann gemäss den vorher bestimmten Transmissivitäten der Wolken (siehe Kap. 3.3.1) neu berechnet. Aus diesen Flüssen und den zuvor bestimmten Transmissivitäten der wolkenfreien Schichten wird der thermische Strahlungsfluss der gesamten Säule (mit semi-transparenten, partieller Bedeckung und/oder Multi-Niveau Wolken) der Atmosphäre bestimmt. Dabei wird die Überlappung von Wolken als zufällig angenommen. Nur für Wolken in vertikal angrenzenden Schichten wird die maximale Überlappung angenommen.

Kapitel 4

Methodikentwicklung

4.1 Erzeugung des Ensembles

Zur Untersuchung der Parameterunsicherheit in der Klimasensitivität und einzelner Rückkopplungsprozesse des Klimamodells EGMAM wird ausgehend von der Standardversion des Modells durch Parametervariation ein Ensemble von dreißig Modellversionen erzeugt. Die einzelnen Ensemblemitglieder unterscheiden sich in den Werten von einem oder mehreren von fünf verschiedenen, für die Klimatologie des EGMAM-Modells wichtigen Wolkenparameter. Es handelt sich dabei um Parameter zur Beschreibung subgitterskaliger Wolkenprozesse, die nicht explizit aus den prognostischen Größen des Modells abgeleitet werden können. Die Werte dieser in die Differentialgleichungen der Wolkenschemata eingehenden Parameter sind teilweise empirisch bestimmt oder aber aus statistischen Annahmen abgeleitet. In dieser Arbeit wird die Parameterunsicherheit für verschiedene konvektive und stratiforme Wolkenprozesse auf Grundlage dieses 30-Mitglieder Perturbed-Physics-Ensembles (PPE) untersucht.

4.1.1 Störungsparameter im Konvektionsschema

Die im Konvektionsschema (siehe Kap. 3.2.1) gestörten Parameter sind die Raten für Konversion von Wolkenwasser zu Regen in Aufwinden P_u (siehe Gl. 3.1; im Folgenden KONV) und turbulentes Entrainment ϵ_{uf} bei flacher Konvektion (siehe Gl. 3.2; im Folgenden ENTR) sowie der Anteil β der Wolken, die bei Konvektion durch das Gleichgewichtsniveau in die nächst höhere Schicht überschießt (siehe Gl. 3.3; im Folgenden ÜBER).

Begründung für die Auswahl der Störungsparameter im Konvektionsschema:

- **Die Konversionsrate von Wolkenwasser zu Regen in Aufwinden**
Die Konversionsrate von Wolkenwasser zu Regen in konvektiven Aufwinden (KONV; P_u in Gl. 3.1) beeinflusst die Effizienz des konvektiven Vertikaltransports von Flüssigwasser aus niederen in höhere Schichten der Atmosphäre

re. Dadurch wird die Größe von Ambosswolken am Oberrand der Konvektion und die Entstehung von Cirrusbewölkung beeinflusst. Durch Variation dieses Parameters können potentiell die Unsicherheiten von Wolkenrückkopplungen im Zusammenhang mit Ambosswolken, wie etwa dem Iriseffekt [Lindzen et al., 2001] oder Cirrusbewölkung [Lohmann und Roeckner, 1995] abgetastet werden.

- ***Die Rate für turbulentes Entrainment bei flacher Konvektion***

Die Entrainmentrate für flache Konvektion (**ENTR**; ϵ_{uf} in Gl. 3.2) beeinflusst den Feuchtigkeitstransport aus den unteren Schichten der Troposphäre insbesondere in den konvektiv aktiven tropischen Region. Eine Vielzahl von Untersuchungen hat gezeigt, dass im Speziellen Veränderungen der Wolken im tropischen Grenzschichtbereich einen Großteil der Unsicherheit in den Wolkenrückkopplungen in MMEs [Bony und Dufresne, 2005] und ebenfalls in den PPE-Untersuchungen mit den Hadley Centre Modellen [Webb et al., 2006] ausmachen. Damit erklärt die Unsicherheit in diesem empirischen Parameter potentiell auch einen Großteil der unterschiedlichen Veränderungen der tropische Grenzschichtbewölkung und deren Beitrag zu den Wolkenrückkopplungen in Klimamodellen.

- ***Der Anteil der über das Gleichgewichtsniveau überschüssenden Wolken***

Der Anteil der Wolken, der über das thermischodynamische Gleichgewichtsniveau hinaus überschiesst (**ÜBER**; β in Gl. 3.3), beeinflusst wesentlich die Form der am Oberrand der Konvektion entstehenden Ambosswolken und dadurch auch deren Strahlungseigenschaften [Roca und Ramanathan, 1997]. Durch das Überschieszen von Wolken wird so die Verteilung des durch Konvektion transportierten Wolkenwassers in unterschiedliche vertikale Schichten der Atmosphäre beeinflusst und in der Folge auch dessen dynamischer Transport in unterschiedliche Regionen der Troposphäre und unteren Stratosphäre [Grosvenor et al., 2007].

4.1.2 Störungsparameter im Schema für stratiforme Wolken

Die im Schema für stratiforme Wolken (siehe Kap. 3.2.2) gestörten Parameter sind der empirische Parameter α zur Berechnung der Ausfallgeschwindigkeit v_t von Eiskristallen und damit zur Bestimmung der Sedimentationsrate von Eiskristallen aus stratiformen Wolken (siehe Gl. 3.6; im folgenden EIS) und die mikrophysikalische Größe C_0 zur Berechnung der Koaleszenzrate P_{cf} von Wolkentropfen (siehe Gl. 3.5; im folgenden REGEN).

Begründung für die Auswahl der Störungsparameter im Schema für stratiforme Wolken:

- **Die Ausfallgeschwindigkeit von Eiskristallen aus Wolken**
 Die Ausfallgeschwindigkeit von Eiskristallen (**EIS**; α in Gl. 3.6) und die damit verbundene Sedimentationsrate von Eiskristallen aus Cirruswolken beeinflussen die Dichte und Lebensdauer dieses Wolkentyps. Dadurch werden die Strahlungseigenschaften von Cirruswolken und der Treibhauseffekt dieses Wolkentyps massgeblich beeinflusst. Durch das Absinken von Eiskristallen in tiefere Schichten wird auch der Bergeron-Findeisen Prozess ausgelöst, der das Wirken von Eiskristallen als Kondensationskerne in Flüssigwasserwolken beschreibt. Damit wird über den EIS-Parameter auch dieser für die Unsicherheit in Wolkenrückkopplungen wichtige Prozess [Yao und Genio, 1999] erfasst.
- **Die Koaleszenzrate von Wolkentröpfchen**
 Die Koaleszenzrate von Wolkentröpfchen (**REGEN**; C_0 in Gl. 3.5) beschreibt das mittlere Anwachsen der Tröpfchengröße in Flüssigwasserwolken der mittleren und unteren Troposphäre. Dadurch wird die Effizienz der Regenbildung in den entsprechenden Wolkentypen beeinflusst und damit auch deren Flüssigwassergehalt und Lebensdauer. Durch Variation dieses Parameters werden Unsicherheiten bei den Veränderungen der Albedo von stratiformen, häufig extra-tropischen Wolkenystemen, untersucht [Williams und Tselioudis, 2007].

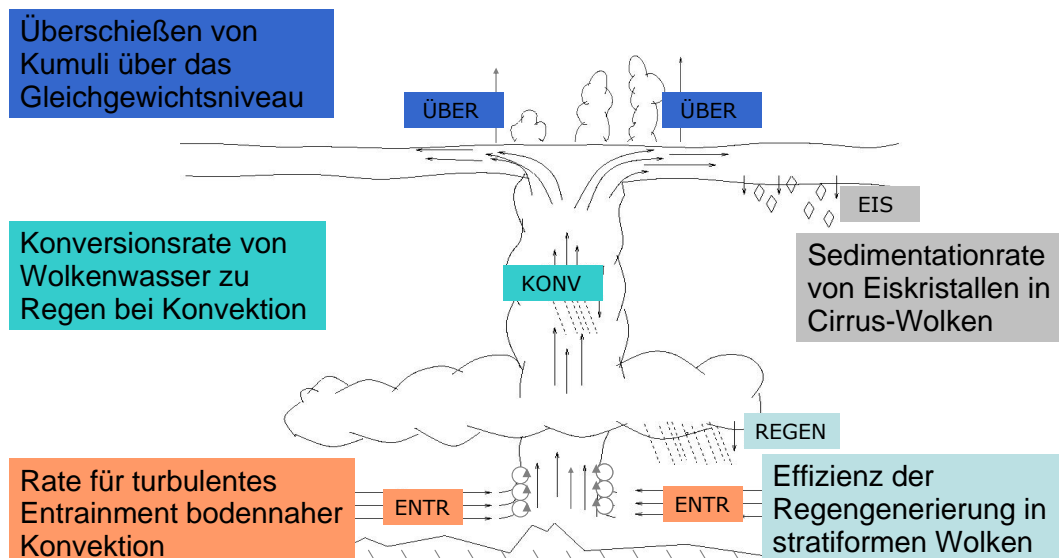


Abbildung 4.1: Schematische Darstellung der Störungsparameter, wobei die Parameter des Konvektionsschemas links und die Parameter zur Beschreibung stratiformer Wolken rechts angeordnet sind.

4.1.3 Sampling

Für das Sampling der Unsicherheit in den Werten der fünf Störungsparameter wird im Rahmen physikalischer Plausibilität ein maximaler- bzw. minimaler Wert eines jeden Parameters gewählt. Die Wahl dieser Werte geht zurück auf die Einschätzungen der Autoren des Modells [Roeckner, 2006, pers. Komm.] und wurden darüber hinaus in Sensitivitätsstudien getestet und zum Teil angepasst [Niehörster et al., 2006]. Dabei wurde für die Parameterstörungen keine strikte Validierung vorgenommen, sondern nur ein mildes Ausschlusskriterium von einer globalen gemittelten 2-Meter-Temperatur von über 15,5 K oder unter 12,5 K für den vorindustriellen Klimazustand festgelegt. Dieses Verfahren entspricht letztendlich dem Gedanken des "Detunings" [Stocker, 2004] und lässt für die Quantifizierung der Unsicherheit in Klimaänderungssimulationen einen weiten Spielraum von möglichen Modellösungen zu.

Parameter	hoch	Standard	niedrig
ENTR	$6 \cdot 10^{-4}$	$3,75 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$
ÜBER	0,15	0,08	0,05
KONV	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$3,75 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$
EIS	6,58	4,11	3,29
REGEN	$5 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$

Tabelle 4.1: Maximale, standard (EGMAM-Werte) und minimale Werte der fünf Störungsparameter für die Generierung des EGMAM-PPEs.

Das Sampling besteht aus zehn Einzelparametervariationen und zwanzig Multiparameterstörungen. Dabei wird für die Einzelparametervariationen jeweils nur ein Parameter auf den entsprechenden hohen oder niedrigen Wert gesetzt. Alle zehn möglichen Einzelparametervariationen sind in dem verwendeten Sampling enthalten. Die weiteren 20 Multiparameterstörungen werden gemäß einem stratifizierten Monte-Carlo Sampling generiert [Rubinstein, 1981]. Dafür werden zufällig zehn 5-Tupel aus hohen und niedrigen Werten und zehn 5-Tupel aus hohen, niedrigen und Standardwerten erstellt. Für das Sampling des gewählten Parameterraumes wird für die Verteilungsfunktion der Parameterwerte die Gleichverteilung, sowie deren Unkorreliertheit angenommen. Das verwendete Samplingverfahren findet in ähnlicher Form auch in anderen PPE-Studien Verwendung [Murphy et al., 2004, Stainforth et al., 2005].

Modellversion	ENTR	ÜBER	KONV	EIS	REGEN
v0	S	S	S	S	S
v1	Hoch	S	S	S	S
v2	S	Hoch	S	S	S
v3	S	S	Hoch	S	S
v4	S	S	S	Hoch	S
v5	S	S	S	S	Hoch
v6	Niedrig	S	S	S	S
v7	S	Niedrig	S	S	S
v8	S	S	Niedrig	S	S
v9	S	S	S	Niedrig	S
v10	S	S	S	S	Niedrig
v11	Niedrig	Hoch	Niedrig	Niedrig	Niedrig
v12	Niedrig	Hoch	Hoch	Hoch	Niedrig
v13	Niedrig	Niedrig	Niedrig	Hoch	Hoch
v14	Hoch	Niedrig	Hoch	Hoch	Niedrig
v15	Niedrig	Hoch	Niedrig	Hoch	Niedrig
v16	Hoch	Niedrig	Hoch	Hoch	Hoch
v17	Hoch	Hoch	Hoch	Niedrig	Niedrig
v18	Hoch	Niedrig	Hoch	Niedrig	Hoch
v19	Niedrig	Hoch	Niedrig	Niedrig	Hoch
v20	Hoch	Niedrig	Niedrig	Niedrig	Hoch
v21	Hoch	Niedrig	Hoch	S	Hoch
v22	Hoch	S	Hoch	S	S
v23	Niedrig	Hoch	S	Hoch	Niedrig
v24	S	S	Niedrig	S	Hoch
v25	Hoch	Niedrig	S	Hoch	S
v26	S	Hoch	Hoch	Niedrig	S
v27	S	S	S	Niedrig	Niedrig
v28	S	Niedrig	Niedrig	S	Hoch
v29	Niedrig	Hoch	Niedrig	S	Niedrig
v30	Niedrig	Niedrig	S	S	S

Tabelle 4.2: Die 31 Modellversionen (v0 bis v31) des EGMAM-PPE mit den jeweiligen Werten der Störungsparameter, wobei Standardwerte (EGMAM-Wert) durch den Eintrag S gekennzeichnet sind. Das Standardmodell EGMAM wird als Modellversion v0 geführt.

4.2 Experimente

4.2.1 Klimasensitivität des Standardmodells

Eine experimentelle Methode zur Bestimmung der Klimasensitivität von gekoppelten Klimamodellen hat sich im Rahmen des CMIP-Projektes (**C**oupled **M**odel **I**ntercomparison **P**roject) [Meehl et al., 1997, Meehl et al., 2000] etabliert. Dabei werden Klimamodelle aus einem stabilen Klimazustand mit einem idealisierten CO_2 -Anstieg transient in einen Klimazustand mit einer verdoppelten CO_2 -Konzentration überführt und erneut stabilisiert.

Ein solches Experiment wird aus einer Gleichgewichtssimulation unter vorindustriellen Bedingungen initialisiert. Die anthropogene Erhöhung der CO_2 -Konzentration wird idealisiert dargestellt und pro Jahr um 1% erhöht. Für diese Rate des Anstiegs erreicht die CO_2 -Konzentration nach 70 Jahren eine Verdopplung im Vergleich zum vorindustriellen Ausgangswert (siehe Kap. 4.2.3). Danach wird die CO_2 -Konzentration auf diesem Niveau konstant gehalten, woraufhin sich das Klimasystem in einen neuen, wärmeren Gleichgewichtszustand entwickelt. Dabei gilt ein neues Gleichgewicht als erreicht, wenn sich der Strahlungsantrieb des zusätzlichen CO_2 und die folgenden Änderungen in der Strahlungsbilanz des Klimasystems durch Rückkopplungsprozesse gegenseitig kompensieren und die Strahlungsbilanz des Systems wieder neutral ist (siehe auch Kap. 2).

Diese Methode zur Bestimmung der Klimasensitivität wird für die Standardversion von EGMAM durchgeführt, wobei das Modell nach Verdopplung der CO_2 -Konzentration 250 Jahre mit stabilisiert wird. Da für die vollständige Stabilisierung eines AOGCM bis über 3000 Simulationsjahre benötigt werden [Stouffer und Manabe, 1999], ist nach der Stabilisierungsperiode von 250 Jahren noch kein vollständiges Gleichgewicht erreicht. Jedoch ist der verbleibende Temperaturtrend in der Simulation zu diesem Zeitpunkt schon relativ gering (mit $0,01K$ pro Dekade¹), und wird gemäss dem CMIP-Protokoll als Quasi-Gleichgewicht angesehen, um die Gleichgewichtsklimatologie des Klimasystems zu nähern.

Durch Differenzbildung des Klimazustands im vorindustriellen Gleichgewicht mit dem Gleichgewicht des Modells nach Verdopplung der CO_2 -Konzentration ergibt sich ein idealisiertes Klimaänderungssignal. Aus der Differenz der langjährigen, globalen gemittelten 2-Meter-Temperatur der beiden Klimazustände errechnet sich die ECS.

¹Der Trend in der global gemittelten 2-Metertemperatur 250 Jahre nach Verdopplung der CO_2 -Konzentration wurde durch den mittleren Trend in der um diesen Zeitpunkt zentrierten 40 Jahresperiode ermittelt

4.2.2 Ensembleexperimente

Aufgrund begrenzter Rechenressourcen ist für die im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht für jede der 30 Modellversionen des PPEs ein vollständig transienter Lauf bis zur Stabilisierung in einem neuen Gleichgewicht nach Verdopplung der CO_2 -Konzentration gerechnet worden². Stattdessen werden die Gleichgewichtszustände der 30 Modellversionen des EGMAM-PPEs für den vorindustriellen Zustand und den Zustand der verdoppelten CO_2 -Konzentration jeweils ausgehend von denen der EGMAM-Standardversion bestimmt.

Dafür wird jede Modellversion aus dem selben vorindustriellen Gleichgewichtszustand ($1 \times CO_2$ -Zustand) des Standardmodells initialisiert. In einer zweiten Simulation wird jede Modellversion aus dem Gleichgewichtszustand initialisiert, welcher sich nach 250 Jahren der Stabilisierung des Standardmodells ergeben hat ($2 \times CO_2$). Für die Modellversionen wird jeweils eine Periode von 20 Simulationsjahren mit vorindustrieller und verdoppelter CO_2 -Konzentration gerechnet³. Durch die im Vergleich zum Standardmodell gestörte Modellphysik entwickelt sich jede Modellversion bei gleichbleibendem Strahlungsantrieb in ein neues klimatologisches Gleichgewicht. Dieser Vorgang ist aufgrund der schnell wirksam werdenden Wolkenphysik nach etwa acht Jahren abgeschlossen, was durch eine nahezu stabile global gemittelte Temperaturen der Ensemblemitglieder deutlich wird (siehe Abb. 4.2 und Kap. 4.3).

Der Vergleich der jeweiligen Gleichgewichte eines Modells für den $1 \times CO_2$ -Zustand und den $2 \times CO_2$ -Zustand wird in dieser Arbeit als das dem Modell zugehörige Klimasignal angesehen. Es werden für jede Modellversion aus den jeweils letzten zehn Jahre der beiden Gleichgewichtssimulationen klimatologische Mittel erstellt. Durch den jeweiligen Vergleich dieser Klimatologien einer Modellversion wird ein idealisiertes Klimasignal erzeugt, welches zur Bestimmung der Rückkopplungen dieser Modellversion verwendet wird.

4.2.3 Strahlungsantrieb

Für die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten CMIP-Experimente (siehe Kap. 4.2.1 und Kap. 4.3) wird die CO_2 -Konzentration gemäss dem CMIP-Protokoll als eine idealisierte Treibhausgaserhöhung dargestellt. Dabei wird die CO_2 -Konzentration ausgehend vom vorindustriellen Wert (286,2 ppmv) während der transienten Phase um 1% pro Jahr erhöht. Diese Rate des Anstiegs stellt das CO_2 -Äquivalent⁴ der beobachteten Anstiege aller Treibhausgase dar [Ramanathan et al., 1985] und

²Die Durchführung transienter Simulationen für alle Ensemblemitglieder entspräche $30 \times 340 = 10200$ Simulationsjahren.

³Ein Zeitraum von etwa 20 Jahren ist vergleichbar mit Tuningexperimenten eines Modells, die von einem Quasi-Gleichgewicht zwischen Ozean und Atmosphäre gestartet werden.

⁴Anstatt den erhöhten Strahlungsantrieb durch die Zunahme der Treibhausgase Methan, Distickstoffmonoxid und unterschiedlicher Fluorchlorkohlenwasserstoffe vorzugeben, wird die CO_2 -Konzentration zusätzlich so erhöht, dass eine äquivalente Minderung der Transmissivität der Atmosphäre für infrarote Strahlung erzielt wird.

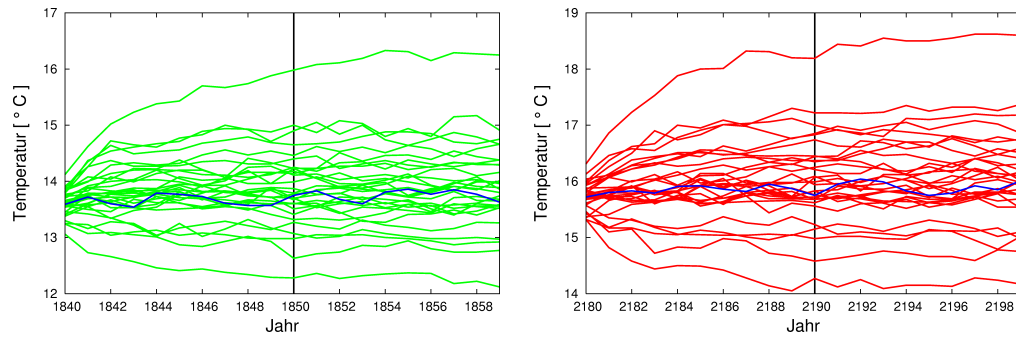


Abbildung 4.2: Zeitentwicklung der global gemittelten 2-Meter-Temperatur nach Störung der Wolkenparameter für den vorindustriellen Zustand im Simulationsjahr 1840 (links) und nach Verdopplung der CO_2 -Konzentration im Simulationsjahr 2180 (rechts). Das Standardmodell v0 ist jeweils in blau dargestellt. Der Beginn der in die Auswertung des Ensembles eingehenden letzten Dekade der Läufe ist durch eine senkrechte Linie gekennzeichnet.

wurde im ersten Sachstandsbericht des IPCC [Houghton et al., 1990] als „Business-as-usual“-Szenario bezeichnet. Bei einer Rate von 1% Erhöhung pro Jahr erreicht die CO_2 -Konzentration nach 70 Jahren eine Verdopplung (siehe Abb. 4.3). Danach wird die CO_2 -Konzentration als konstant angenommen. Da die Treibhausgaserhöhung als CO_2 -Äquivalent ausgedrückt wird, bleiben die Konzentrationen aller vom Modell berücksichtigten Treibhausgase (siehe Tab. 4.3), bis auf die CO_2 -Konzentration, konstant.

Die vorindustrielle CO_2 -Konzentration ist aus den Eisbohrkernen DE08 und DE08-2 abgeleitet [Etheridge et al., 1996]. Die atmosphärische Methankonzentration (ist aus Eisbohrkernen der Antarktis und Grönland, sowie antarktischen Firnschichten [Etheridge et al., 1998] rekonstruiert und die verwendete Distickstoffoxidkonzentration basiert auf Daten aus dem antarktischen Eisbohrkern H15 [Machida et al., 1995]. Die verwendeten Konzentrationen für Halogenkohlenwasserstoff (CFC-11) sind aus Abschätzungen der entsprechenden Emissionen entwickelt [Walker et al., 2000]. Für alle im Rahmen dieser Untersuchung durchgeführten Simulationen wird eine konstante solare Einstrahlung von $1364,92 \frac{W}{m^2}$ vorgegeben. Dieser Wert entspricht dem aus Rekonstruktionsdaten bestimmten Wert für die solare Einstrahlung für das Jahr 1860 [Solanki und Krivova, 2003].

Treibhausgas	CO_2	CH_4	N_2O	CFC – 11
Mischungsverhältnis	286.2000 ppmv	0.8056 ppmv	276.6900 ppbv	12.4800 pptv

Tabelle 4.3: Verwendete atmosphärische Volumenmischungsverhältnisse der vom Modell berücksichtigten Treibhausgase für die vorindustrielle Gleichgewichtssimulation.

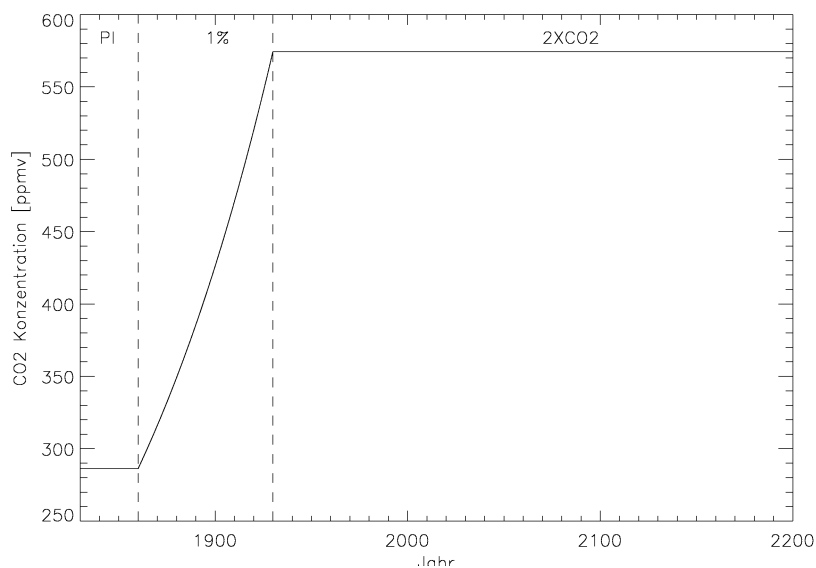


Abbildung 4.3: Zeitreihe des verwendeten CO_2 -Volumenmischungsverhältnisses für die CMIP-Simulation mit EGMAM.

Die durchgeführten Simulationen sind ohne die Berücksichtigung von Aerosolen gerechnet. Somit finden weder direkte, noch indirekte Aerosoleffekte Berücksichtigung in den Ergebnissen dieser Arbeit. Dies erscheint sinnvoll, da Aerosoleffekte gegenüber der vom Kohlendioxid verursachten Erwärmung und dem darauf folgenden Effekten auf Wolkeneigenschaften und -verteilungen niedriger Ordnung sind. Darüber hinaus sind die auf mikrophysikalischer Ebene stattfindenden komplexen Wechselwirkungen der Aerosole mit Wolken in Klimamodellen bisher nur schwierig abzubilden und aus mehreren Gründen mit sehr hohen Unsicherheiten in ihrem Einfluss auf Wolken behaftet [Quaas et al., 2008]. Es empfiehlt sich daher die Unsicherheit im Zusammenhang mit Aerosolen in gesonderten Betrachtungen zu analysieren [Lohmann und Feichter, 2005]⁵.

⁵Aus den Schlussfolgerungen von Lohmann und Feichter: „The cloud feedback problem thus has to be solved in order to assess the aerosol indirect forcing more reliably.“; übersetzt: „Es muss also das Problem der Wolkenrückkopplungen gelöst werden, um den Strahlungsantrieb des indirekten Aerosoleffekts verlässlicher abschätzen zu können.“

4.3 Methodiktest

Zur Überprüfung der dargestellten Methode zur Näherung der Gleichgewichtsänderung einer Modellversion sollen folgende Fragen beantwortet werden:

1. Erreicht eine Modellversion 10 Jahre nach der Störung der Wolkenparameter ein neues Gleichgewicht?
2. Wie stark differiert die nach der beschriebenen Methode bestimmte Gleichgewichtstemperatur nach Verdopplung der CO_2 -Konzentration von einer Bestimmung durch eine vollständig durchgeführte transiente Simulation?

Zur Beantwortung der ersten Frage werden die Simulationen von drei Modellversionen um weitere 20 Simulationsjahre verlängert. Dadurch soll getestet werden, ob sich für die verlängerte Simulation eine Veränderung gegenüber des untersuchten Zeitraums einstellt. Dazu werden die global gemittelte 2-Meter-temperatur und die Strahlungsbilanz an der TOA untersucht werden.

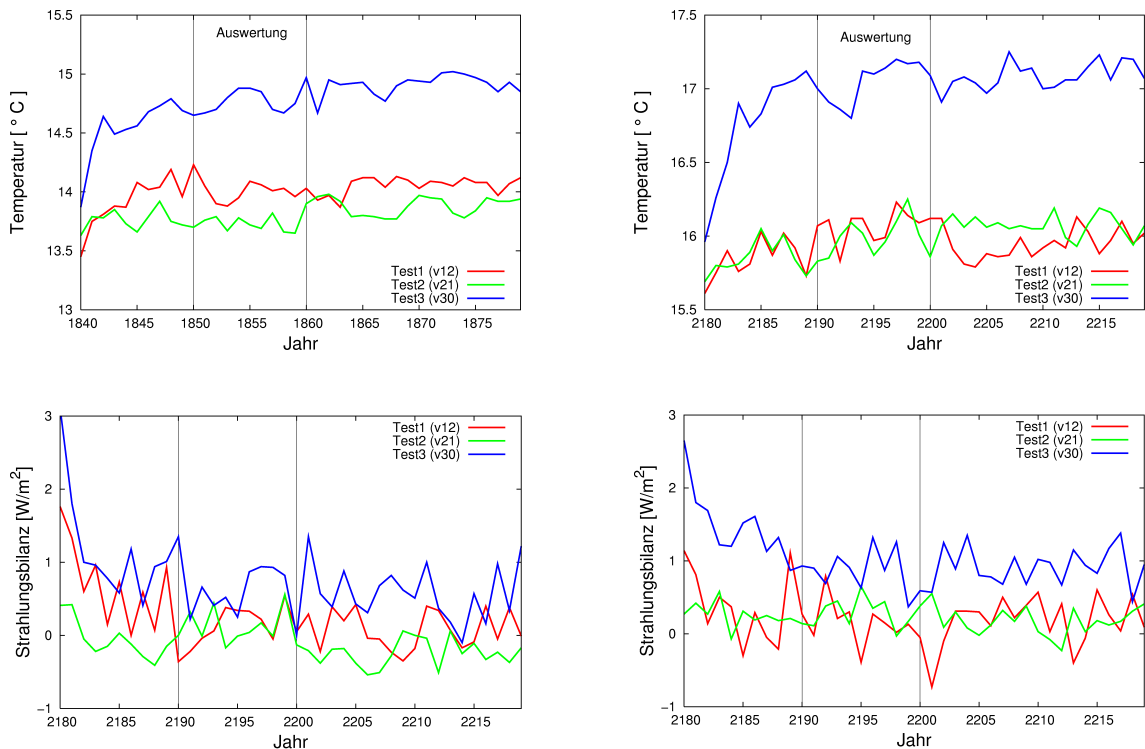


Abbildung 4.4: Global gemittelte 2-Meter-temperatur (oben) und die Strahlungsbilanz an der TOA (unten) für die verlängerten Simulationen im Grundzustand (links) und nach der Verdopplung der CO_2 -Konzentration (rechts). Der in die Auswertung der Ensemblemitglieder eingehende Zeitraum (Auswertung) ist durch zwei senkrechte Linien angedeutet.

Die Auswertung der Zeitserien für die globale Mitteltemperatur (siehe Abb. 4.4) dieser Simulationen zeigen, dass der verbleibende Trend in der global gemittelten Temperatur in der ausgewerteten Dekade beginnend 10 Simulationsjahre nach Änderung

der Wolkenphysik mit im Mittel $0,002\text{ °C}$ pro Dekade gering ausfällt⁶. Das führt zu einer entsprechend geringen mittleren Abweichung von $0,091\text{ °C}$ in der globalen Mitteltemperatur in der Auswertungsperiode und der um 20 Simulationsjahre späteren Dekade in den getesteten Modellversionen. Die in die Ensembleauswertung eingehenden dekadischen Mittel können somit als repräsentativ für ein multi-dekadisches Gleichgewicht der entsprechenden Modellversion angenommen werden.

Zur Beantwortung der zweiten Frage wird die Abweichung der erzielten Näherungen der ECS für die Ensemblemitglieder (siehe Kap. 4.2.2) zu einer komplett ausgeführten transienten Simulation (siehe Kap. 4.2.1) überprüft. Daher werden für zwei Modellversionen entsprechende Simulationen durchgeführt und die Ergebnisse der beiden Methoden verglichen. Die beiden getesteten Modellversionen weichen in ihrer ECS innerhalb des PPEs positiv bzw. negativ maximal von der Standardversion ab. Dadurch werden die potentiell am schlechtesten abgeschätzten Modellversionen am jeweiligen Rand der Verteilung getestet, welche die Dispersion⁷ des Ensembles bestimmen.

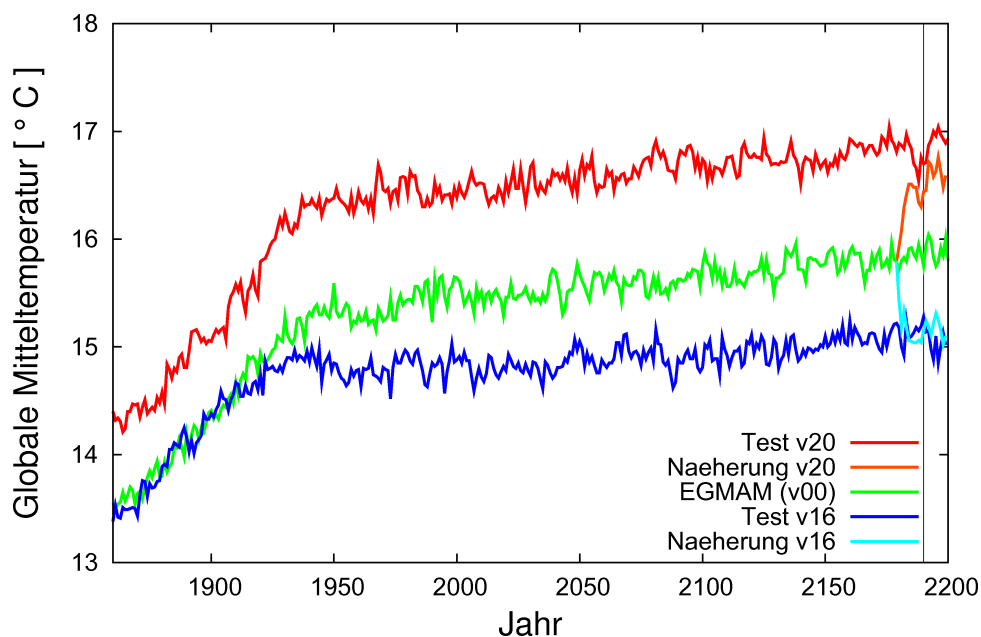


Abbildung 4.5: Zeitreihe der global gemittelten 2-Meter-Temperatur in den CMIP-Simulationen für EGMAM (v0) und zwei Modellversionen (v16 und v20), sowie deren Näherungen (Näherung v16 und Näherung v20) ihrer Temperaturreaktionen auf eine Verdopplung der CO_2 -Konzentration ausgehend von der CMIP Simulation mit der Standardversion (EGMAM). Die Dekade der Simulationen, die in die Auswertung eingeht, ist durch eine vertikale Linie und dem Simulationensende gekennzeichnet.

⁶Zur Berechnung des mittleren Trends wurden alle Trends innerhalb der Auswertungsperiode für die getesteten Ensemblemitglieder arithmetisch gemittelt

⁷In dieser Arbeit wird als Dispersion der Unterschied zwischen Ensemblesmaximums und Ensembleminimum bezeichnet.

Abbildung 4.5 zeigt, dass die drei Modellversionen (EGMAM, Test v20, Test v16) sich auf unterschiedlichen Niveaus stabilisieren. Die getesteten Modellversionen zeigen nach der transienten Überführung in ein neues Quasi-Gleichgewicht im Auswertungsbereich (horizontale Linie) relativ geringe Abweichung zu den Simulationen, welche von der Standardversion initialisiert wurden. Die Abweichung der dekadi-schen und global gemittelten 2-Meter-Temperatur der transient gerechneten Simulationen von den jeweiligen Näherungen nach der PPE-Methode zeigt innerhalb des Auswertungsdekade eine Abweichung von $+0,28^{\circ}\text{C}$ für Modellversion v20 und eine Abweichung von $-0,12^{\circ}\text{C}$ für Modellversion v16. Diese Abweichung bedeutet einen relativen Fehler bei der Abschätzung der ECS von 11% bzw. 6% und damit einem mittleren Fehler bei der Bestimmung der Klimasensitivität von 9%.

Bewertung der Methode

Die vorgestellte Methode hat den Vorteil einer realistischeren Simulation der SST-Änderungen für den veränderten Klimazustand nach einer Verdopplung der CO_2 -Konzentration, als es mit Mischungsschichtmodellen des Ozeans möglich ist. Durch die transiente Überführung des Modells in einen neuen Gleichgewichtszustand werden wesentliche Änderungen der Ozeanströmungen und deren Einfluss auf Veränderungen der SST berücksichtigt, welche für eine möglichst realistische Darstellung von atmosphärischen Rückkopplung von entscheidender Bedeutung ist, was insbesondere für Wolkenrückkopplungen gilt [Yao und Genio, 2002]. Da die ECS einer Modellversion ausgehend von einem Klimazustand des Standardmodells bestimmt wird, tritt aufgrund der Trägheit des verwendeten Ozeanmodells eine Unterschätzung der Dispersion des Ensembles auf. Die Näherung einer Gleichgewichtsänderung der einzelnen Modellversionen ausgehend von der Standardversion zeigt dabei jedoch eine qualitative Übereinstimmung mit vollständig transient gerechneten Simulationen, wobei die genäherte Abweichung der ECS einer Modellversion vom Standardmodell mit etwa 9% unterschätzt wird. Die Unterschätzung ist damit als deutlich geringer einzuschätzen, als die methodischen Unsicherheiten, die bei einer instantanen Verdopplung der CO_2 -Konzentration für AGCMs mit Mischungsschichtozean oder durch eine SST-Änderung für AGCMs auftreten [Senior und Mitchell, 1993, Yao und Genio, 2002, Ringer et al., 2006].

Kapitel 5

Ensembleauswertung

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der Klimaänderungssimulationen des EGMAM-PPE vorgestellt. Dafür wird zunächst der statistische Ansatz zur Auswertung und die Darstellung der Ergebnisse vorgestellt (Kap. 5.1). Danach werden die Änderungen von im Zusammenhang mit Rückkopplungen im Klimasystem relevanten Größen präsentiert (vgl. Kap. 2). Das sind im einzelnen die Änderungen der Temperatur (Kap. 5.2), der relativen Feuchte (Kap. 5.3) sowie der Wolken und deren Eigenschaften (Kap. 5.4). Die sich aus diesen simulierten Änderungen ergebenden Wolkenrückkopplungen der Ensemblemitglieder werden im globalen Mittel sowie deren räumlicher Verteilung diskutiert (Kap. 5.5). Das Kapitel wird durch eine Analyse des Einflusses einzelner Störungsparameter auf die Ergebnisse abgeschlossen (Kap. 5.6).

5.1 Statistischer Ansatz

Im Folgenden wird die Auswirkung einer Verdopplung der atmosphärischen CO_2 -Konzentration auf verschiedene das Klimasystem beschreibende Größen analysiert. Dazu werden für jede der dreißig Modellversionen die Differenzen der dekadischen Mittel aus den jeweils letzten zehn Simulationsjahren für den Grundzustand ($1 \times CO_2$) und nach Verdopplung der CO_2 -Konzentration ($2 \times CO_2$) gebildet (siehe Kap. 4.2.2 zur Beschreibung der Simulationen). Für das so generierte Ensemble von dreißig Klimasignalen wird jeweils die mittlere Veränderung und die Standardabweichung innerhalb des EGMAM-PPE für die analysierten Größen dargestellt. Um eine bessere Interpretation der Veränderungen im Bezug auf den Grundzustand zu ermöglichen, wird zusätzlich das Ensemblemittel über die Grundzustände ($1 \times CO_2$ -Zustände) der Ensemblemitglieder gezeigt.

Zur Verdeutlichung der dargestellten Größen sollen hier die zugrunde liegenden Berechnungen dargestellt werden. Dabei sei X eine das Klimasystem beschreibende Größe, $i \in \{0, \dots, 30\}$ indiziert die unterschiedlichen Modellversionen und $t \in \{11, \dots, 20\}$ die berechneten Simulationsjahre.

Das dekadische Mittel $X_{i,1 \times CO_2}$ der Größe X im Grundzustand für Ensemblemitglied i wird berechnet nach:

$$X_{i,1 \times CO_2} := \frac{1}{10} \sum_{t=1}^{10} X_{i,1 \times CO_2,t}$$

und das Ensemblemittel \overline{X} der Größe X wird als arithmetisches Mittel über die Ensemblemitglieder berechnet:

$$\overline{X} := \frac{1}{31} \sum_{i=0}^{30} X_{i,1 \times CO_2}$$

Das Klimasignal X_i^{sig} der Größe X in Modellversion i wird als Differenz der dekadischen Mittel für die $2 \times CO_2$ bzw. $1 \times CO_2$ -Simulationen der Modellversion i berechnet:

$$X_i^{sig} := X_{i,2 \times CO_2} - X_{i,1 \times CO_2}$$

Das Ensemblemittel der Klimasignale $\overline{X^{sig}}$ wird als arithmetisches Mittel über die Klimasignale der Ensemblemitglieder X_i^{sig} berechnet:

$$\overline{X^{sig}} := \frac{1}{31} \sum_{i=0}^{30} X_i^{sig}$$

Die Standardabweichung¹ innerhalb des Ensembles folgt dann aus:

$$X^{std} := \sqrt{\frac{1}{31} \sum_{i=0}^{30} (X_i^{sig} - \overline{X^{sig}})^2}$$

Analyse der Parameterunsicherheit

In der vorliegenden Arbeit wird die Standardabweichung innerhalb des PPE als Maß für die Parameterunsicherheit in den Modellergebnissen interpretiert. Da das Signal aus der Analyse der dekadischen Mittel der Simulationen der Ensemblemitglieder bestimmt wird, bleibt jedoch die interne dekadische Variabilität von dem Einfluss der Parameterstörungen zu trennen. Dies wird durch einen F-Test erreicht (siehe Anhang), der eine Technik der Varianzanalyse (ANOVA) darstellt [Lehmann und Romano, 2005]. Der F-Test wird verwendet, um zu testen, ob zwei Stichproben aus identischen Verteilungen stammen, oder ob sich diese Verteilungen signifikant unterscheiden. Für die PPE-Auswertungen soll mit Hilfe des F-Tests untersucht werden,

¹Die verwendete Berechnung der Standardabweichung folgt den verwendeten Operatoren für Klimadaten (CDOs), die nach der Standarddefinition bestimmt wird. Für die erwartungstreue Schätzung der Standardabweichung aus einer Stichprobe sollte allerdings die nach Bessel korrigierte Standardabweichung ($N \rightarrow (N - 1)$) verwendet werden. Daher wird die Standardabweichung in den hier präsentierten Ergebnissen um etwa 3,3% unterschätzt.

ob die diagnostizierte Standardabweichung innerhalb des PPE sich signifikant von der internen dekadischen Variabilität unterscheidet.

Um die interne dekadische Variabilität des Standardmodells EGMAM darzustellen, wird ein Testensemble generiert, welches ebenfalls 31 Klimasignale enthält. Dazu werden sechs Dekaden aus dem mit dem Standardmodell EGMAM durchgeführten vorindustriellen Gleichgewichtslauf sowie sechs Dekaden aus dem Stabilisierungszeitraum nach der Verdopplung der CO_2 -Konzentration im CMIP-Lauf mit EGMAM (siehe Kap. 4.2.1) verwendet, um die entsprechenden dekadischen Mittel für die zwei Klimazustände zu bilden. Die dafür ausgewählten Simulationsjahre sind je drei nicht überlappende Dekaden vor und nach dem Aufsetzpunkten für die Ensemblesimulationen im $1 \times CO_2$ - bzw. $2 \times CO_2$ -Zustand. Durch kombinatorische Differenzenbildung dieser dekadischen Mittel wird das Testensemble von Klimasignalen erzeugt². In diesem Ensemble von Klimasignalen des Standardmodells EGMAM ist somit kein Einfluss von Parameterstörungen vorhanden, sondern nur interne dekadische Variabilität abgebildet.

Durch den F-Test der beiden Ensemble kann somit die Nullhypothese getestet werden, ob die gefundene Standardabweichung im PPE der internen dekadischen Variabilität entspricht, oder sich signifikant von dieser unterscheidet. Das Signifikanzniveau für alle zonal gemittelten Größen wird bei 95% gesetzt. Um eine bessere Vergleichbarkeit zu gewährleisten, wird für alle Größen, die vertikal gemittelt (z.B. der Bedeckungsgrad) oder nur in einem Modellniveau ausgewertet werden (z.B. die 2-Meter-Temperatur), ein 90% Signifikanzniveau verwendet. Diese Unterscheidung wird wegen der unterschiedlichen Anzahl der in die Statistik eingehenden Werte vorgenommen. In einem zonalen Mittel wird über 182 Werte gemittelt. Das lässt sich als eine, im Vergleich zu nicht zonal gemittelten Größen, Anhebung der Freiheitsgrade verstehen, welche bei der Durchführung des Tests nicht berücksichtigt werden kann (vgl. Diskussion von Gebietsmittel in [von Storch und Zwiers, 2001]). Eine statistisch signifikante Abweichung von der Verteilung im Testensemble gegenüber nicht zonal gemittelten Größen (einzelner Gitterpunkte) ist daher hier einfacher zu detektieren und begründet diese Unterscheidung.

In den folgenden Abbildungen der Standardabweichungen des PPE werden nur die Werte farblich angezeigt, die sich signifikant von der internen Variabilität unterscheiden. Bereiche mit hoher und signifikanter Standardabweichung zeigen demnach die Bereiche des Klimasignals mit hoher Parameterunsicherheit.

²Die Dekade, die 30 Jahre vor dem Aufsetzpunkt für die $2 \times CO_2$ -Simulationen beginnt, wird nur einmal zur Differenzenbildung verwendet

5.2 Temperatursignal

In diesem Abschnitt wird zunächst die Änderung der Temperaturverteilung als Reaktion auf die Verdopplung der CO_2 -Konzentration und deren Parameterunsicherheit innerhalb des EGMAM-PPE untersucht. Abbildung 5.1 zeigt das Ensemblemittel der 2-Meter-Temperatur für die $1 \times CO_2$ -Simulationen, das Ensemblemittel der projizierten Veränderungen dieser Größe nach Verdopplung der CO_2 -Konzentration und die Parameterunsicherheit. Dabei wird die Parameterunsicherheit durch die von der internen dekadischen Variabilität signifikant unterschiedliche Standardabweichung innerhalb des EGMAM-PPE dargestellt (siehe Kp. 5.2). Die Änderung der 2-Meter-Temperatur nach der Verdopplung der CO_2 -Konzentration ist am größten in der Arktis, für die stellenweise eine Erwärmung von über 7 K im Ensemblemittel simuliert wird. Diese verstärkte arktische Erwärmung ist ein robustes Signal in den Projektionen des Klimawandels [Meehl et al., 2007] und wird unter anderem durch die positive Schnee- und Eis-Albedo-Rückkopplungen im Sommer, sowie vermehrten Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre durch Rückgang der mit Seeis bedeckten Flächen im Winter bedingt [Holland und Bitz, 2003].

Mit Ausnahme der Seeisregionen ist die Erwärmung über den Ozeanen aber generell schwächer, als über den kontinentalen Landmassen [Joshi et al., 2008] und in der Nordhemisphäre stärker ausgeprägt als in der Südhemisphäre, da der kontinentale Einfluss hier größer ist. Die im PPE-Mittel simulierte Erwärmung über dem Ozean ist neben der Arktis relativ stark im Nord-West-Pazifik und abgeschwächt im Nordatlantik. Dieses Muster der Temperaturveränderung entspricht im Wesentlichen den im AR4 präsentierten Ergebnissen [Meehl et al., 2007].

Abweichend von den AR4-Ergebnissen wird allerdings im südlichen Indischen Ozean bis in den Südlichen Ozean eine Abkühlung simuliert. Diese Veränderung findet sich in ähnlicher Stärke in den Simulationen aller Ensemblemitglieder, jedoch mit geringfügig veränderter Position der maximalen Abkühlung. Darüber hinaus findet sich diese Abkühlung an gleicher Stelle in allen mit EGMAM durchgeführten SRES-Szenarienprojektionen [Niehörster et al., 2008], wie auch in ähnlicher Form in den Projektionen mit ECHO-G (Zusatzmaterial zu [Meehl et al., 2007]), der auf die Troposphäre beschränkten Version des in dieser Arbeit verwendeten Modells (siehe Kap. 3). Aber auch andere Modelle des AR4 zeigen Abkühlung im südlichen Ozean (CSIRO-Mk3.0, GFDL-CM2.1, GISS-AOM, GISS-EH, IPSL-CM4; siehe Zusatzmaterial zu [Meehl et al., 2007]), die speziell in dieser Region durch eine hohe Sensitivität der Modelle bezüglich den Flüssen zwischen Ozean und Atmosphäre erklärt werden [Meehl et al., 2007, Randall et al., 2007]. Es sei darauf hingewiesen, dass konsistent dazu die Abkühlung im Südlichen Ozean in den Projektionen mit EGMAM und ECHO-G in den Bereich des Maximums der Flusskorrektur fällt, in der ebenfalls das Maximum langperiodische Variabilität der Temperatur liegt [Min et al., 2004, Min et al., 2005]. Da jedoch keine wesentlichen Strömungsänderungen im Ozean bzw. der Atmosphäre mit dem Temperaturrückgang verbunden sind, ist der Einfluss dieser Abkühlung vornehmlich lokal.

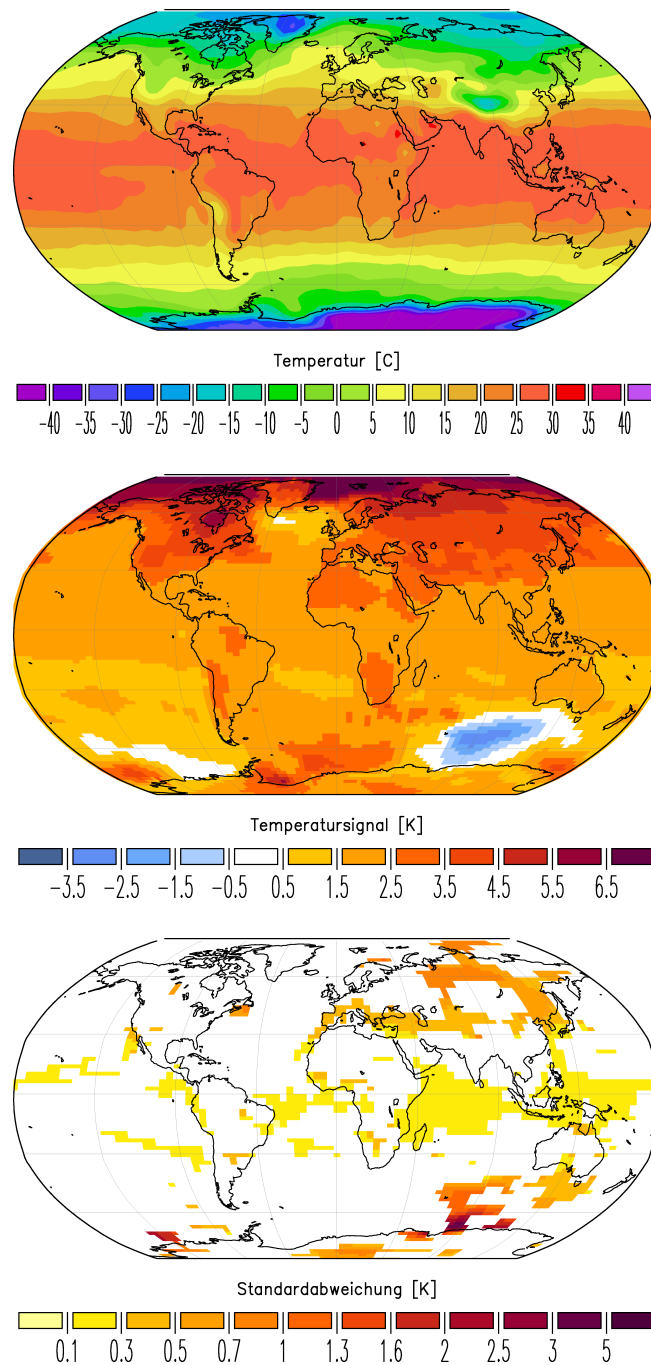


Abbildung 5.1: Ensemblemittel über die dekadisch gemittelte 2-Meter-Temperatur im Grundzustand (oben), Ensemblemittel des Temperatursignals (Mitte) und die Standardabweichung (unten) dieser Größe innerhalb des Ensembles, wobei nur die nach dem F-Test signifikant von der internen Variabilität unterscheidbare Standardabweichung farblich dargestellt wird.

In der Region der Abkühlung kann eine Abhängigkeit der Temperaturanomale von der gestörten Wolkenphysik beobachtet werden, was durch eine von der internen Variabilität signifikant abweichende Standardabweichung deutlich wird (siehe Abb. 5.1 unten). Dies zeigt unter anderem auch den Rückkopplungseffekt einer geänderten Wolkenphysik auf Veränderungen der SST.

Die Temperaturänderungen innerhalb des PPE zeigen eine von der internen Variabilität signifikant unterschiedliche Standardabweichung generell in der äquatorialen Temperaturzunahme über den Ozeanen (siehe Abb. 5.1 unten). Dies ist besonders ausgeprägt über dem tropischen indischen Ozean, sowie über Indonesien und im tropischen Westpazifik, wo die Standardabweichung etwa 0,3K beträgt. Dieses Maß an Parameterunsicherheit reflektiert die Wechselwirkungen von Wolkenprozessen und der SST in tropischen Ozean [Greenwald et al., 1995, Xie, 2004, Su et al., 2008]. Obwohl die Standardabweichung innerhalb des Ensembles (ca. 0,3K) deutlich kleiner ist, als die Temperaturerhöhung selbst (ca. 2K), ist dieses Maß an Parameterunsicherheit der Temperatur für die Dynamik der konvektiv aktiven Tropen von Bedeutung [Waliser und Graham, 1993, Tompkins, 2001] und damit unter anderem auch für die Wolkenrückkopplungen, die im Zusammenhang mit tropischer Konvektion stehen (siehe Kap. 5.5).

Über den Kontinenten wird ein signifikanter Effekt der Parameterstörungen auf die Temperaturreaktion auf dem asiatischen Kontinent in Sibirien und Ostasien diagnostiziert. Die Standardabweichung innerhalb des Ensembles erreicht hier einen Wert von bis zu 1K, was eine relativ hohe Parameterunsicherheit deutlich macht. Auch im südlichen Europa entlang der Mittelmeerküste, über das Schwarze Meer und das Kaspische Meer bis hin zu den oben benannten Gebieten in Asien wird das Temperatursignal signifikant beeinflusst. Die Standardabweichung von bis zu 0,5 K des PPE ist hier zwar geringer als auf dem asiatischem Kontinent, zeigt jedoch im Vergleich des Verhältnisses von Signal und Unsicherheit einen ähnlichen Wert (4,5 für den asiatischen Bereich und 5 für den Mittelmeerraum).

Die von den Ensemblemitgliedern simulierte Temperaturveränderung in ihrer vertikalen Struktur ist für die Simulation von atmosphärischen Rückkopplungen von Bedeutung. Abbildung 5.2 zeigt die dekadisch und zonal gemittelte vertikale Temperaturverteilung im Grundzustand der PPE-Simulationen als Ensemblemittel (oben), sowie die entsprechende Temperaturveränderung nach Verdopplung der CO_2 -Konzentration (Mitte). Neben der besonders starken Erwärmung der unteren Troposphäre über der Arktis wird die maximale Erwärmung in der tropischen oberen Troposphäre zwischen 300 hPa und 200 hPa simuliert. Diese beträgt im Ensemblemittel bis zu 5 K. Oberhalb der Tropopause findet eine Abkühlung statt. Das Muster der Temperaturerhöhung ist konsistent mit dem Strahlungsantrieb von CO_2 und entspricht in seiner Struktur dem im MME des AR4 diagnostizierten Klimaänderungssignal [Meehl et al., 2007].

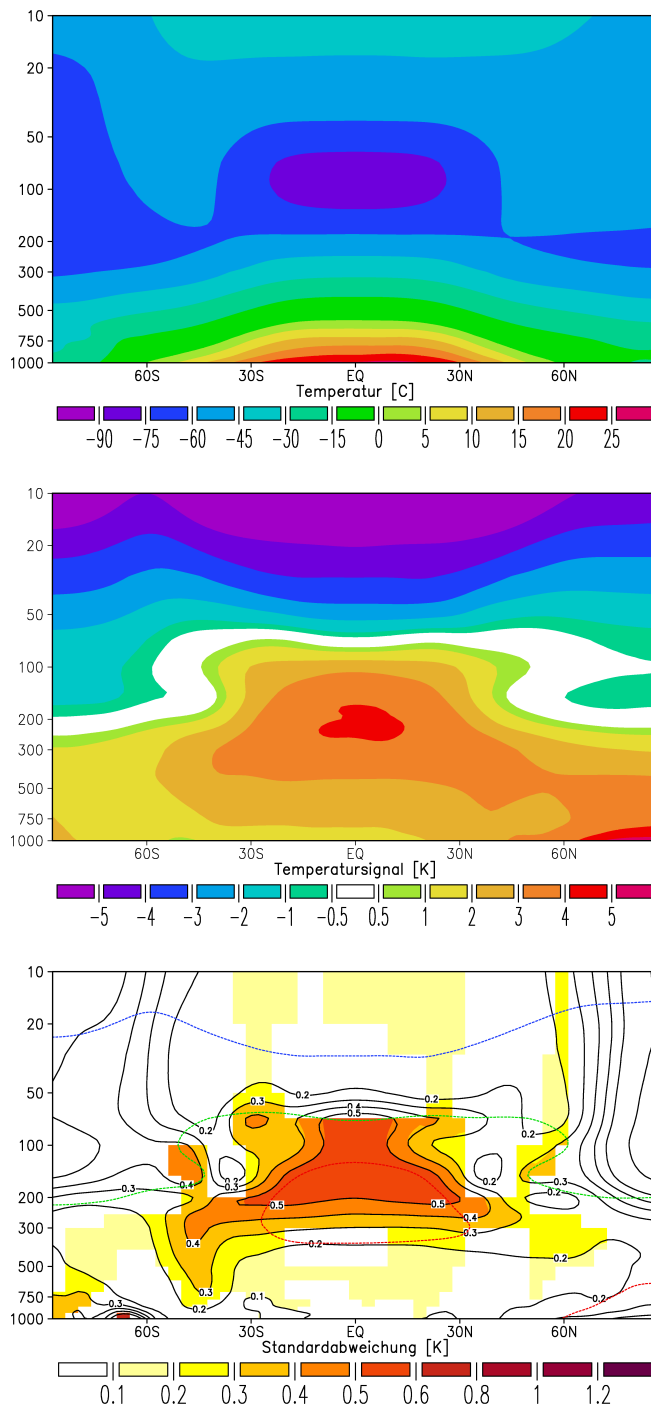


Abbildung 5.2: Vertikalschnitt des Ensemblemittels über die zonal und dekadisch gemittelte 2-Meter-Temperatur im Grundzustand (oben), das Ensemblemittel der Änderungen der Temperatur (Mitte) und die Standardabweichung dieser Größe (unten) innerhalb des EGMAM-PPE, wobei nur die signifikant (Signifikanzniveau 95%, siehe) von der internen Variabilität unterschiedliche Standardabweichung farblich dargestellt ist. In der unteren Abbildung ist zusätzlich zur Standardabweichung nochmal das mittlere Temperatursignal durch eine grüne Linie (keine Veränderung), rote Linie (+3,5K) und eine blaue Linie (-4,0K) gekennzeichnet. Durch Konturlinien (schwarz) ist die interne Variabilität innerhalb des Testensembles des Standardmodell kenntlich gemacht.

Die Analyse der Parameterunsicherheit (Abb. 5.2 unten) innerhalb des PPE zeigt, dass die Stärke der Erwärmung zwischen 100 und 200 hPa durch die Parameterstörungen beeinflusst wird. Das das Maximum der Standardabweichung oberhalb des Erwärmungssignal liegt, verdeutlicht, dass weniger das Maß der Erwärmung, sondern eher die maximale Höhe der Erwärmung von den Ensemblemitgliedern unterschiedlich dargestellt wird. Dieses Ergebnis verdeutlicht die Abhängigkeit der Veränderung der Höhe des konvektiven Wärmetransports und die damit verbundene Veränderung des vertikalen Temperaturgradienten in der tropischen Troposphäre von den Störungsparametern.

5.3 Relative Feuchte

Die simulierten Änderungen der relativen Feuchte bestimmen maßgeblich die simulierten Wolken- und Wasserdampfrückkopplungen der Atmosphäre³ [Held und Soden, 2000]. Um die Wolkenrückkopplungen und deren Parameterunsicherheit innerhalb des PPE (Kap. 5.5) besser verstehen zu können, wird daher in diesem Abschnitt zunächst die Veränderung der relativen Feuchte und die Parameterunsicherheit dieser Größe in den Klimaprojektionen des PPE untersucht.

Die Prozesse, die zur Verteilung der relativen Feuchte in der Atmosphäre führen sind vielfältig und beinhalten neben komplexen mikrophysikalischen Wolkenprozessen [Held und Soden, 2000] auch synoptischskalige dynamische Prozesse der Atmosphäre (siehe Abb. 5.3 zur Verdeutlichung) [Emanuel und Pierrehumbert, 1996, Sherwood, 1996, Held und Soden, 2000].

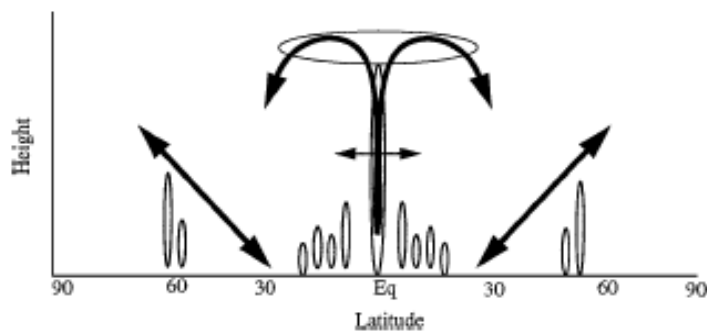


Abbildung 5.3: Schematische Darstellung von Lagrange'schen Trajektorien, die den Transport und die Durchmischung von Feuchte in der Troposphäre darstellen (aus [Held und Soden, 2000])

³Im Modell EGMAM geht in die Berechnung der Wolkenbildungsprozesse die relative Feuchte direkt ein (siehe Gl. 3.4).

In Abbildung 5.4 wird das Ensemblemittel der simulierten Klimatologie der relativen Feuchte im Grundzustand (oben) und die mittlere Veränderung (Mitte) dieser Größe im zonalen Mittel dargestellt. Eine deutliche Zunahme um stellenweise mehr als 4 Prozentpunkte zeigt das Ensemblemittel oberhalb der Troposphäre in den Tropen auf einem Druckniveau von etwa 60 hPa, was ein in der Historie von Klimaänderungssimulationen bekanntes Signal darstellt (siehe z.B. [Hansen et al., 1984, Wetherald und Manabe, 1988]). In den Extra-Tropen bis zu den Polen zeigt sich eine Zunahme von etwa 3 Prozentpunkten auf einem Druckniveau von ca. 180 hPa. In diesen Breiten wird die relative Feuchte entlang der Tropopause unter anderem durch tiefe Konvektion bestimmt, die mit synoptischskaliger barokliner Aktivität verbunden ist [Hu und Liu, 1998].

Im Ensemblemittel wird in den konvektiven Regionen der Tropen, eine Zunahme der relativen Feuchte sowohl in der planetaren Grenzschicht (etwa 1,5 Prozentpunkte), als auch in der freien Troposphäre zwischen 700 hPa und 300 hPa (mehr als 2 Prozentpunkte) simuliert. Diese Zunahme kann durch den Anstieg der Verdunstung bei Erwärmung sowie ein erhöhtes Detrainment aus verstärktem konvektiven Feuchttransport erklärt werden [Zhang und Bretherton, 2008].

In den extra-tropischen Regionen zwischen den 30. und 45. Breitengraden beider Hemisphären zeigt sich im Ensemblemittel eine Abnahme der relativen Feuchte. Die maximale Minderung von etwa 3 Prozentpunkten in der Südhemisphäre bzw. 2 Prozentpunkten in der Nordhemisphäre befindet sich zwischen 35° und 40° auf einem Druckniveau von etwa 600 hPa. Diese Veränderung beschreibt eine polwärtige Verschiebung arider Gebiete, die im Zusammenhang mit einer polwärtigen Ausdehnung der Hadley-Zelle (siehe Abb. 5.5) und der damit verbundenen Verschiebung der Absinkregionen steht [Lu et al., 2007, Gastineau et al., 2008]. In den Gebieten maximaler Änderung wird die relative Feuchte aber ebenfalls durch Durchmischung auf isentropen Flächen im Zusammenhang mit zyklonaler Aktivität in mittleren Breiten kontrolliert [Yang und Pierrehumbert, 1994, Schneider et al., 1999, Held und Soden, 2000] (siehe auch Abb. 5.3). Die diagnostizierte Abnahme der relativen Feuchte steht somit im Einklang mit der Abnahme zyklonaler Aktivität südlich des 50. Breitengrades. Diese kann sowohl in MMEs [Yin, 2005, Ulbrich et al., 2009], insbesondere aber auch in Analysen mit ECHAM4 [Pinto et al., 2006] und EGMAM [Donat, 2009, pers. Komm.] in dem Bereich zwischen 35° und 55° Breite diagnostiziert werden.

Eine signifikante Parameterunsicherheit in den simulierten Änderungen der relativen Feuchte ist insbesondere in der Stärke der Zunahme oberhalb von 200 hPa zu sehen (siehe Abb. 5.4 unten). Hier zeigen die Modelle in den mittleren Breiten eine Standardabweichung von bis zu 0,8 Prozentpunkten, was etwa einem Viertel des Klimasignals (ca. 3 Prozentpunkte) entspricht. Diese Parameterunsicherheit beschreibt eine Parameterabhängigkeit der Änderung der tiefen Konvektion in mittleren Breiten, die die relative Feuchte der oberen Troposphäre bestimmt [Hu und Liu, 1998]. Für die Zunahme der relativen Feuchte der oberen tropischen Troposphäre auf einem Druckniveau von etwa 70 hPa (> 4 Prozentpunkte) ist die Standardabweichung von etwa 0,7 Prozentpunkten ebenfalls hoch, aber relativ zum Signal geringer (ca. ein Sechstel). Diese Änderung der oberen Troposphäre der mittleren Breiten ist al-

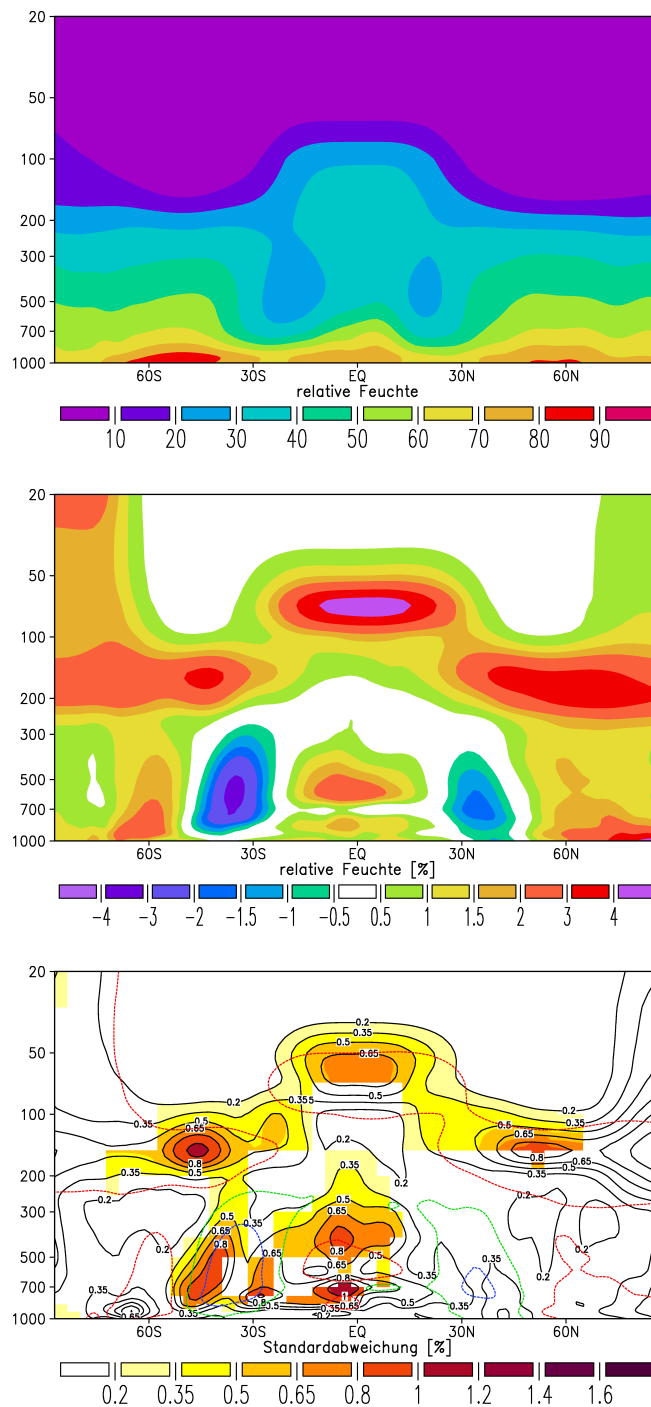


Abbildung 5.4: Vertikalschnitt des Ensemblemittels der zonal und dekadisch gemittelten relativen Feuchte im Grundzustand (oben), das Ensemblemittel der Veränderungen der relativen Feuchte der Atmosphäre (Mitte) und die Standardabweichung dieser Größe (unten) innerhalb des Ensembles, in der das mittlere Klimasignal nochmal durch eine grüne Linie (keine Änderung), eine rote (+1,5 Prozentpunkte) und eine blaue Linie (-1,5 Prozentpunkte) gekennzeichnet ist. Kontourlinien (schwarz) zeigen die Standardabweichung innerhalb des Ensembles. Die signifikant von der internen dekadischen Variabilität unterscheidbare Standardabweichung ist farblich dargestellt.

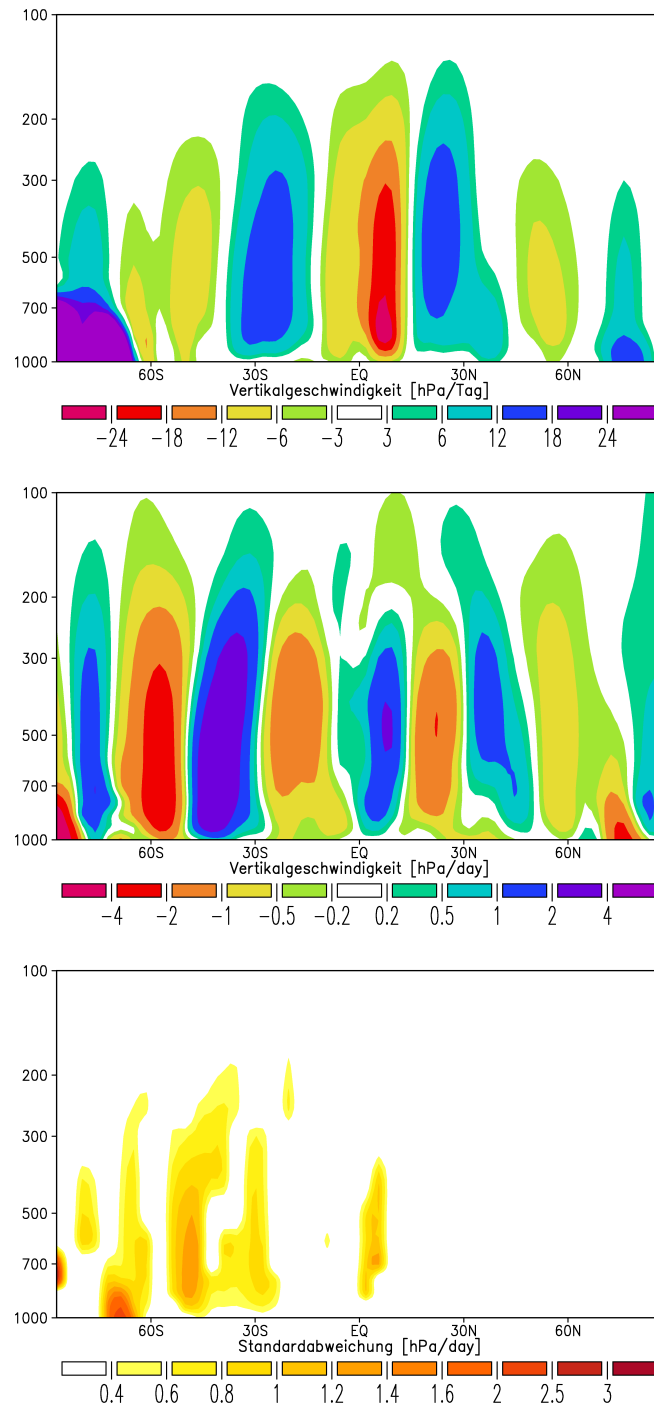


Abbildung 5.5: Vertikalschnitt des Ensemblemittels der zonal und dekadisch gemittelten Vertikalgeschwindigkeit in den EGMAM-PPE Simulationen des Grundzustand (oben), der Änderung dieser Größe nach Verdopplung der CO_2 -Konzentration (Mitte) und die von der internen Variabilität signifikant unterschiedliche Standardabweichung (unten) dieser Größe innerhalb des PPEs.

so ebenfalls in ihrer Intensität von den untersuchten Wolkenparametern abhängig, was durch die Übereinstimmung der Regionen der maximalen Signale mit denen der Parameterunsicherheit deutlich wird.

Die Veränderungen der relativen Feuchte der Troposphäre unterhalb von 300 hPa sind dagegen durch signifikante Standardabweichung in Gebieten hoher Gradienten mit niedrigem Signalniveau ausgezeichnet (siehe Abb. 5.4 unten), was eine Abhängigkeit der Lage des Signals von der Wolkenparametrisierung wiedergibt. Dies gilt für die Struktur der Zunahme in der tropischen Troposphäre unterhalb von 300 hPa und für das Maß der polwärtigen Verschiebung des Bereichs trockener Luftmassen bei 35° südlicher Breite. Die polwärtige Verschiebung der Bereiche mit klimatologisch geringer relativer Feuchte, die neben der polwärtigen Verschiebung der atmosphärischen Zirkulationszellen (siehe Abb. 5.5) auch im Zusammenhang mit Änderungen zyklonaler Aktivität mittlerer Breiten steht [Held und Soden, 2000], ist auf der Südhemisphäre einer Parameterunsicherheit unterworfen, wohingegen sich die Position dieser Änderung in der Nordhemisphäre als robustes Signal innerhalb des EGMAM-PPE darstellt (vgl. Abb. 5.5 unten).

5.4 Bewölkungsänderung

Die Ensemblemittel des dekadischen gemittelten vertikalen Bedeckungsgrades im Grundzustand und dessen Veränderungen nach Verdopplung der CO_2 -Konzentration werden in Abbildung 5.6 dargestellt. Das Ensemblemittel der Veränderung des simulierten Bedeckungsgrads (Mitte) zeigt in äquatorialen Gebieten größtenteils eine Zunahme von bis zu 3 Prozentpunkten und eine Abnahme in extra-tropischen Breiten zwischen 30° bis 40° um bis zu 5 Prozentpunkte. In der Südhemisphäre wird im Ensemblemittel in den polaren Gebieten südlich einer Breite von 60° eine Zunahme des Bedeckungsgrades simuliert, wohingegen die polaren Gebiete der Nordhemisphäre eine eher uneinheitliche Veränderung zeigen. Im Nordatlantik und dem nördlichen Europa findet sich eine Zunahme der Bedeckungsgrads von etwa 1,5 Prozentpunkte im PPE-Mittel. Dieses Klimasignal steht strukturell weitestgehend im Einklang mit den im MME-Mittel des AR4 diagnostizierten Änderungen in Klimaänderungsprojektionen [Meehl et al., 2007]. Die Zunahme des Bedeckungsgrads in äquatorialen Gebieten ist in dem EGMAM-PPE jedoch großflächiger und um etwa einen Prozentpunkt stärker ausgeprägt. Darüberhinaus zeigt sich im EGMAM-PPE in den polaren Regionen der Nordhemisphäre nicht die räumlich konsistente Zunahme der Bewölkung, wie sie im Ensemblemittel der Klimaprojektionen des Emissionsszenarios A1B [Nakicenovic und Swart, 2000] des AR4-MME auftritt.

Die Parameterunsicherheit in den beschriebenen Änderungen des Bedeckungsgrads ist in der Abbildung 5.6 (unten) gezeigt. Eine signifikante Parameterunsicherheit in den Veränderungen des Bedeckungsgrads wird hauptsächlich über den tropischen Ozeanen diagnostiziert, in die auch die Parameterunsicherheit der Temperatur fällt (siehe Abb. 5.1), was besonders deutlich im Nord-West Indischen Ozean ist. Dabei beziehen sich die diagnostizierten Parameterunsicherheiten sowohl auf die Intensität (Parameterunsicherheit für Maxima der Signale), als auch auf die Ausdehnung (Parameterunsicherheit in den Gebieten der Nulllinie des Signals) der Änderungen des Bedeckungsgrads.

Da insbesondere der Treibhauseffekt von Wolken maßgeblich von ihrer Temperatur bestimmt wird, welche wiederum von Höhe und zonaler Position der Wolken abhängig ist, werden diese Größen im Folgenden betrachtet. In Abbildung 5.7 wird das Ensemblemittel über den zonal und dekadisch gemittelten Wolkenbedeckungsgrad im vorindustriellen Grundzustand (oben), sowie das Ensemblemittel der simulierten Änderung (Mitte) in dieser Größe gezeigt. Das Muster der Änderung des Bedeckungsgrads entspricht in seiner Struktur der Änderung der relativen Feuchte (vgl Abb. 5.4 Mitte), was auch für die Parameterunsicherheit in diesem Signal zutrifft. Dieses Ergebnis spiegelt den engen Zusammenhang zwischen diesen Größen wider (siehe Gl. 3.4). Es wird deutlich, dass die Wolkenbedeckung in den Modellsimulationen des PPE nah an der Tropopause zunimmt und darunter zurückgeht, was eine generelle Zunahme der maximalen Wolkenhöhe bedeutet. Diese Änderung hat ihre Maxima in den Aufstiegsregionen der Hadley-Zelle am Äquator und der Ferrel-Zelle

um 60° nördlicher und südlicher Breite und ist für die hohen Wolken in den Absinkbereichen um 30° weniger stark ausgeprägt (vgl. Abb. 5.5). Dieses Muster der Veränderung ist in seiner Struktur in Übereinstimmung mit dem im Ensemblemittel des AR4-MME diagnostizierten Bedeckungsgradänderungen [Meehl et al., 2007] und auch mit Wolken auflösenden Modellen (CRMs) bestätigt [Tompkins und Craig, 1999, Bretherton et al., 2006]. Diese Änderung ist im EGMAM-PPE konsistent mit der Zunahme der relativen Feuchte der mittleren, freien Troposphäre (vgl. Abb. 5.4) in den Breiten der Zunahme hoher Wolken. Diese Zunahme führt gemäß der CAPE-Schließung des verwendeten Schemas für tiefe Konvektion (siehe Kap. 3.2.1) zu einer Intensivierung der tiefen Konvektion, welche die Zunahme hoher Wolken bewirkt. Die Standardabweichung innerhalb des PPE ist insbesondere im Bereich der Maxima des Signals von der internen Variabilität des Modells unterscheidbar. Das verdeutlicht ein hohes Maß an Parameterunsicherheit in der Stärke der beschriebenen Zunahme. Das gilt insbesondere für das Maximum der Wolkenzunahme in der oberen tropischen Troposphäre, wo die Standardabweichung innerhalb des EGMAM-PPE etwa ein Drittel der Zunahme im Ensemblemittel erreicht.

Die Abnahme der Wolkenbedeckung in subtropischen Regionen zeigt in den Regionen der maximalen Abnahme weniger signifikante Standardabweichung als in den Regionen der maximalen Gradienten im Bereich der Nulllinie des Signals. Das verdeutlicht eine Parameterunsicherheit bezüglich der Breitenlage der Absinkregionen und der damit verbundenen Abnahme im Bedeckungsgrad. Dieser Zusammenhang ist besonders auf der Südhemisphäre ausgeprägt ist.

Eine Zunahme des Bedeckungsgrades in der unteren tropischen Troposphäre zeigt Maxima auf den Druckniveaus von etwa 800 hPa und 600 hPa, die mit etwa zwei Prozentpunkten relativ zur Zunahme in der oberen Troposphäre gering ausfällt. Diese Veränderung kann mit einem erhöhten Detrainment bei erhöhter konvektiver Aktivität in Zusammenhang gebracht werden [Zhang und Bretherton, 2008]. Diese Signale zeigen Parameterunsicherheit in ihrer Höhe, was ebenfalls an der Standardabweichung in den Bereichen mit hohen Gradienten sichtbar wird.

Eine von der internen Variabilität signifikant unterschiedliche Standardabweichung in der Änderung des Bedeckungsgrades von bis zu 1,2 Prozentpunkten innerhalb des PPEs ist in den Gebieten des $60.$ Breitengrads beider Hemisphären bis zu einem Druckniveau von 200 hPa gegeben. Diese Parameterunsicherheit beschreibt eine Parameterunsicherheit in Signalstärke der Zunahme in der Südhemisphäre und eine Unsicherheit in dem unveränderten Bedeckungsgrad auf der Nordhemisphäre im Ensemblemittel in diesen Breiten.

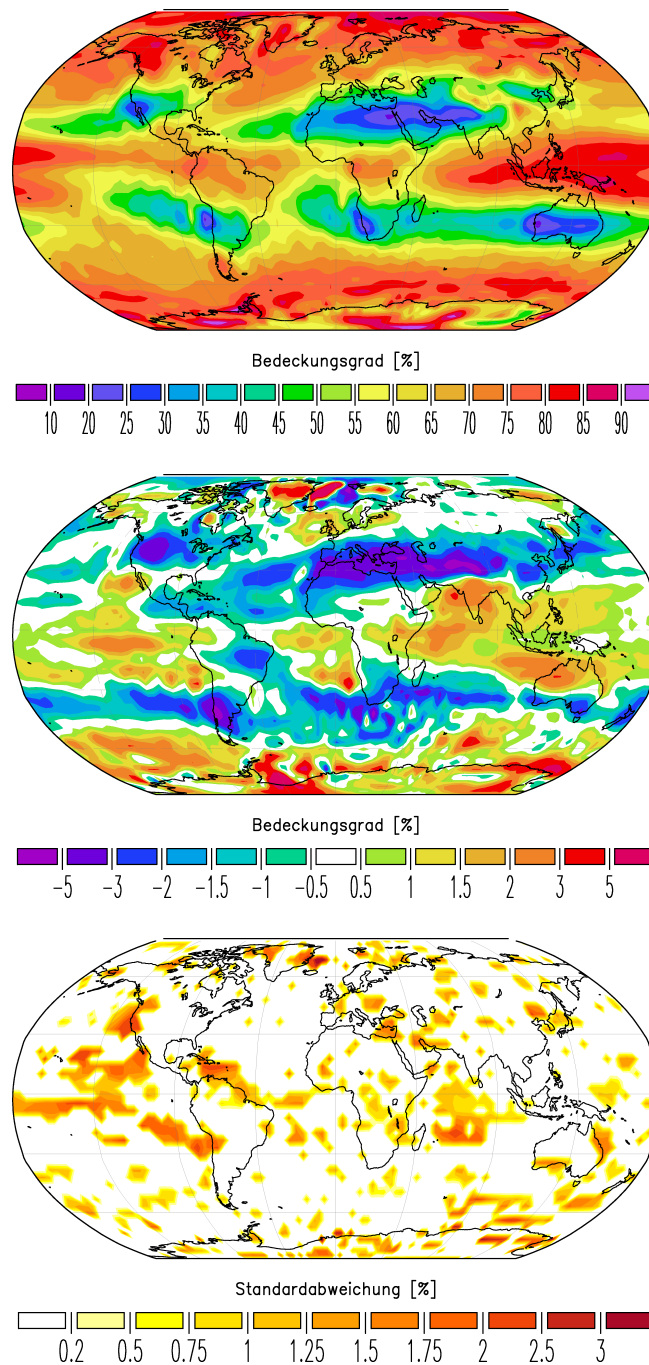


Abbildung 5.6: Ensemblemittel über den dekadisch gemittelten vertikalen Bedeckungsgrad im Grundzustand (oben) die simulierten Änderungen dieser Größe (Mitte) und die signifikant von der internen Variabilität unterscheidbare Standardabweichung (unten) innerhalb des Ensembles.

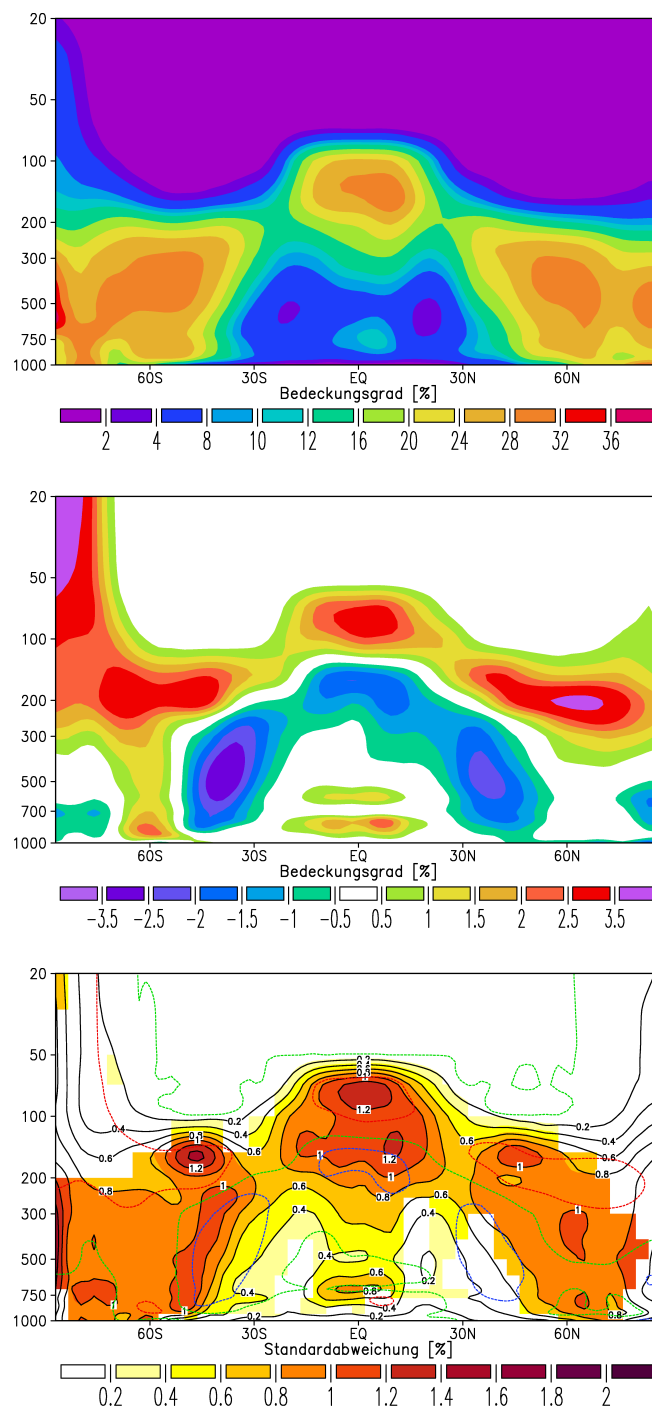


Abbildung 5.7: Vertikalschnitt des Ensembledittels über den zonal und dekadisch gemittelten **Bedeckungsgrad** im Grundzustand (oben), das Ensembledittel der Veränderungen des Bedeckungsgrades (Mitte) und die signifikante Standardabweichung dieser Größe (unten) innerhalb des Ensembles, für die das Klimasignal nochmals durch eine grüne Linie (keine Änderung), eine rote (+2,0 Prozentpunkte) und eine blaue Linie (-1,5 Prozentpunkte) gekennzeichnet ist. Kontourlinien (schwarz) zeigen die Standardabweichung innerhalb des Ensembles.

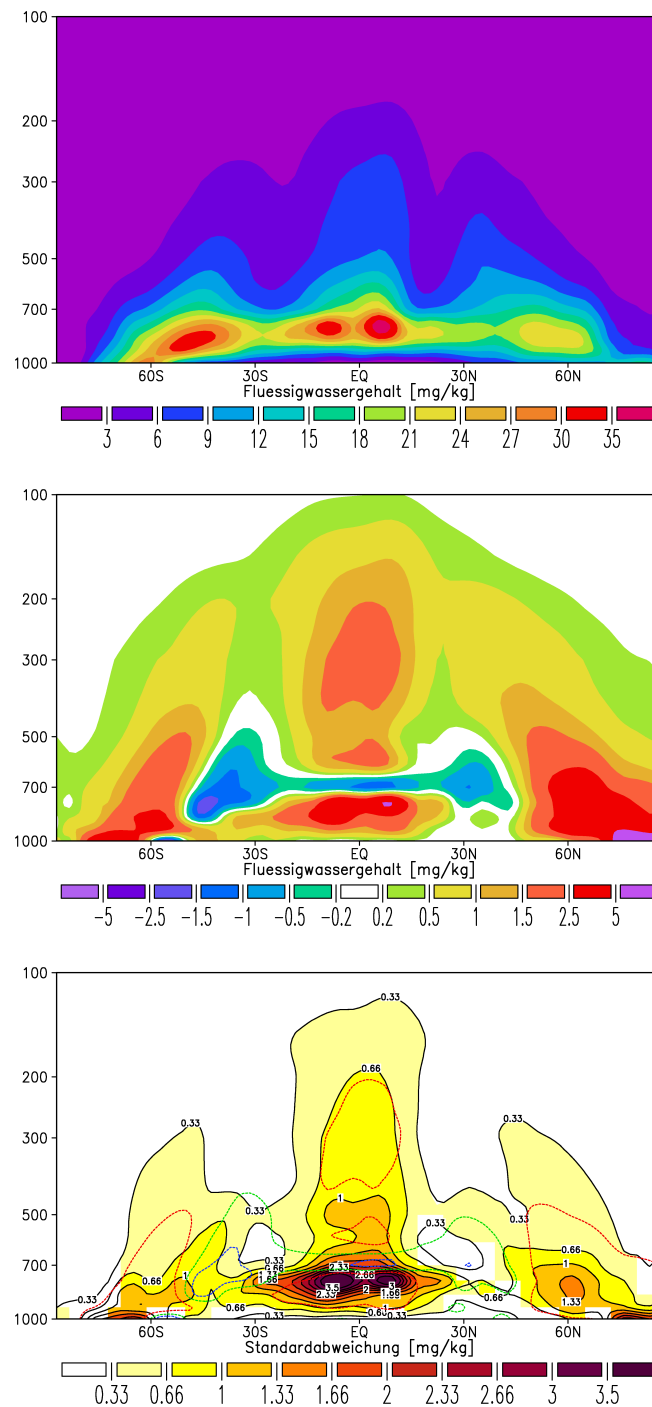


Abbildung 5.8: Vertikalschnitt des Ensemblemittels über den zonal und dekadisch gemittelten **Fluessigwassergehalt** im Grundzustand (oben), das Ensemblemittel der Veränderungen des Flüssigwassergehalts (Mitte) und die signifikante Standardabweichung dieser Größe (unten) innerhalb des Ensembles, für die das Klimasignal nochmals durch eine grüne Linie (keine Änderung), eine rote (+1,5 mg/kg) und eine blaue Linie (-1,5 mg/kg) gekennzeichnet ist. Konturlinien (schwarz) zeigen die interne Variabilität kenntlich gemacht.

Die Strahlungseigenschaften von Wolken, insbesondere deren Albedo, werden wesentlich durch ihren **Flüssigwassergehalt** bestimmt (siehe Kap. 3.3.1). Die Auswertung dieser Größe in den PPE-Simulationen ist in Abbildung 5.8 dargestellt. Im Grundzustand findet sich eine trimodale Verteilung des maximalen Flüssigwassergehalts der Wolken für die bodennahen Wolken der Tropen und den Bereichen zyklonaler Aktivität der mittleren Breiten, die weitestgehend in Übereinstimmung mit Beobachtungen steht (vgl. z.B. [Greenwald et al., 1995]). Die Veränderung des Flüssigwassergehalts der Wolken nach Verdopplung der CO_2 -Konzentration (Mitte) zeigt im Wesentlichen eine verstärkte Ausprägung dieses Musters mit einer polwärtigen Verschiebung der Maxima in den mittleren Breiten. Dieses Signal ist in Übereinstimmung mit der Ausweitung der Hadley-Zelle und der polwärtigen Verschiebung der Ferrel-Zelle (siehe Abb. 5.5) sowie der Temperaturzunahme in hohen Breiten (siehe Abb. 5.2). In der freien Atmosphäre oberhalb von etwa 600 hPa, ebenso wie in polare Regionen, in denen Wolken vornehmlich in gemischter Phase auftreten, wird eine Zunahme des Flüssigwassergehalts der Wolken simuliert. Diese Zunahme entspricht der erhöhten Temperatur dieser Wolken (vgl. Kap. 5.2) und der damit verbundenen Zunahme des Flüssigwassergehalts zu Lasten ihres Eisanteils. In den Tropen ist die simulierte Zunahme in bodennahen Schichten bis zu einem Maximum von $5 \frac{mg}{kg}$ auf einem Druckniveau von etwa 800 hPa zu finden. Eine Zunahme des Flüssigwassergehalts bodennaher tropischer Bewölkung ist im Einklang mit der Clausius-Capeyron Gleichung [Somerville und Remer, 1984, Betts und Harsvardhan, 1987] und steht in verschiedenen Klimamodellen im Zusammenhang mit einer reduzierten Stabilität der Grenzschicht der Atmosphäre in einem sich erwärmenden Klima [Zhang und Bretherton, 2008, Wyant et al., 2009], was darüber hinaus auch für die Atmosphäre empirisch belegt werden kann [Klein und Hartmann, 1993, Bony et al., 1997]. Die reduzierte Stabilität in der Grenzschicht hat zur Folge, dass der Anteil von Cumuluswolken mit hohem Flüssigwassergehalt zu Lasten stratiformer Wolken mit geringerem Flüssigwassergehalt steigt [Meehl und Washington, 1995, Zhang und Bretherton, 2008, Wyant et al., 2009]. Dabei spielt für die EGMAM-Ergebnisse ebenfalls die im Vergleich zu AGCMs mit Mischungsschichtozean reduzierte SST-Erhöhung eine Rolle, die zu einer Zunahme des Flüssigwassergehalts der tropischen Bewölkung in Klimaänderungssimulationen [Yao und Genio, 2002] und dadurch zu einer Verstärkung dieses Effekts führen kann.

Oberhalb der planetaren Grenzschicht, auf einem Druckniveau von 700 hPa, wird im im Ensemblemittel eine Abnahme des Flüssigwassergehalts (etwa $1,5 \frac{mg}{kg}$ im äquatorialen Bereich) simuliert. Die Abnahme des Flüssigwassergehalts der Wolken ist zwischen 30° und 40° nördlicher Breite und 30° und 45° südlicher Breite vertikal ausgedehnt und erstreckt sich etwa von 800 hPa bis 600 hPa. Diese Abnahme ist in der Südhemisphäre, mit einer Abnahme von $5 \frac{mg}{kg}$, intensiver, als in der Nordhemisphäre. Dieses Signal ist im Einklang mit den dargestellten Abnahmen der relativen Feuchte (siehe Kap. 5.3) und des Bedeckungsgrades (siehe Kap. 5.4), die ebenfalls im Zusammenhang mit der Ausweitung der Hadley-Zelle (siehe Abb. 5.5) stehen.

Die Parameterunsicherheit in den beschriebenen Klimaänderungssignalen in den hohen und mittleren Breiten ist vergleichsweise gering (maximal $1,3 \frac{mg}{kg}$) für die Änderung des Flüssigwassergehalts in den Wolken gemischter Phase, was auch für das Verhältnis der Unsicherheit zum Signal gilt (kleiner als 0,5). Dieses Ergebnis verdeutlicht, dass die Zunahme des Flüssigwassergehalts in diesen Regionen primär durch die Temperaturänderung und weniger von den untersuchten mikrophysikalischen Wolkenprozessen abhängt.

Im Vergleich dazu ist die Parameterunsicherheit mit bis zu $4 \frac{mg}{kg}$ besonders hoch für die Zunahme des Flüssigwassergehalts der tiefen Wolken im tropischen Bereich auf einem Druckniveau 800 hPa. Dieses Maß an Parameterunsicherheit erreicht also nahezu die Stärke des mittleren Signals in diesem Bereich und zeigt damit einen starken Einfluss der Störungsparameter auf die vermehrte Bildung konvektiver feuchter Wolken in einem erwärmten Klima. Dabei ist auch der diagnostizierte Zusammenhang zwischen den Störungsparametern und SST-Änderungen in den Tropen von Bedeutung (siehe Kp. 5.2), der die beschriebene Rückkopplung durch die Abnahme der Stabilität in der Grenzschicht und die damit verbundene Zunahme des Flüssigwassergehalts [Zhang und Bretherton, 2008, Wyant et al., 2009] verstärken oder dämpfen kann.

5.5 Wolkenrückkopplungen

Es werden im Folgenden die in Kapitel 2 eingeführten Wolkenrückkopplungen analysiert, die sich aus den dargestellten Klimänderungen in den Simulationen des PPE ergeben.

Die Analyse der dekadisch und global gemittelten Wolkenrückkopplungen für die einzelnen Ensemblemitglieder sind in Abbildung 5.9 als Balkendiagramm dargestellt. Die globalen kurzwelligen Wolkenrückkopplungen betragen im Mittel $-0,95 \frac{W}{m^2K}$ und zeigen einen Unsicherheitsbereich von $0,71 \frac{W}{m^2K}$ (vom Maximum $-0,59$ bis Minimum $-1,30$). Im Vergleich dazu sind die positiven langwelligen Wolkenrückkopplungen im Mittel mit $0,44 \frac{W}{m^2K}$ vom Betrag weniger als halb so stark und zeigen mit $0,34 \frac{W}{m^2K}$ ($0,29$ bis $0,63$) auch einen entsprechend kleineren Unsicherheitsbereich. Die Gesamtrückkopplung der Wolken fällt infolgedessen mit im Mittel $-0,51 \frac{W}{m^2K}$ insgesamt negativ aus. Mit einem Maximum von $-0,30 \frac{W}{m^2K}$ und einem Minimum von $-0,80 \frac{W}{m^2K}$ ergibt sich ein Unsicherheitsbereich mit $0,50 \frac{W}{m^2K}$ für diese Größe. Damit variiert die Stärke der (negativen) Gesamtwolkenrückkopplung allerdings um das 2,5-fache und das Signal ist im Ensemblemittel von der gleichen Größen, wie die Streuung innerhalb des Ensembles.

Es wird allerdings deutlich, dass alle Ensemblemitglieder positive langwellige und negative kurzwellige Wolkenrückkopplungen simulieren. Durch im Betrag größere kurzwellige Rückkopplung fällt die Gesamtrückkopplung der Wolken insgesamt negativ für alle Ensemblemitglieder aus. Das Vorzeichen der negativen Gesamtwolkenrückkopplung und ebenso wie für deren kurz- bzw. langwellige Komponenten ist unabhängig von den Störungsparametern und ist somit ein robustes Signal der durchgeführten Untersuchung.

Um die Beiträge der Wolkenrückkopplungen zur Strahlungsbilanz des Klimasystems besser verstehen zu können, ist es sinnvoll über deren globale Auswertung hinaus deren räumliche Verteilungen zu betrachten. Dazu werden die lokalen Rückkopplungsparameter ausgewertet (siehe Kp. 2.4).

5.5.1 Kurzwellige Wolkenrückkopplungen

Die kurzwelligen Wolkenrückkopplungen (siehe Abb. 5.10 oben) sind im Ensemblemittel, mit der Ausnahme zweier zonaler Bänder entlang der 40. Breitengrade der Nord- bzw. Südhemisphäre, weitestgehend negativ. Diese Struktur ist in sehr guter Übereinstimmung mit der simulierten Veränderung des Flüssigwassergehalts der Wolkenvorkommen (vgl. Abb. 5.8 Mitte). Die Zunahme des Flüssigwassergehalts in den Tropen und den bodennahen Schichten polwärts von 50° auf beiden Hemisphären führt zu einer erhöhten Wolkenalbedo in diesen Gebieten, also negativer Wolkenrückkopplung im kurzwelligen Strahlungsspektrum.

Eine hohe Ensemblestandardabweichung der kurzwelligen Wolkenrückkopplungen (siehe Abb. 5.10 unten) zeigt sich in der Region der Eiskante der Antarktis, in denen ein hoher Gradient des Signals vorliegt, aber auch die Standardabweichung des Temperatursignals hoch ist (siehe Abb. 5.2). Diese Unterschiede der kurzwelligen Wolkenrückkopplungen in verschiedenen Ensemblemitgliedern in diesem Gebiet

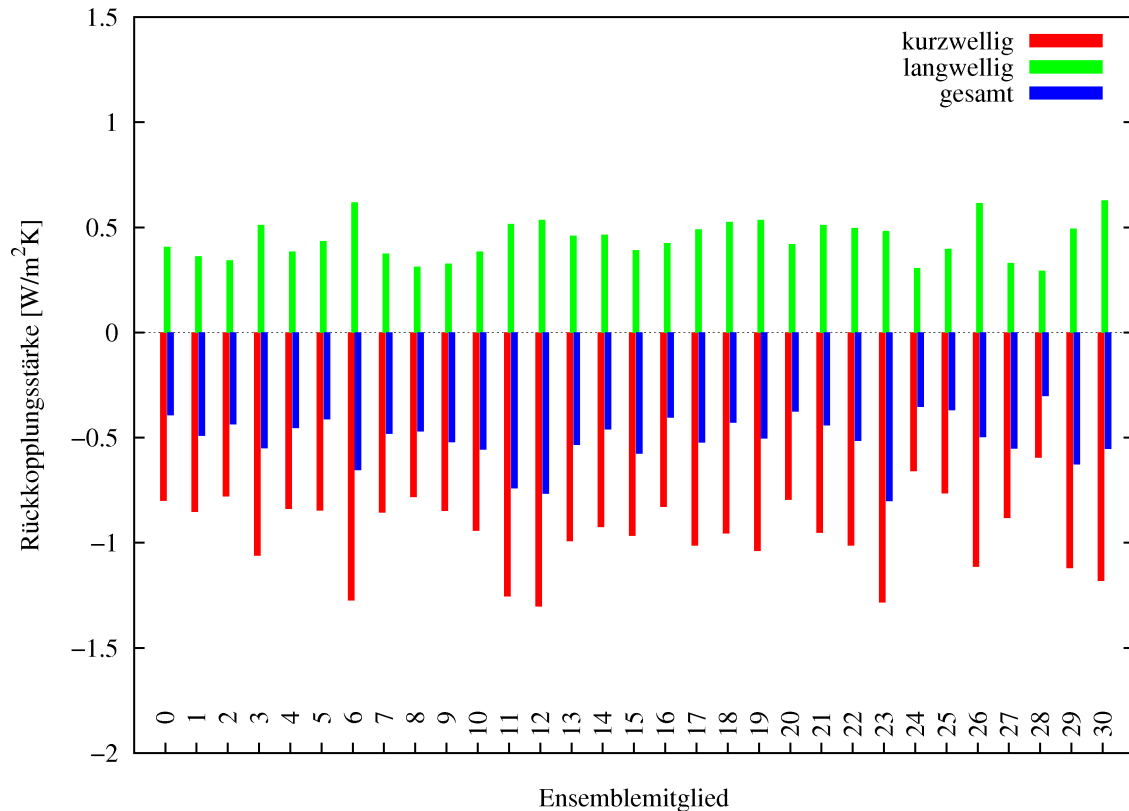


Abbildung 5.9: Grüne (rote) Balken zeigen die Stärke der langwelligen (kurzwelligen) Wolkenrückkopplungen der einzelnen Ensemblemitglieder des PPEs. Blaue Balken zeigen die Gesamtrückkopplungen der Wolken, die sich durch Addition der jeweiligen lang- und kurzwelligen Wolkenrückkopplungen ergeben.

sind teilweise durch die Problemen der Simulation der Temperatur im südlichen Indischen Ozean, bzw. dem Südlichen Ozean (siehe Kap. 5.2) sowie multidekadischer Variabilität der Ausdehnung des Seeises im Südlichen Ozean verursacht.

Darüber hinaus zeigen die kurzwelligen Rückkopplungen der Südhemisphäre um 40° südlicher Breite eine Parameterunsicherheit (siehe Abb. 5.10 unten). Die Standardabweichung in diesen Gebieten zeigt sich besonders hoch im Bereich des Übergangs von positiven und negativen kurzwelligen Wolkenrückkopplungen (siehe Abb. 5.10 Mitte) und beträgt hier etwa 1 bis $1,5 \frac{W}{m^2K}$. Das verdeutlicht die Parameterunsicherheit in der genauen Lokalisierung dieses Übergangs, wie sie sich dazu konsistent auch für die dekadisch gemittelte Vertikalgeschwindigkeit (vgl. Abb. 5.5), den Bedeckungsgrad (vgl. Abb. 5.7 unten) und die relative Feuchte (vgl. Abb. 5.4 unten) in diesen Breiten zeigt. Die Standardabweichung in der Simulation kurzwelliger Wolkenrückkopplungen innerhalb des Ensembles ist mit bis zu $2,5 \frac{W}{m^2K}$ ebenfalls in den tropischen Bereichen relativ hoch, in denen dazu konsistent auch die Parameterunsicherheit in der Zunahme des Flüssigwassergehalts der flachen Wolken sehr hoch ist (siehe Abb. 5.8 unten). Dies zeigt den direkten Zusammenhang der Parameterunsicherheit in der Änderung des Flüssigwassergehalts bodennaher tropischer

Bewölkung mit der Parameterunsicherheit in den kurzwelligen Wolkenrückkopplungen im tropischen Bereich. Für die Stärke der kurzwelligen Wolkenrückkopplungen wird dadurch nochmals die Bedeutung des sensiblen Prozesses der Zunahme des Flüssigwassergehalts bodennaher Wolken insbesondere in den Tropen betont (vgl. Abb. 5.8 unten), der durch parameterabhängige SST-Änderungen (siehe Abb. 5.1 unten) verstärkt oder gedämpft werden kann.

5.5.2 Langwellige Wolkenrückkopplungen

Das Muster der langwelligen Wolkenrückkopplungen (siehe Abb. 5.11) entspricht im wesentlichen dem Negativ der kurzwelligen Wolkenrückkopplungen (vgl. Abb. 5.10). In den polaren Regionen bis hin in die gemäßigten Breiten sowie in den tropischen Regionen werden im Ensemblemittel positive langwellige Wolkenrückkopplungen simuliert, jedoch negative in zonalen Bändern um etwa 45° auf beiden Hemisphären. Diese negativen langwelligen Wolkenrückkopplungen sind für die ozeanischen Gebiete der Südhemisphäre deutlicher ausgeprägt, als in der Nordhemisphäre, wo abweichend von dem beschriebenen Muster, auf dem nordamerikanischen und asiatischen Kontinent teilweise positive langwellige Wolkenrückkopplungen in diesen Breiten simuliert werden.

Die diagnostizierte Struktur der langwelligen Wolkenrückkopplungen folgt somit im wesentlichen der vertikalen Veränderung des Bedeckungsgrades (vgl. Abb. 5.7 Mitte). Die Gebiete der Maxima der langwelligen Wolkenrückkopplung fallen zusammen mit denen der Maxima der Zunahme von hohen Wolken oberhalb von 200hPa, in denen die Zunahme der hohen Wolken zu einer Zunahme des Treibhauseffekts der Wolken führt. Auch die Maxima der Parameterunsicherheit dieser Größen fallen in die selben Regionen, was insbesondere die Tropen, aber auch die Regionen um etwa 45° südlicher Breite sind (vgl. Abb. 5.7 unten).

5.5.3 Gesamtrückkopplung der Wolken

Abbildung 5.12 zeigt die Summe der kurz- und langwelligen Wolkenrückkopplungen zu der Gesamtrückkopplung der Wolken (additive Aufspaltung; siehe Kap. 2). Das sich ergebende Muster für die Gesamtrückkopplung der Wolken ist ähnlich dem der kurzwelligen Wolkenrückkopplungen (vgl. Abb. 5.11). Dadurch wird die Dominanz der kurzwelligen gegenüber langwelligen Wolkenrückkopplungen ebenso wie im globalen Mittel (siehe Abb. 5.9) auch regional deutlich. Auch die Parameterunsicherheit entspricht der Verteilung für die kurzwelligen Wolkenrückkopplungen, was die wesentlich größere Unsicherheit in dieser Größe im Vergleich zu den langwelligen Rückkopplungen verdeutlicht. Allerdings ist die Parameterunsicherheit der Gesamtrückkopplung der Wolken insbesondere in den Tropen deutlich geringer als für die kurzwelligen Wolkenrückkopplungen, die dort maximale Parameterunsicherheit aufweisen. Dieses Ergebnis deutet auf kompensierende Unsicherheiten zwischen kurz- und langwelligen Wolkenrückkopplungen.

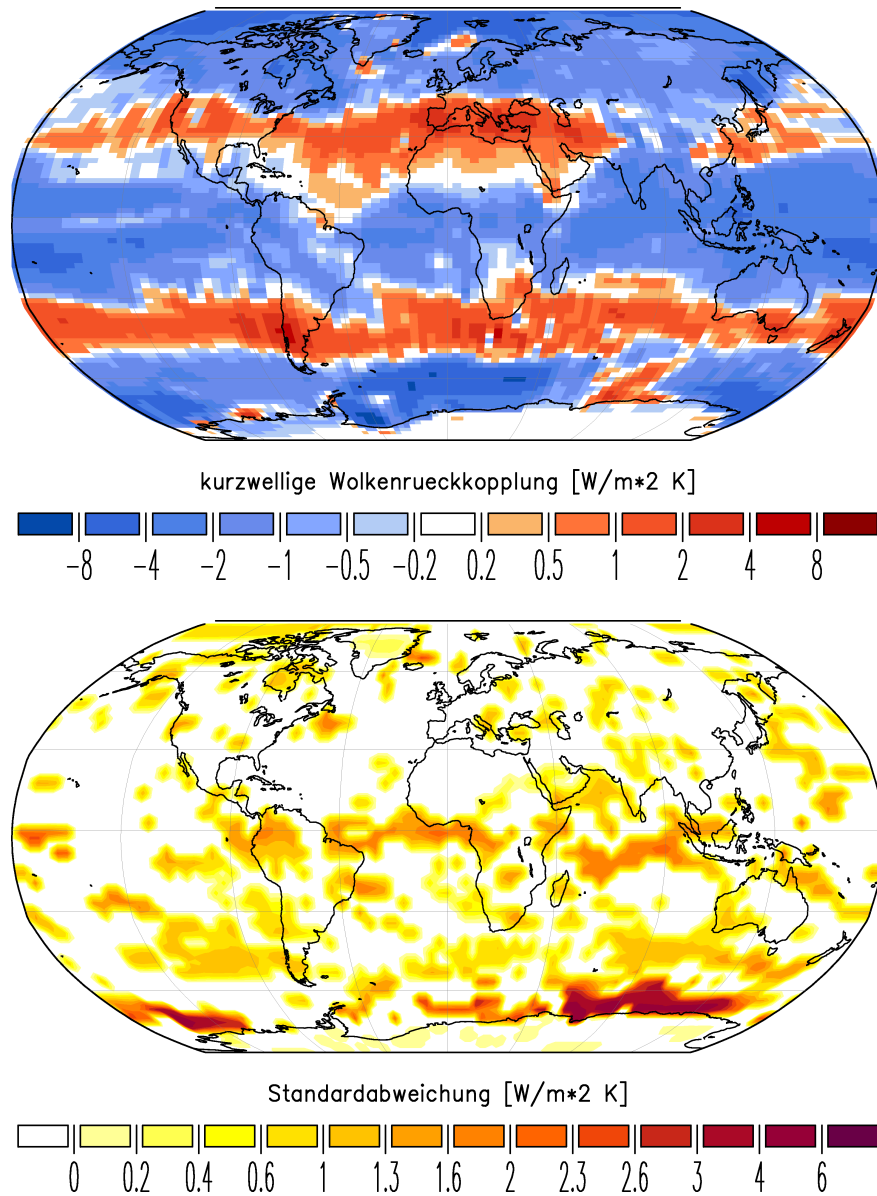


Abbildung 5.10: Ensemblemittel (oben) und Ensemblestandardabweichung (unten) der kurzwelligen Wolkenrückkopplungen innerhalb des Ensembles. Für die Standardabweichung wird nur die von der internen Variabilität signifikant abweichende Standardabweichung farbig dargestellt.

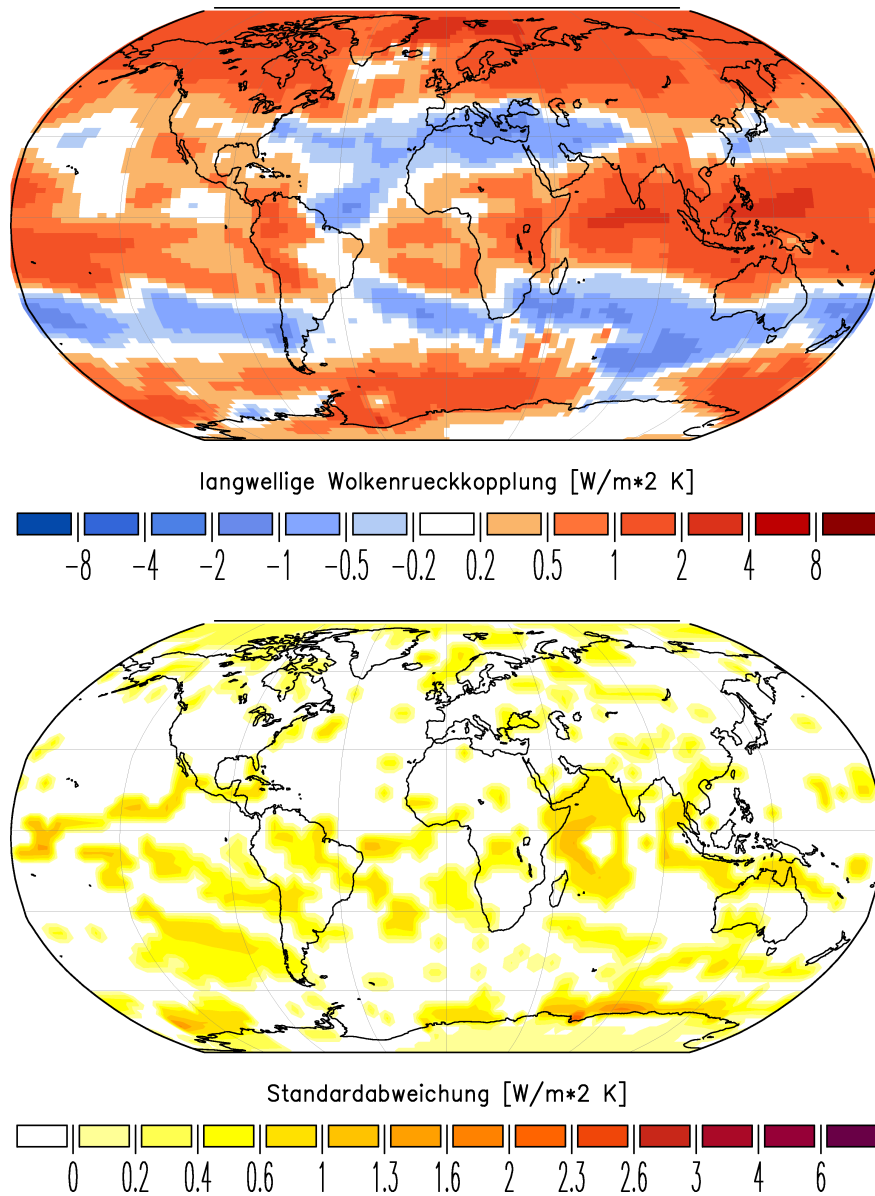


Abbildung 5.11: Ensemblemittel (oben) und Ensemblestandardabweichung (unten) der langwelligen Wolkenrückkopplungen innerhalb des Ensembles. Für die Standardabweichung wird nur die von der internen Variabilität signifikant abweichende Standardabweichung farbig dargestellt.

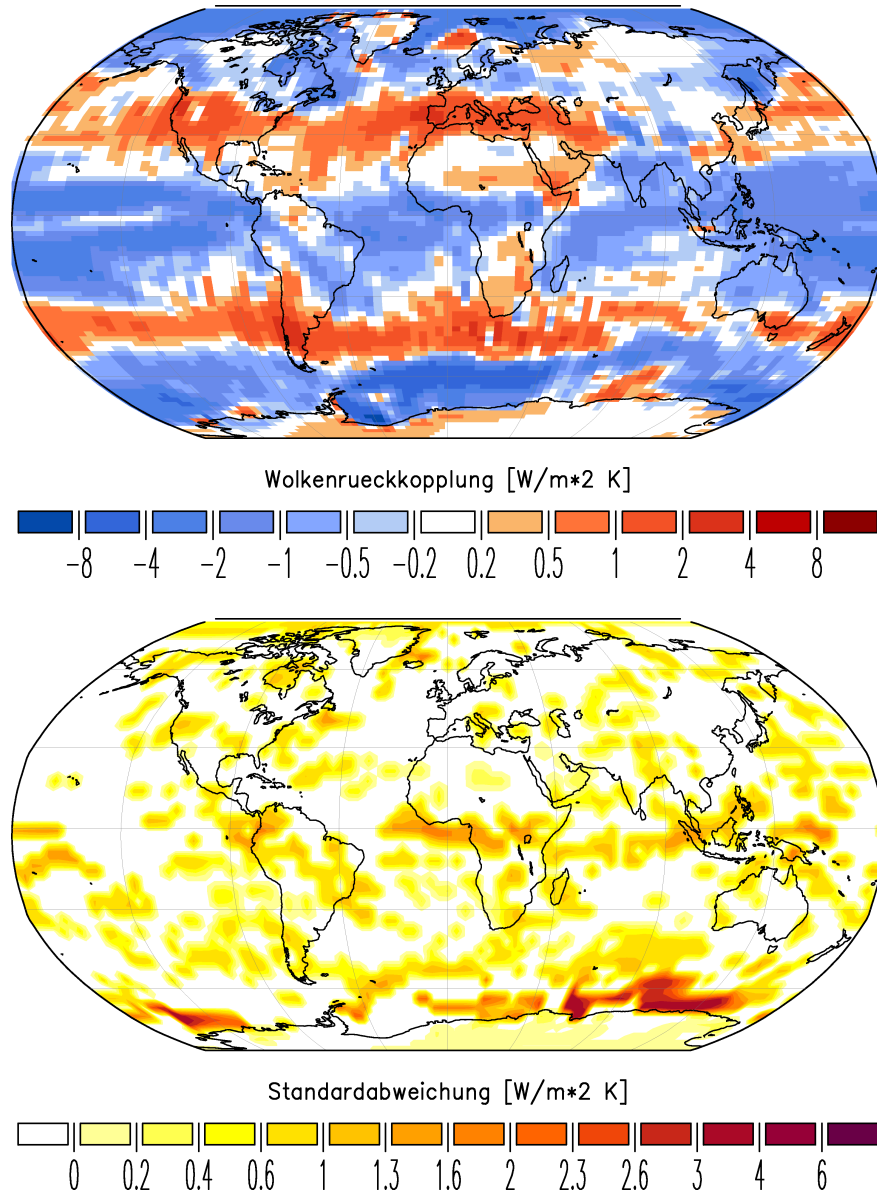


Abbildung 5.12: Ensemblemittel (oben) und Ensemblestandardabweichung (unten) der Gesamtwolkenrückkopplung innerhalb des Ensembles. Für die Standardabweichung wird nur die von der internen Variabilität signifikant abweichende Standardabweichung farbig dargestellt.

Um den Zusammenhang zwischen kurz- und langwelligen Wolkenrückkopplungen (λ_{WSW} und λ_{WLW}) zu überprüfen, wird eine Regressionsanalyse für die global gemittelten Wolkenrückkopplungen (λ_{WSW} und λ_{WLW}) innerhalb des PPE durchgeführt (zugehöriges Streudiagramm als Abb. 5.13). Dabei zeigt sich eine negative lineare Beziehung zwischen diesen Rückkopplungen innerhalb des PPE. Eine lineare Regression nach der Methode der kleinsten Quadrate [von Storch und Zwiers, 2001] liefert einen Zusammenhang mit einem Bestimmtheitsgrad von 0,865. Dieser Zusammenhang lässt sich funktional beschreiben durch:

$$\lambda_{WLW} = -0,492 \cdot \lambda_{WSW} - 0,021 \quad (5.1)$$

Dadurch wird deutlich, dass für unterschiedliche Modellversionen eine verstärkte negative Wolkenrückkopplung relativ zum Standardmodell um etwa 50% von einer erhöhten positiven Wolkenrückkopplung kompensiert wird. Diese Beziehung führt daher innerhalb des EGMAM-PPE zu einer reduzierten Streuung in den Gesamtrückkopplungen der Wolken ($0,50 \frac{W}{m^2K}$) im Vergleich zu den kurz- bzw. langwelligen Komponenten ($0,85 \frac{W}{m^2K}$ bzw. $0,59 \frac{W}{m^2K}$).

Diese Beziehung wird durch den Vergleich der Änderungen des Flüssigwassergehalt bodennaher Bewölkung und hoher Wolken ersichtlich (vgl. Abb. 5.7 Mitte und Abb. 5.8 Mitte). Dabei wird deutlich, dass in den Breiten der maximalen Zunahme der Wolken in der oberen Troposphäre auch die Zunahme des Flüssigwassergehalts der bodennahen Wolken maximal ist, was den Zusammenhang zwischen der Zunahme des Treibhauseffekts der Wolken bei gleichzeitiger Zunahme der negativen Wolkenalbedorückkopplung beschreibt.

Dafür sind folgende Zusammenhänge von Bedeutung: In den mittleren Breiten werden Wolken sehr stark durch synoptischskalige zyklonale Aktivität beeinflusst. Es kann empirisch gezeigt werden, dass es dabei in den Regionen synoptischskaligen Aufstiegs zur Bildung von Frontalwolken mit hohen Tops sowie gleichzeitig in den Absinkregionen zur Bildung bodennaher optisch dichter Bewölkung (Cumulus und Stratocumulus) kommt [Norris und Iacobellis, 2005].

Die Zunahme des Flüssigwassergehalts bodennaher Wolken in den Tropen wird durch reduzierte Stabilität und der damit verbundenen erhöhten konvektiven Aktivität in der atmosphärischen Grenzschicht begünstigt, die zu einer vermehrten Bildung von Cumuluswolken mit hohem Flüssigwassergehalt führen [Zhang und Bretherton, 2008, Wyant et al., 2009]. Gleichzeitig sind in den Abstiegsregionen der Tropen, etwa in der Walker-Zirkulation, bodennahe Wolken verantwortlich für einen hohen Albedoeffekt tropischer Bewölkung [Bony et al., 2006]. Die beteiligten Prozesse, die zu diesen Wolkenbildungen in der unteren Troposphäre führen, sind demnach neben lokalen thermodynamischen Bedingungen, auch positiv von Änderungen der großskaligen atmosphärischen Zirkulation abhängig, wie es auch in Beobachtungsdaten deutlich wird [Norris und Klein, 2000]. Eine Verstärkung der Zirkulation in den Tropen führt aber nach vereinfachten Modellen tropischer Dynamik ebenfalls zu einer Zunahme der Feuchte in der freien Troposphäre [Kelly und Randall, 2001], wie es auch im mittleren Klimasignal innerhalb des EGMAM-PPE deutlich wird (siehe

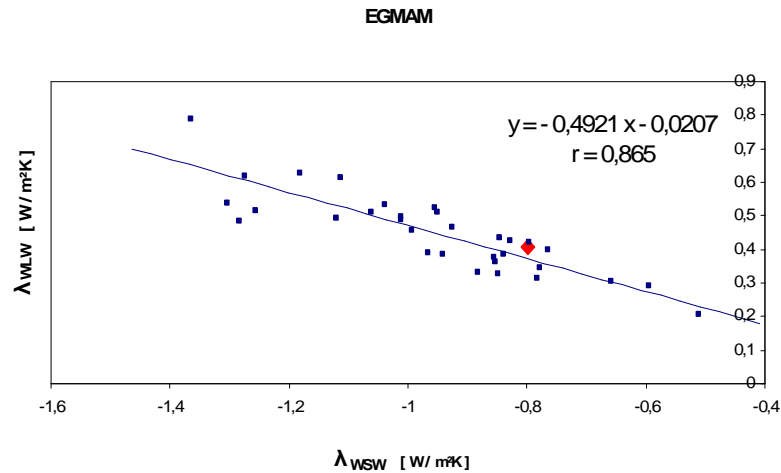


Abbildung 5.13: Streudiagramm für die global gemittelten langwelligen (Ordinate) und kurzwelligen (Abszisse) Wolkenrückkopplungen der einzelnen Modellversionen des EGMAM-PPE (blaue Punkte). Die Standardversion EGMAM (v0) ist als roter Punkt eingetragen. Die Regressionsgerade $y=f(x)$ und der Bestimmtheitsgrad r der Regression sind im Diagramm angegeben.

Abb. 5.4 Mitte). Diese Feuchtezunahme führt gemäß der CAPE-Schließung für tiefe Konvektion (siehe Kap. 3.2.1) zu einem intensivierten konvektiven Vertikaltransport, der wiederum die Zunahme der hohen Wolken (siehe Abb. 5.7) und dadurch die erhöhte langwellige Wolkenrückkopplung bewirkt.

Es sei an dieser Stelle auch angemerkt, dass für die Strahlungsbilanz der Tropen im heutigen Klima ein sich ausgleichendes Verhältnis zwischen kurz- und langwelliger Strahlungsbeiträgen der Wolken beobachtet werden kann [Ramanathan et al., 1989]. Auch beobachtete Änderungen z.B. der Hadley-Zirkulation in der letzten Dekade [Chen et al., 2002, Mitas und Clement, 2005] führen in Sensitivitätsstudien zu keiner Änderungen dieses Verhältnisses [Clement und Soden, 2005], was insgesamt den Zusammenhang zwischen positiven und langwelligen Wolkenrückkopplungen unterstützt.

5.6 Einzelparameter

In diesem Abschnitt werden die Beiträge einzelner Störungsparameter zu den Wolkenrückkopplungsmechanismen analysiert. Um die Abhängigkeit der kurz- bzw. langwelligen Wolkenrückkopplungen (λ_{WSW} und λ_{WLW}) von einzelnen Störungsparametern abzubilden, wird unter der Annahme eines linearen Zusammenhangs eine multivariate lineare Regression (MVR) [Wilks, 2005] durchgeführt. Für diese Regression werden die vorliegenden 31 Werte der fünf Störungsparameter P_i (siehe Kp. 4.1.3) verwendet, um einen linearen Zusammenhang der Form

$$\lambda = \beta_0 + \beta_1 P_{ENTR} + \beta_2 P_{UEBER} + \beta_3 P_{KONV} + \beta_4 P_{EIS} + \beta_5 P_{REGEN}$$

zu jeweils einem der Rückkopplungsparameter λ_{WSW} bzw. λ_{WLW} zu detektieren. Da die Störungsparameter P_i selbst sowie deren Variationen und die Größe der Rückkopplungsparameter nicht in einem vergleichbaren Verhältnis stehen, werden die in die Auswertung eingehenden Daten zunächst standardisiert. Die auf Grundlage dieser standardisierten Daten durchgeführte MVR bestimmt dementsprechend die standardisierten Regressionskoeffizienten β_i (im Folgenden auch nur als Regressionskoeffizient bezeichnet) für den Zusammenhang von Störungsparametern P_i und Rückkopplungsparametern λ_{WSW} bzw. λ_{WLW} .

Um auf einen signifikanten Einfluss der einzelnen Parameter auf die jeweiligen Rückkopplung λ zu testen, wird als Nullhypothese angenommen, dass keiner der Parameter P_i Einfluss auf λ zeigt, also $\beta_i = 0$ für $i \in \{1, \dots, 5\}$. Dieser Test entspricht einem zweiseitigen T-Test für die Verteilung des Verhältnisses aus Regressionskoeffizienten und Standardfehler. Daraus wird eine Irrtumswahrscheinlichkeit (p-Wert) bestimmt, welche das Signifikanzniveau des durchgeführten Tests wiedergibt [Wilks, 2005].

5.6.1 Regressionsanalyse

Die lineare Regression (siehe Tab. 5.6.1) zeigt, dass auf die **kurzwelligen Wolkenrückkopplungen** (λ_{WSW}) der Entrainmentparameter (P_{ENTR}) und der Konversionsparameter von Wolkenwasser zu Regen (P_{KONV}) signifikanten (Signifikanzniveau von über 95%) Einfluss zeigen.

Der positive Regressionskoeffizient für P_{ENTR} (0,82) verdeutlicht eine Zunahme der kurzwelligen Wolkenrückkopplung (Abschwächung der negativen Rückkopplung) bei einer Erhöhung von P_{ENTR} . Für P_{KONV} zeigt sich ein negativer Regressionskoeffizient, was eine Reduktion der kurzwelligen Wolkenrückkopplungen (Verstärkung der negativen Rückkopplung) bei Erhöhung dieses Parameters bedeutet.

Der Vergleich der standardisierten Regressionskoeffizienten zeigt, dass der Entrainmentparameter nach der lineare Regression den größten Einfluss auf die kurzwelligen Wolkenrückkopplungen aufweist. Die Parameter P_{UEBER} , P_{EIS} und P_{REGEN} zeigen nach der linearen Regression keinen statistisch signifikanten Einfluss auf λ_{WSW} .

Dabei ist zu berücksichtigen, dass die Störungen der einzelnen Parameter alle bis zu einer einheitlichen inakzeptablen Änderung der Gleichgewichtstemperatur im Grundzustand geändert und somit in einem vergleichbaren physikalischen Rahmen gestört werden (siehe Kap. 4). Dadurch wird auch ein Unterschied im Einfluss der Störungsparameter auf die Klimasensitivität im Vergleich zum Einfluss auf die Gleichgewichtstemperatur des heutigen Klimas deutlich.

Eine signifikante Abhängigkeit der **langwelligen Wolkenrückkopplungen** (λ_{WLW}) wird in Übereinstimmung mit den für λ_{WSW} gefundenen Zusammenhänge nur für die Parameter P_{ENTR} und P_{KONV} ermittelt (siehe Tab. 5.6.1). Der diagnostizierte Zusammenhang zwischen P_{ENTR} und λ_{WLW} beschreibt eine Abschwächung der positiven langwelligen Wolkenrückkopplungen bei Erhöhung von P_{ENTR} . Für eine Erhöhung von P_{KONV} wird hingegen innerhalb des EGMAM-PPE eine Verstärkung dieser Wolkenrückkopplung ermittelt.

Die durch die MVR gefundenen Zusammenhänge stehen im Einklang mit den analysierten kurzwelligen Wolkenrückkopplungen für die Einzelparameterstörungen der Parameter P_{ENTR} (Vgl. Ensemblemitglied v1 (P_{ENTR} hoch) und v6 (P_{ENTR} niedrig) in Abb. 5.9) und P_{KONV} (Vgl. Ensemblemitglied v3 (P_{KONV} hoch) und v8 (P_{KONV} niedrig) in Abb. 5.9).

Für die **signifikant einflussreichen Parameter** P_{ENTR} und P_{KONV} zeigen sich jeweils entgegengesetzte Vorzeichen für den Einfluss dieser Parameter auf die kurz- bzw. langwelligen Wolkenrückkopplungen (λ_{WSW} bzw. λ_{WLW}), was in Übereinstimmung mit der Antikorrelation dieser Rückkopplungen innerhalb des EGMAM-PPE steht (siehe Kap. 5.5). Da die signifikant einflussreichen Parameter (P_{ENTR} und P_{KONV}) den Feuchtetransport durch konvektive Aktivität beeinflussen, verdeutlicht dieses Ergebnis die Bedeutung der Konvektion für die diagnostizierte Antikorrelation zwischen kurz- und langwelligen Wolkenrückkopplungen.

Um die Zusammenhänge zwischen den Störungsparametern und den simulierten Wolkenrückkopplungen zu verdeutlichen, werden im Folgenden die Einzelvariationen der Parameter mit signifikantem Einfluss (P_{ENTR} und P_{KONV}) auf die Wolkenrückkopplungen untersucht. In dem in dieser Arbeit erzeugten PPE werden Einzelparameterstörungen in den ersten zehn Ensemblemitglieder vorgenommen (siehe Tab. 4.2, v1 bis v10). Da für jeden der fünf Störungsparameter ein Ensemblemitglied mit hohem bzw. niedrigem Wert vorliegt, kann durch Differenzbildung die Auswirkung der jeweiligen Parameteränderung untersucht werden. Wie aus den vorigen Kapiteln deutlich wird, besteht ein enger Zusammenhang zwischen der Vertikalstruktur der Bewölkungsänderung und den langwelligen Wolkenrückkopplungen sowie der Änderung des Flüssigwassergehalts der Wolken und den kurzwelligen Wolkenrückkopplungen. Daher werden diese Größen auf den Einfluss der Parameterstörungen von P_{ENTR} und P_{KONV} untersucht.

Parameter	P_{ENTR}	P_{UEBER}	P_{KONV}	P_{EIS}	P_{REGEN}
λ_{WSW}					
β	0,8176	0,0013	-0,6448	0,01029	0,2405
σ	0,1543	0,1467	0,1326	0,1146	0,1271
p-Wert	5,2974	0,0088	-4,8628	0,8982	1,8922
F-Wert	11,9022				
λ_{WLW}					
β	-0,7525	-0,0894	0,8267	-0,1989	0,0635
σ	-0,2612	0,2323	0,4424	-0,0585	-0,0808
p-Wert	-3,9440	-0,4930	5,0440	-1,4039	0,4045
F-Wert	6,0631				

Tabelle 5.1: Regressionstabelle für die fünf Störungsparameter mit standardisierten Regressionskoeffizienten (β), Standardfehler der Regression (σ), p-Wert für die Signifikanz des geschätzten Regressionskoeffizienten und F-Wert für die MVR zwischen den Rückkopplungsparametern und Störungsparametern. Ein positiver Regressionskoeffizient β beschreibt eine Verstärkung der Rückkopplungsparameter bei Erhöhung des jeweiligen Parameters P_i .

5.6.2 Der Entrainmentparameter P_{ENTR}

In Abb. 5.14 wird der Einfluss einer Erhöhung von P_{ENTR} auf das Klimasignal im Bedeckungsgrad sowie im Flüssigwassergehalt der Wolken dargestellt. Dazu wird die Differenz der dekadisch gemittelten Klimasignale (Differenz aus $2 \times CO_2$ und $1 \times CO_2$) der Ensemblemitglieder v1 und v6 gebildet (siehe Tab. 4.2)(Abb. 5.14 entspricht somit der Visualisierung der Differenz von Differenzen).

Für die Veränderung des Bedeckungsgrades zeigt sich bei einer Erhöhung von P_{ENTR} eine Abschwächung der Zunahme der hohen Wolken an der Tropopause. Diese Abschwächung ist gleichbedeutend mit einer Abschwächung der positiven langwelligen Wolkenrückkopplung (vgl. v1 und v6 in Abb. 5.9). Diese Änderung ist in Übereinstimmung mit dem negativen Regressionskoeffizienten für P_{ENTR} im linearen Modell für λ_{WLW} (siehe Tab. 5.6.1). Der Einfluss der Parameterstörung beträgt bis zu 50% des in Kapitel 5.4 gezeigten Ensemblemittels der Klimasignale für diese Größe und geht dabei teilweise über die signifikante Standardabweichung im PPE hinaus (vgl. Abb. 5.7). Dies macht die besondere Bedeutung des Entrainmentparameters für die langwelligen Wolkenrückkopplungen deutlich, was durch den standardisierten Regressionskoeffizienten von -0,75 (siehe Tab. 5.6.1) bestätigt wird.

Für das Klimasignal der Änderung des Flüssigwassergehalts der Wolken bewirkt die Erhöhung von P_{ENTR} in den Tropen eine Abschwächung der Zunahme dieser Größe in der unteren Troposphäre zwischen etwa 700hPa und 800hPa (siehe Abb. 5.14 unten) im Vergleich zum Ensemblemittel (vgl. Abb. 5.8 Mitte). In der unteren Grenzschicht wird zwar ebenfalls eine Verstärkung der Zunahme des Flüssigwassergehalts simuliert, diese ist jedoch vom Betrag ($2 \frac{mg}{kg}$) und ihrer vertikalen Aus-

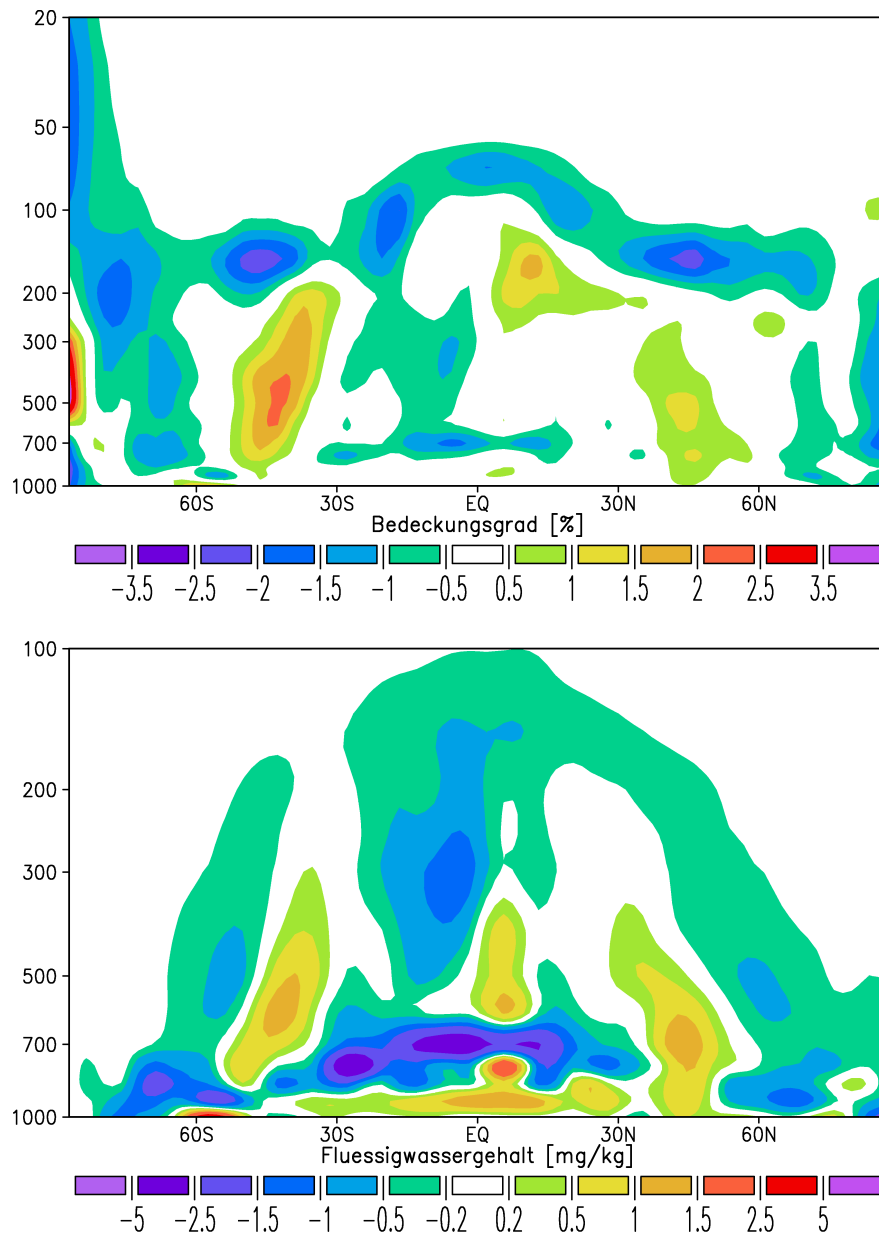


Abbildung 5.14: Einfluss einer Erhöhung des Entrainmentparameters P_{ENTR} auf die Änderung der dekadischen Mittel des zonal gemittelten (i) Bedeckungsgrades (oben) und (ii) des Flüssigwassergehalts der Wolken (unten) durch die Verdopplung der CO_2 -Konzentration (Differenz der Klimasignale der Einzelparametervariationen v1 und v6).

dehnung deutlich geringer, als die darüber simulierte Abschwächung (bis zu $3,5 \frac{mg}{kg}$). Insgesamt führt der beschriebene Einfluss einer Erhöhung des Entrainmentparameters zu einer Abschwächung der Zunahme des Flüssigwassergehalts bodennaher Wolken und damit zu einer deutlichen Abschwächung der simulierten negativen kurzwelligen Wolkenrückkopplungen in den zu Grunde liegenden Einzelparametervariationen (v1: $\lambda_{WSW} = -0,85 \frac{W}{m^2K}$, v6: $\lambda_{WSW} = -1,27 \frac{W}{m^2K}$). Dieser Einfluss wird durch einen negativen Regressionskoeffizienten in der durchgeführten MVR auf Basis der PPE-Daten bestätigt. Der vergleichsweise hohe Regressionskoeffizient von 0,82 ist durch die relativ starke Abschwächung der Zunahme im Flüssigwassergehalt der unteren Troposphäre begründet, die im Bereich des im PPE-Mittel simulierten Klimasignals dieser Größe liegt und in etwa die Größe der Standardabweichung innerhalb des PPE hat (vgl. Abb. 5.8). Ebenso wie für die simulierten langwelligen Wolkenrückkopplungen zeigt sich also ein relativ hoher Regressionskoeffizient, jedoch entgegengesetzten Vorzeichens.

Für die Wolkenrückkopplungen lässt sich also ein vergleichsweise starker Einfluss des Parameters für turbulentes Entrainment feststellen. Dieses Ergebnis ist durch den Einfluss dieses Parameters auf die Veränderungen des Bedeckungsgrades nahe der Tropopause und auf den Flüssigwassergehalt in der unteren Troposphäre der Tropen begründet. Diese Änderungen weisen eine kompensierende Wirkung für die Gesamtwolkenrückkopplungen auf. Es wird ebenfalls deutlich, dass sich trotz des starken Einflusses der Störung des Entrainmentparameters nicht das Vorzeichen der durch EGMAM simulierten kurz- und langwelligen Wolkenrückkopplungen bzw. der dafür verantwortlichen Änderungen hoher Wolken und des Flüssigwassergehalts bodennaher Wolken ändert.

5.6.3 Die Konversionsrate P_{KONV}

In Abb. 5.15 wird der Einfluss einer Erhöhung der Konversionsrate von Wolkentropfen zu Regen in Aufwinden (P_{KONV}) auf das Klimasignal im Bedeckungsgrad und dem Flüssigwassergehalt der Wolken dargestellt. Die dargestellte Änderung ist die Differenz der jeweils dekadisch gemittelten Klimasignale (Differenz aus $2 \times CO_2$ und $1 \times CO_2$) der Ensemblemitglieder v3 und v8. Die Erhöhung des Parameters P_{KONV} bewirkt im Bezug auf das Klimasignal im Ensemblemittel (vgl. Abb. 5.6) eine weniger stark ausgeprägte Abnahme der Wolken zwischen den Druckniveaus von etwa 500hPa und 150hPa und nur eine geringe Wirkung auf die Zunahme höherer Wolken. Dieser Einfluss stellt somit eine Minderung der Transmissivität für langwellige Strahlung insbesondere der mittleren Troposphäre dar und bewirkt im globalen Mittel eine Zunahme der langwelligen Wolkenrückkopplung (λ_{WLW}) um $0,2 \frac{W}{m^2K}$ (vgl. Ensemblemitglieder v3 und v8 in Abb. 5.9). Die Zunahme bzw. die weniger starke Abnahme der Bewölkung der mittleren Atmosphäre im Klimasignal durch die Erhöhung des Parameters P_{KONV} ist mit über einem Prozentpunkt in etwa von der Größe der im Ensemblemittel simulierten Abnahme der Bewölkung in diesem Bereich. Das verdeutlicht den relativ starken positiven Einfluss der Konversionsrate

von Wolkentropfen zu Regen in Aufwinden (P_{KONV}) auf die simulierten langwelligen Wolkenrückkopplungen (λ_{WLW}). Dieser Zusammenhang wird ebenfalls durch den vergleichsweise hohen Regressionskoeffizienten von 0,82 in der MVR zwischen Störungsparametern und den langwelligen Wolkenrückkopplungen deutlich (siehe Tab. 5.6.1).

Für das Klimasignal im Flüssigwassergehalt der Wolken zeigt sich durch eine Erhöhung von P_{KONV} eine Erhöhung bzw. eine schwächere Abnahme des Flüssigwassergehalts der tropischen Wolken auf etwa 700hPa (siehe Abb. 5.15 unten), die insbesondere am Äquator mit bis zu $1,5 \frac{mg}{kg}$ im Vergleich zum Signal (vgl. Abb. 5.8) hoch ist. Aber auch bis in die Breiten von 45° auf beiden Hemisphären, in denen im Ensemblemittel eine polwärtige Ausdehnung der subtropischen ariden Gebiete simuliert wird, ist dieser Einfluss der Parameterstörung von P_{KONV} auf das Klimasignal deutlich. Diese weniger starke Abnahme des Flüssigwassergehalts der Wolken in diesen Gebieten führt im Klimasignal der Einzelparametervariationen von P_{KONV} (v3 und v8) zu einer Verstärkung der global gemittelten negativen kurzwelligen Wolkenrückkopplung um $0,29 \frac{W}{m^2K}$ (siehe Abb. 5.9). Diese Beziehung wird auch innerhalb des PPE durch einen vergleichsweise hohen Regressionskoeffizienten von -0,64 durch die MVR innerhalb des PPEs bestätigt.

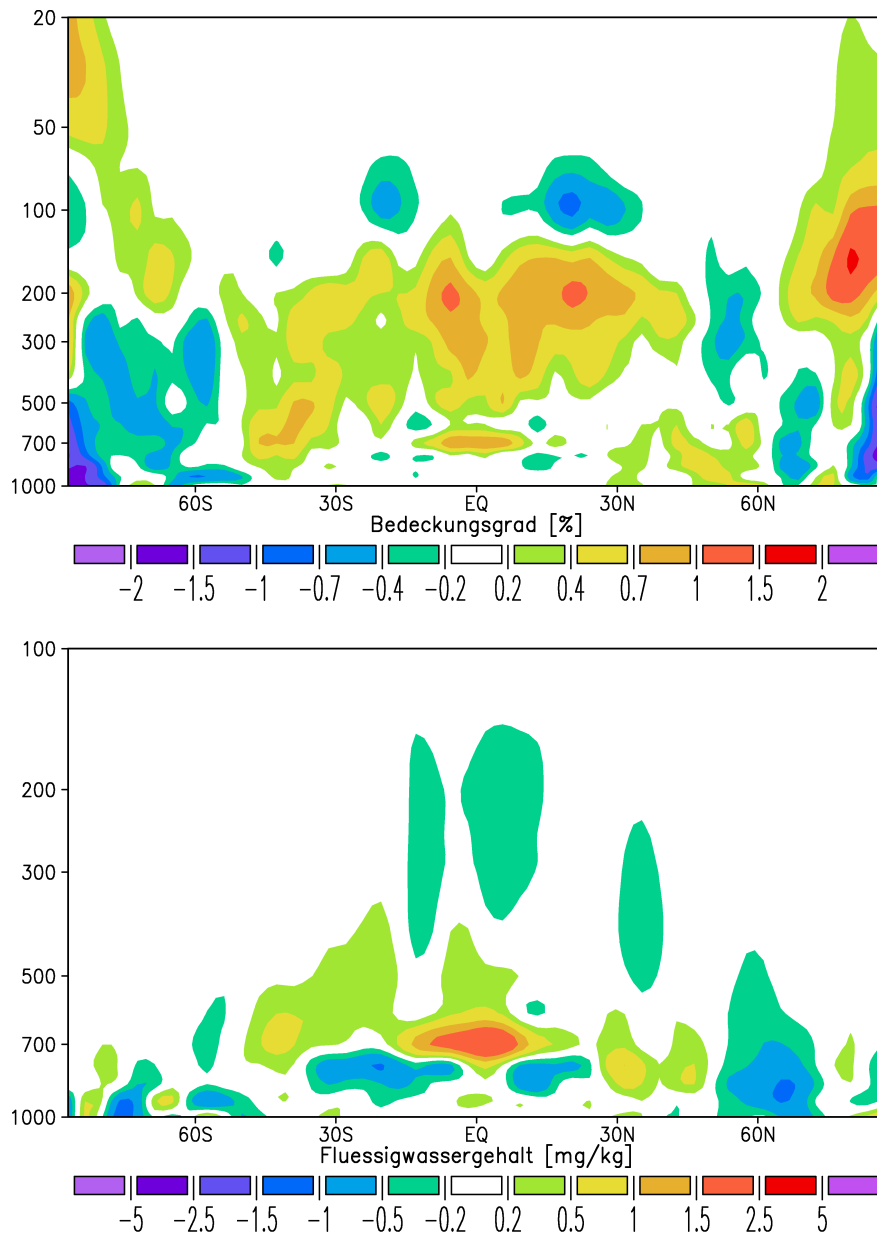


Abbildung 5.15: Einfluss einer Erhöhung der Konversionsrate P_{KONV} auf die Änderung der dekadische Mittel des zonal gemittelten (i) Bedeckungsgrades (oben) und (ii) Flüssigwassergehalts der Wolken durch Verdopplung der CO_2 -Konzentration (Differenz der Klimasignale der Einzelparametervariationen v3 und v8).

Kapitel 6

Multi-Modell Vergleich

Im folgenden wird erstmalig eine Untersuchung der Modellabhängigkeit von PPE-Ergebnisse vorgestellt. Dazu werden die erzielten EGMAM-Ergebnisse mit PPE-Ergebnissen eines zweiten Modells (HadSM3) verglichen. Für die Unterscheidung von Parameterunsicherheit und struktureller Unsicherheit werden darüber hinaus die Ergebnisse eines MMEs in den Vergleich einbezogen. Dieser Vergleich wird durchgeführt nicht nur um die Besonderheiten von HadSM3 und EGMAM im Rahmen der strukturellen Unterschiede zwischen Mitglieder eines MMEs einzuordnen, sondern auch um strukturelle Unterschiede von PPE- und MME-Ergebnissen zu untersuchen. Darüber hinaus können dadurch Unterschiede zwischen dem AOGCM-Ensemble mit EGMAM und Ensembles von Mischungsschichtmodellen detektiert werden. Es werden zunächst die Ensemble vorgestellt, die zum Vergleich mit den EGMAM-Ergebnissen herangezogen werden (Kapitel 6.1). Der präsentierte Vergleich beinhaltet die Auswirkung von Störungen einzelner Parameter auf die ECS für die untersuchten PPEs (Kapitel 6.2), sowie eine Ensembleauswertung der verschiedenen Rückkopplungsparameter innerhalb der drei ausgewerteten Ensemble (Kapitel 6.3).

6.1 HadSM3- und CFMIP-Ensemble

6.1.1 HadSM3-Ensemble

Eine Reihe von PPE-Untersuchungen zur ECS und Rückkopplungsparametern sind bisher mit dem Hadley-Center Modell HadSM3 durchgeführt worden [Murphy et al., 2004, Stainforth et al., 2005, Webb et al., 2006]. HadSM3 ist das Atmosphärenmodell HadAM3 [Pope et al., 2000], welches mit einem Mischungsschichtozean gekoppelt ist. In HadSM3 wird, in Übereinstimmung zu EGMAM, zur Beschreibung stratiformer Wolkenprozesse das Parametrisierungsschema nach Sundqvist verwendet [Sundqvist, 1978, Sundqvist et al., 1989]. Das in HadSM3 verwendete Konvektionsschema ist, in Abweichung zu EGMAM, ein Verfahren nach Gregory [Gregory und Rowntree, 1990]. In diesem Schema wird nicht zwischen verschiedenen Arten der Konvektion unterschieden und die Schließung beruht auf einem Stabilitätskriterium.

Das experimentelle Design der Simulationen des HadSM3-Ensembles folgt dabei dem Standardverfahren zur Bestimmung der ECS mit Mischungsschichtmodellen [Murphy et al., 2004, Webb et al., 2006]. Dabei werden für jedes Mitglied des PPEs drei Experimente durchgeführt. In einer ersten Simulation wird eine Kalibrierung des Modells vorgenommen, in der eine Flusskorrektur durch Relaxation an beobachtete SSTs berechnet wird. In den weiteren beiden Simulationen wird das Modell zunächst integriert, bis es einen Gleichgewichtszustand gerechnet, was für ein AGCM mit Mischungsschichtozean in wenigen Simulationsjahren abgeschlossen ist. Daraufhin werden weitere 20 Simulationsjahre gerechnet, die in die Auswertung eingehen. Dies wird zunächst unter vorindustrieller CO_2 -Konzentration und nach einer instantanen Verdopplung der CO_2 -Konzentration durchgeführt. Aus dem jeweiligen Mittel der 20 Simulationsjahre für die beiden Klimazustände werden Klimatologien für diese Simulationen bestimmt, deren Vergleich als Klimasignal der verwendeten Modellversion verwendet wird.

In dieser Arbeit werden die Simulationsergebnisse eines 181-Mitglieder-HadSM3-PPEs ausgewertet, das aus der Kombination von 53 Einzelparameterstörungen [Murphy et al., 2004] und 128 Multiparameterstörungen [Webb et al., 2006] besteht.

Die verwendeten Ergebnisse dieser Simulationen wurden von den Autoren zur Verfügung gestellt und die entsprechenden Auswertungen in Kooperation durchgeführt.

Für den Vergleich ist von Bedeutung, dass die Standardversion von HadSM3 mit 3,39 K eine höhere Klimasensitivität als EGMAM (2,13 K) zeigt, wobei HadSM3 damit dicht am Median der im AR4 untersuchten Modelle (3,2 K) und EGMAM am unteren Rand der entsprechenden Verteilung (2,1 K) liegt [Randall et al., 2007].

6.1.2 CFMIP-Ensemble

Zur besseren Einordnung der PPE-Ergebnisse sind zusätzlich die Ergebnisse des 16-Mitglieder-CFMIP-MME [Webb et al., 2006] ausgewertet worden. Dieses MME besteht hauptsächlich aus Klimamodellen, die als AOGCM auch am AR4 teilgenommen haben, aber im CFMIP-Projekt als AGCM mit Mischungsschichtozean gekoppelt wurden. In den teilnehmenden Modellen werden strukturell unterschiedliche Komponenten und Parametrisierungsschemata unter anderem auch für die Beschreibung der Wolken verwendet (zur Beschreibung der Modelle siehe [Webb et al., 2006]). Dadurch fließen in die Ergebnisse des CFMIP-MME strukturelle Unterschiede ein, die vergleichbar mit denen im AR4-MME sind. Die verwendeten Ergebnisse dieser Simulationen wurden von den Projektteilnehmern [Webb et al., 2006] zur Verfügung gestellt und die entsprechenden Auswertungen in Kooperation durchgeführt.

6.2 Einzelparameter

In diesem Abschnitt werden die Modelle EGMAM und HadSM3 zunächst auf Gemeinsamkeiten in der Reaktion auf Störungen einzelner Parameter untersucht. Dies wird durch den Umstand ermöglicht, dass die Modelle das gleiche Parametrisierungsschema für stratiforme Wolken verwenden [Sundqvist, 1978, Sundqvist et al., 1989]. Die Klimasensitivitäten der jeweiligen Modellversionen mit hohen bzw. niedrigen Werten für die Ausfallgeschwindigkeit von Eiskristallen (EIS, siehe Kap. 4.1.2), und die Koaleszenzrate von Wolkentropfen (REGEN, siehe Kap. 4.1.2) werden daher direkt verglichen.

In HadSM3 findet jedoch ein im Vergleich zu EGMAM anderes Konvektionsschema Verwendung [Gregory und Rowntree, 1990]. Daher ist ein Vergleich der Auswirkungen von Parameterstörungen im Konvektionsschema nur eingeschränkt möglich. Eine Vergleichbarkeit von Störungsparametern des Konvektionsschemas innerhalb der beiden PPEs liegt nur im Falle des Parameters für die Rate des turbulenten Entrainments (ENTR, siehe Kap. 4.1.1) vor. In dem Konvektionsschema von HadSM3 wird für diesen Parameter jedoch nicht zwischen flacher, mittlerer und hoher Konvektion unterschieden, wie dies in EGMAM geschieht (siehe Kapitel 3.2.1).

Zum Vergleich der Auswirkungen dieses Parameters auf die ECS werden daher im Rahmen der hier vorliegenden Arbeit, zusätzlich zu den in Kapitel 4 dargestellten Experimenten, zwei weitere Modellversionen von EGMAM erzeugt. Dabei werden die Entrainmentraten ϵ_{ut} , ϵ_{um} und ϵ_{uf} (siehe Gl. 3.2) jeweils für alle drei Kategorien von Konvektion gleichermaßen gestört. Konsistent mit den Parameterstörungen in HadSM3 werden die jeweiligen Werte des Standardmodells verdreifacht. Die durchgeführten Experimente zur Untersuchung der Klimasensitivität dieser Modellversionen auf ihre ECS und die Rückkopplungsparameter werden entsprechend der dargestellten Methode für die EGMAM-Experimente durchgeführt (siehe Kapitel 4.2.2).

Ein Vergleich der Änderungen der ECS der entsprechenden Modellversionen zeigt, dass für die drei untersuchten Parameter eine Änderung vom jeweils hohen zum niedrigen Wert in beiden Modellen eine Erhöhung der ECS zur Folge hat (siehe Abb. 6.1). Die Einflüsse der untersuchten Parameterstörungen auf die ECS zeigen also identisches Vorzeichen, sind jedoch deutlich unterschiedlicher Größenordnung. Die Änderungen der ECS in HadSM3 sind im Vergleich zu EGMAM etwa fünfmal stärker für die Parameter EIS (0,7 K in HadSM3 zu 0,15 K in EGMAM) und REGEN (1,1 K in HadSM3 zu 0,2 K in EGMAM) des Schemas zur Beschreibung stratiformer Wolken. Für den Parameter ENTR in den unterschiedlichen Konvektionsschemata der Modelle ist die Reaktion in der ECS in HadSM3 sogar 13-fach höher als in EGMAM (3,8 K in HadSM3 zu 0,3 K in EGMAM). In beiden Modellen hat die Änderung des Wertes für ENTR vom Standard- zum hohen Wert nahezu keinen Effekt auf die ECS, wohingegen die Änderung von ENTR zum niedrigen Wert einen stärkeren Effekt, als die Änderung von EIS oder REGEN hat.

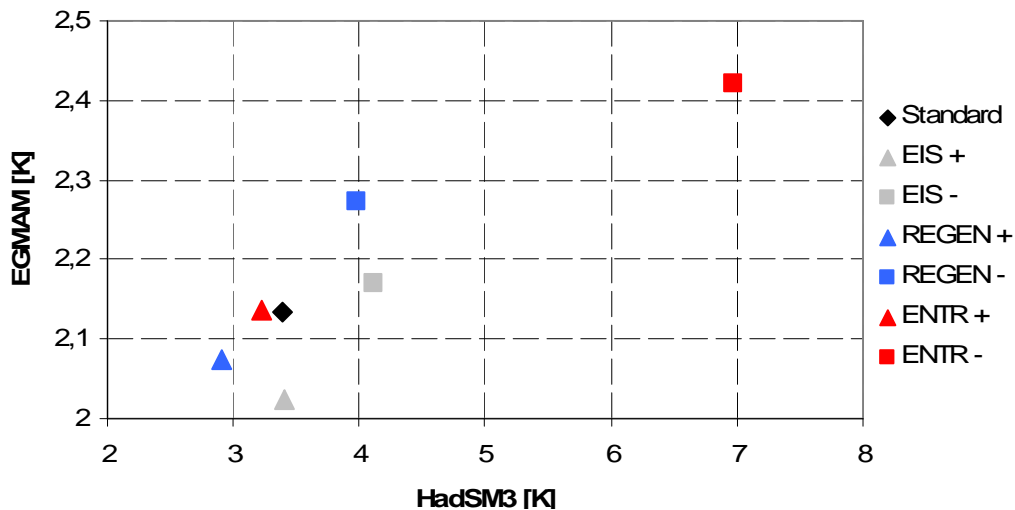


Abbildung 6.1: Streudiagramm der ECS für EGMAM (Ordinate) und HadSM3 (Abszisse) für die Modellversionen mit hohen (Dreiecke) und niedrigen (Quadrate) Werten für die Störungsparameter EIS (grau), REGEN (blau) und ENTR (rot). Die ECS der Standardversionen der Modelle sind in schwarz abgebildet. Unterschiedliche Skalierungen der Achsen wurde vorgenommen, um die unterschiedlichen Streubereiche der Modelle im Diagramm darzustellen.

6.3 Ensemblevergleich

Ein Ensemblevergleich wird für die Rückkopplungsparameter (siehe Kap. 2) innerhalb der gesamten PPEs durchgeführt, also für das gesamte 181-Mitglieder-PPE von HadSM3 Versionen, den 30-Modellversionen des EGMAM-PPE sowie dem 16-Mitglieder-MME des CFMIP-Projektes.

Der Vergleich zeigt (siehe Abb. 6.2), dass sich die drei Ensembles in den atmosphärischen Rückkopplungen bei wolkenlosen Bedingungen (λ_{CS}) in ihren Mittelwerten (1,26; 1,15 und 1,08 $\frac{W}{m^2K}$ für HadSM3, CFMIP und EGMAM) wie auch in ihren Unsicherheitsbereichen¹ (0,63; 0,51 und 0,65) nur geringfügig unterscheiden. Gleiches gilt für die kurz- und langwelligen Anteile λ_{CSSW} und λ_{CSLW} des Rückkopplungsparameter λ_{CS} , wobei HadSM3 im Mittel geringfügig schwächere, EGMAM etwas stärkere Rückkopplungen als das MME aufweist.

Ein zentrales Ergebnis dieses Vergleiches ist der grundlegende Unterschied in den Wolkenrückkopplungen im EGMAM-Ensemble von denen im HadSM3- und CFMIP-Ensemble. Die kurzwelligen Wolkenrückkopplungen (λ_{WSW}) sind im EGMAM-Ensemble ausnahmslos negativ (zwischen -0,51 und -1,36 $\frac{W}{m^2K}$) und die langwelligen Wolkenrückkopplungen (λ_{WLW}) positiv (zwischen 0,79 und 0,20 $\frac{W}{m^2K}$) für alle Ensemblemitglieder. Insgesamt fallen die Wolkenrückkopplungen (λ_W) im EGMAM-Ensemble

¹Als Unsicherheitsbereich wird in dieser Arbeit die Differenz zwischen Maximum und Minimum der Ensemblemitglieder bezeichnet.

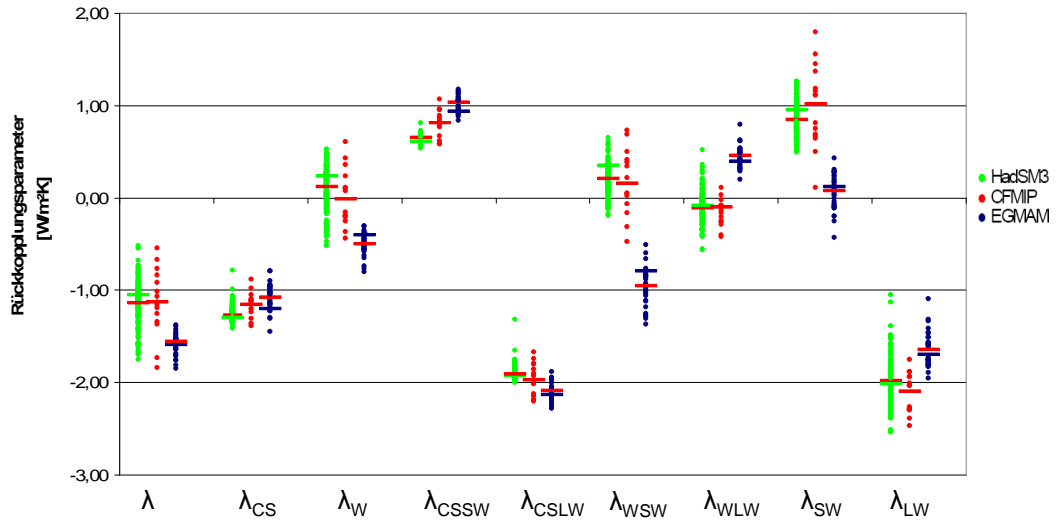


Abbildung 6.2: Werte der unterschiedlichen Rückkopplungsparameter in dem HadSM3 PPE (grün), dem CFMIP MME (rot) und dem EGMAM PPE (blau) für die unterschiedlichen Rückkopplungsparameter (siehe Kap. 2). Die Ensemblemittelwerte durch eine rote, Werte für die Standardversion von HadSM3 (EGMAM) sind durch eine waagerechte grüne (blaue) Linie gekennzeichnet.

durch den dominierenden negativen kurzwelligen Anteil λ_{WSW} negativ aus (im Mittel mit $0,5 \frac{W}{m^2K}$) (vgl. Kapitel 5.5). Dagegen finden sich im HadSM3-PPE und im CFMIP-MME Ensemblemitglieder mit positiven oder negativen kurzwelligen und langwelligen Wolkenrückkopplungsparametern (λ_{WSW} und λ_{WLW}). Dieses Ergebnis zeigt sich ebenfalls für die Gesamtwolkenrückkopplungen λ_W .

Die positiven langwelligen Wolkenrückkopplungen (λ_{WLW}) im gesamten EGMAM-Ensemble bilden im CFMIP-MME die Ausnahme (2 von 16 Modellen) und auch im HadSM3-PPE die Minderheit (37 von 183). Es werden für λ_{WSW} und λ_{WLW} in diesen Ensembles auch nicht die Extremwerte des EGMAM-Ensembles erreicht. Im Falle des Parameter λ_{WSW} für kurzwellige Wolkenrückkopplungen gibt es keine Überschneidung der Unsicherheitsbereiche vom EGMAM-PPE mit dem HadSM3-PPE oder dem CFMIP-MME, was einen grundlegenden Unterschied in der Simulation der kurzwelligen Wolkenrückkopplungen darstellt. Auch für λ_{WLW} gibt es keine Überschneidung der Unsicherheitsbereiche zwischen dem EGMAM- und CFMIP-Ensemble und einen nur geringen mit dem HadSM3-Ensemble. Im Mittel sind die Wolkenrückkopplungsparameter neutral ($-0,01 \frac{W}{m^2K}$) im CFMIP-MME und geringfügig positiv ($0,12 \frac{W}{m^2K}$) im HadSM3-PPE.

Der Unsicherheitsbereich in der Gesamtwolkenrückkopplung λ_W ist im EGMAM Ensemble ($0,50 \frac{W}{m^2K}$) trotz vergleichbarer Unsicherheitsbereiche für λ_{WSW} und λ_{WLW} nur etwa halb so groß, wie in den beiden anderen Ensembles ($1,05 \frac{W}{m^2K}$ in CFMIP und HadSM3). Dies ist durch die in EGMAM gefundene Antikorrelation zwischen λ_{WSW} und λ_{WLW} zu erklären (siehe Kap. 5.5).

Eine Regressionsanalyse für die untersuchten Ensembles zeigt (siehe Abb. 6.3), dass ein vergleichbarer Zusammenhang zu der in EGMAM-PPE diagnostizierten linearen Beziehung zwischen den kurz- und langwelligen Wolkenrückkopplungen im HadSM3- und im CFMIP-Ensemble nicht gegeben ist. Die durch die Methode der kleinsten Quadrate bestimmten Regressionsgeraden für den Zusammenhang zwischen kurz- und langwelligen Wolkenrückkopplungen im HadSM3-PPE und im CFMIP-MME zeigen weder vergleichbare Regressionskoeffizienten noch Bestimmtheitsgrade zu der im EGMAM-PPE vorhandenen Beziehung.

6.4 Fazit des Vergleichs

Im Vergleich der PPEs, die mit EGMAM bzw. mit HadSM3 erzeugt wurden, zeigen sich Gemeinsamkeiten im Vorzeichen der Wirkung aller Störungsparameter auf die ECS (siehe Abb. 6.1). Dabei wird in beiden PPEs die besondere Bedeutung des Entrainmentparameters deutlich, der die stärkste Auswirkung der Störungsparameter auf die Klimasensitivität der untersuchten Modelle zeigt. Die Wirkung des Entrainmentparameters wird in EGMAM primär durch die Änderung der Vertikalstruktur des Klimasignals in Bedeckungsgrad ausgelöst (siehe Kap. 5.6) und ist damit in Übereinstimmung mit Untersuchungen eines HadSM3-PPEs [Sanderson et al., 2008]. Jedoch ist die Änderung der ECS durch Störung der Parameter in HadSM3 wesentlich stärker, was insgesamt zu einer höheren Dispersion des HadSM3-PPE, und damit insbesondere auch zu höheren Werten der ECS führt.

Die additive Aufspaltung Rückkopplungsparameter λ , der für eine Verdopplung von CO_2 dem negativ inversen der ECS entspricht (siehe Kap. 2), in unterschiedliche Rückkopplungsterme verdeutlichen insbesondere grundlegende Unterschiede in den simulierten Rückkopplungen zwischen dem EGMAM-PPE und dem HadSM3-PPE sowie dem CFMIP-MME.

Die kurzwelligen Wolkenrückkopplungen im EGMAM-PPE sind deutlich negativer als in den anderen Ensembles und zeigen keine Überschneidung mit diesen. Ähnlich ist der Unterschied für die im EGMAM-PPE im Vergleich deutlich positiveren langwelligen Wolkenrückkopplungen. Dabei beträgt der Unterschied im Ensemblemittel zu den anderen Ensembles jedoch nur etwa die Hälfte des Unterschiedes im Ensemblemittel für die kurzwelligen Wolkenrückkopplungen (siehe Abb. 6.2).

Wie die Ensembleauswertung zeigt, lassen sich die Unterschiede in den simulierten Wolkenrückkopplungen in den untersuchten PPEs der Modelle EGMAM und HadSM3 aber nicht allein durch Parameterunsicherheit erklären. Trotz der Parameterstörungen, die in beiden Modellen nach Evaluierung von Tuningexperimenten bis zu den Maxima und Minima des physikalisch vertretbaren Unterschieden mit beobachteten Klimatologien gewählt sind, fallen insbesondere die kurzwelligen Wolkenrückkopplungen in den beiden Modelle unterschiedlich aus.

Es müssen daher strukturelle Unterschiede der Modelle als Ursache für diese Diskrepanz in Betracht gezogen werden. Zu diesen Unterschieden gehören in erster Linie die unterschiedlichen Konvektionsschemata von EGMAM [Tiedke, 1993] und HadSM3

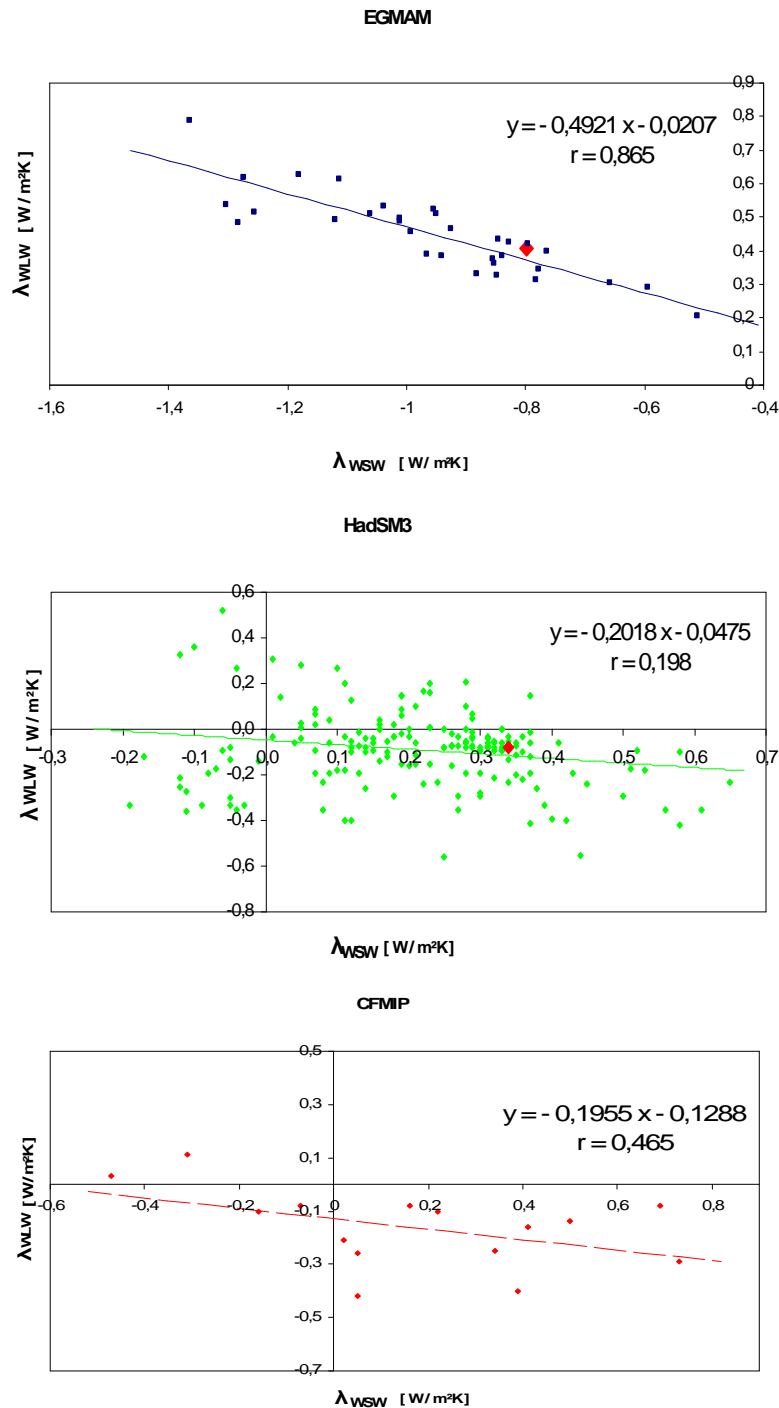


Abbildung 6.3: Vergleich der Streudiagramme für lang- und kurzwellige Wolkenrückkopplungsparameter im EGMAM-PPE (oben), dem HadSM3-PPE (Mitte) und dem CFMIP-MME (unten) mit den jeweiligen Regressionsgeraden. Die Standardversionen von EGMAM (oben) und HadSM3 (Mitte) sind jeweils durch rote Datenpunkte gekennzeichnet. In den Diagrammen sind jeweils die Regressionsgerade $y=ax+b$ und der Bestimmtheitsgrad r der Regression angegeben. Unterschiedliche Skalierungen und Achsenabschnitte wurden gewählt, um die unterschiedlichen Datenbereiche der Ensembles darzustellen.

[Gregory und Rowntree, 1990], die unterschiedliche Änderungen konvektiver Bewölkung in einem sich ändernden Klima bedingen können. Dabei ist insbesondere die Unterscheidung von unterschiedlichen Arten (flache/mittlere/tiefe) der Konvektion in EGMAM von Bedeutung, die in HadSM3 nicht vorgenommen wird. Ebenso sind die Unterschiede in der verwendeten Schließung der Konvektionsschemata von Bedeutung. Die im Konvektionsschema von EGMAM implementierte Schließung auf Basis der Feuchte aus turbulentem Massenfluss in der Grenzschicht steht dabei der Schließung auf Basis eines reinen Stabilitätskriteriums in HadSM3 gegenüber. Insbesondere für die Unterschiede in der Simulation der Änderung des Flüssigwassergehalts bodennaher Wolken, die zu der negativen kurzwelligen Wolkenrückkopplung in EGMAM führt (siehe Kap. 5.5.1), ist dieser strukturelle Unterschied von Bedeutung.

Aber auch der grundlegende Unterschied in den verwendeten Ozeanmodellen spielt dabei eine Rolle. Das Ozeanmodell HOPE-G, welches in EGMAM verwendet wird (siehe Kp. 3) und Änderungen der Ozeanströmung sowie Upwelling berücksichtigt, steht hier den Mischungsschichtmodellen von HadSM3 und den Modellen des CFMIP-Ensembles gegenüber. Die dadurch bedingte Simulation einer niedrigeren SST in EGMAM begünstigt die Entstehung flacher konvektiver Bewölkung [Yao und Genio, 2002] und trägt dadurch zu den relativ stark negativen kurzwelligen Wolkenrückkopplungen in EGMAM im Vergleich zu den Mischungsschichtmodellen bei (siehe Kp. 5.5). Dieser Unterschied wird sowohl im Vergleich mit dem HadSM3-, wie auch dem CFMIP-Ensemble deutlich.

Diese strukturellen Unterschiede der untersuchten Modelle führen ebenfalls zu dem für die Abschätzung der Unsicherheit in der ECS bedeutenden Unterschied im Zusammenhang von kurz- und langwelligen Wolkenrückkopplungen. Dieser Unterschied führt im EGMAM-PPE zu der wesentlich geringeren Dispersion der Rückkopplungsparameter im Vergleich zum HadSM3-PPE. Da im EGMAM-PPE insbesondere die Parameter des Konvektionsschemas für diesen Zusammenhang verantwortlich sind (siehe Kap. 5.6) und dieser auf dem Zusammenspiel von Konvektion in der Grenzschicht und der tiefen Konvektion beruht, (siehe Kap. 5.5.3) sind dafür insbesondere die genannten strukturellen Unterschiede zum im HadSM3 verwendeten Konvektionsschema von Bedeutung. Das der im EGMAM-PPE gefundene Zusammenhang in dem CFMIP-MME nicht gegeben ist aufgrund möglicher Unterschiede in der Stärke des potentiell vorhandenen Zusammenhangs der einzelnen Modelle zu erklären. Der sich daraus ergebende größere Unsicherheitsbereich im Rückkopplungsparameter λ ist daher für diese Ensemble etwa dreimal größer als für EGMAM (1,23; 1,3 bzw. $0,47 \frac{W}{m^2K}$ für HadSM3, CFMIP bzw. EGMAM).

Trotz der Gemeinsamkeiten im Vorzeichen der Wirkung aller untersuchten Störungsparameter auf die ECS und des dominierenden Einflusses des Entrainmentparameters in beiden PPEs, wird insgesamt aus den Ergebnissen des Vergleichs eine Modellabhängigkeit der Ergebnisse von PPEs deutlich.

Kapitel 7

Zusammenfassung und Diskussion

Die Unsicherheit in der Klimasensitivität der aktuellen Generation von Klimamodellen wird im Wesentlichen durch differierende Wolkenrückkopplungen der Modelle bestimmt [Bony et al., 2006, Webb et al., 2006, Meehl et al., 2007], wodurch eine systematische Untersuchung der Wolkenparametrisierung in Klimamodellen motiviert wird.

In dieser Arbeit wird daher der Einfluss potentiell unsicherer Parameterwerte zur Beschreibung konvektiver und stratiformer Wolkenprozesse auf die Klimasignale untersucht. Dafür wird eine Ensemble von 31 Modellversionen des AOGCMs EGMAM generiert, die sich in den Werten ausgewählter Parameter in den Wolken schemata unterscheiden. Im Rahmen der Ensembleauswertung wird ein Erklärungsmuster für die aus den Parametervariationen resultierenden Unsicherheiten in den Wolkenrückkopplungen erarbeitet. Die Störungsparameter mit dem größten Einfluss auf die Rückkopplungen werden identifiziert und deren Auswirkung auf die simulierten Klimasignale dargestellt.

Darüber hinaus wird durch einen Ensemblevergleich untersucht, inwieweit die erzielten Ergebnisse einer Modellabhängigkeit unterliegen, und damit überprüft, ob die Methode der Perturbed-Physics-Ensembles für eine objektive Abschätzung der Klimasensitivität geeignet ist.

7.1 Zusammenfassung der Ergebnisse

In der vorliegenden Arbeit wird die Methode der Perturbed-Physics-Ensembles [Allen und Stainforth, 2002] zur Abschätzung der Parameterunsicherheit in Simulationen der Reaktion des Klimasystems auf eine Verdopplung der CO_2 -Konzentration erstmals mit einem AOGCM durchgeführt. Dazu wird ausgehend vom Basismodell EGMAM ein Modellensemble von 31 Mitgliedern generiert, welche sich in den Werten von fünf Parametern im Schema für Konvektion bzw. für stratiforme Wolken unterscheiden (Kapitel 4.1).

Für die Untersuchung wird zunächst eine Methode entwickelt, um die benötigten Simulationsjahre zur Abschätzung der Gleichgewichtsänderung von unterschiedlichen Modellversionen des AOGCMs zu bestimmen, ohne vollständig transiente Simulationen durchzuführen. Dabei werden die einzelnen Modellversionen ausgehend von den Gleichgewichtszuständen des Standardmodells initialisiert, um die entsprechenden Gleichgewichtszustände der einzelnen Modellversionen zu bestimmen (Kapitel 4.2.2). Der Fehler dieser Methode wird anhand eines Vergleichs mit transienten Simulationen abgeschätzt. Dadurch wird ein mittlerer Fehler bei der Abschätzung der Klimasensitivität der Ensemblemitglieder von 9 %, insgesamt jedoch eine qualitative Übereinstimmung der Näherungen mit den transienten Simulationen festgestellt (Kapitel 4.3).

Das Ensemble wird auf verschiedene für atmosphärische Rückkopplungen relevante Größen und deren Änderungen untersucht, die sich durch eine Verdopplung der CO_2 -Konzentration einstellen. Eine Analyse der Parameterunsicherheit, die den Einfluss der unsicheren Störungsparameter auf die Klimaprojektionen des Modells beschreibt, stellt diejenigen Klimasignale heraus, die dieser intrinsischen Modellunsicherheit unterliegen. Die in dieser Arbeit präsentierte räumlich differenzierte Betrachtungsweise lokalisiert und quantifiziert die Parameterunsicherheit in den Klimasignalen, wodurch eine Identifikation der an dieser Unsicherheit beteiligten Prozesse ermöglicht wird. Um die Einflüsse der Störungsparameter auf Signifikanz gegenüber interner dekadischer Variabilität zu prüfen, wird unter Verwendung eines Testensembles eine Varianzanalyse durchgeführt (Kapitel 5.1).

Dadurch kann eine signifikante Beziehung zwischen SST-Reaktion und der Wolkenphysik speziell in tropischen Ozeanregionen festgestellt werden, die für die Wolkenrückkopplungen relevant ist. Darüber hinaus zeigt die Analyse des Vertikalprofils der Temperaturänderung, dass im Ensemblemittel eine maximale Temperaturerhöhung in der oberen tropischen Troposphäre simuliert wird, was ein robustes Signal dieser Untersuchung und generell in Klimaänderungssimulationen darstellt ([Meehl et al., 2007, Niehörster et al., 2008]). Jedoch wird durch die Analyse der Parameterunsicherheit innerhalb des EGMAM-PPE festgestellt, dass die Höhe der simulierten maximalen Erwärmung in dieser Region, in der die Temperatur unter anderem durch konvektiven Wärmetransport bestimmt wird, von den Werten der Störungsparameter abhängt (Kapitel 5.2).

Die Parameterunsicherheit in dieser Temperaturerhöhung spiegelt sich auch in der Unsicherheit der im Ensemblemittel simulierten maximalen Zunahme der relativen Feuchte in der oberen tropischen Troposphäre wider, wo die Parameterunsicherheit etwa ein Sechstel des mittleren Klimasignals des untersuchten Ensembles beträgt (Kapitel 5.3).

Im Bereich der Tropopause in den mittleren bis hohen Breiten wird die relative Feuchte unter anderem durch Hebungsprozesse im Zusammenhang mit zyklonaler Aktivität bei vorherrschender Baroklinität bestimmt [Kuang und Bretherton, 2004, Soden und Held, 2006]. In diesem Bereich wird im Ensemblemittel ebenfalls eine Zunahme der relativen Feuchte simuliert, was eine Intensivierung der Hebungsprozesse in den mittleren bis hohen Breiten verdeutlicht. Dieses Klimasignal unterliegt in seiner Intensität einer Parameterunsicherheit, die bis zu einem Viertel des mittleren Klimasignals entspricht.

In Übereinstimmung mit der konsistenten polwärtigen Verschiebung der Absinkregionen der Hadleyzirkulation in Klimaprojektionen der IPCC-AR4 Modellen [Lu et al., 2007] sowie Änderungen der Bereiche intensiver zyklonaler Aktivität in den mittleren Breiten in Klimaprojektionen mit ECHAM4 [Pinto et al., 2006] wird im hier untersuchten Ensemble im Mittel eine Abnahme der relativen Feuchte in der unteren Troposphäre zwischen dem 30. und 45. Breitengrad und polwärts davon eine Zunahme dieser Größen simuliert. Dabei wird deutlich, dass eine Parameterunsicherheit im Grad der polwärtigen Verschiebung dieses Signals nur für die Südhemisphäre gegeben ist, wohingegen sich die meridionale Lage dieser Änderungen auf der Nordhemisphäre unabhängig von den Parameterstörungen zeigt (Kapitel 5.3).

Die beschriebenen Änderungen der relativen Feuchte führt in den Simulationen des EGMAM-Ensembles zu entsprechenden Änderungen des simulierten Bedeckungsgrades nach der Verdopplung der CO_2 -Konzentration (Kapitel 5.4). Die Änderung dieser Größe stellt somit eine Erhöhung des Bedeckungsgrades im Bereich der Tropopause mit Maxima am Äquator und etwa entlang des 60. Breitengrades sowie minimaler Zunahme entlang des 30. Breitengrades auf beiden Hemisphären dar. Die Analyse der Parameterunsicherheit in diesem Signal zeigt eine Abhängigkeit der Intensität der beschriebenen Bewölkungszunahme in der oberen Troposphäre von bis zu einem Drittel der Signalstärke im Ensemblemittel.

Das Muster der simulierten langwelligen Wolkenrückkopplungen (Kapitel 5.5.2) stimmt mit der beschriebenen Änderung hoher Wolken überein und ist dementsprechend positiv mit Maxima in zonalen Bändern entlang des Äquators und den Bereichen entlang der 60. Breitengrade, in denen auch die Zunahme der Bewölkung auf der Tropopausenhöhe maximal ist. Auch die Maxima der Parameterunsicherheit der langwelligen Wolkenrückkopplungen fällt mit denen der Bewölkungszunahme in der oberen tropischen Troposphäre vornehmlich in Ozeanregionen zusammen, was die Konsistenz der erzielten Ergebnisse unterstreicht.

Die kurzwelligen Wolkenrückkopplungen (Kapitel 5.5.1) werden in dem EGMAM-Ensemble dagegen von einer Zunahme des Flüssigwassergehalts bodennaher Wolken bestimmt. Dies zeigt sich in der Übereinstimmung der Zunahme des Flüssigwassergehalts bodennaher Wolken in den Tropen und den Bereichen polwärts der 50. Breitengrade mit der negativen Albedorückkopplungen der Wolken in diesen Gebieten. Die Zunahme des Flüssigwassergehalts der Wolken (Kapitel 5.4) ist insbesondere in den Tropen durch eine erhöhte konvektive Instabilität der unteren Troposphäre und der

damit verbundenen Zunahme von feuchtereicher Bewölkung zu erklären, wie sie auch in anderen GCMs [Zhang und Bretherton, 2008] sowie in hoch aufgelösten Modellen simuliert werden [Wyant et al., 2009]. Für die Zunahme des Flüssigwassergehalts der Wolken in den Regionen polwärts des 50. Breitengrades beider Hemisphären ist neben den Änderungen der großskaligen Dynamik vor allem die relativ starke Temperaturerhöhung in den hohen Breiten von Bedeutung, die zu einer Zunahme des Flüssigwassergehalts der Wolken in hohen Breiten führt.

Die simulierte Abnahme des Bedeckungsgrades zwischen den 30. und 50. Breitengraden sowie die Abnahme des Flüssigwassergehalts der Wolken in diesen Regionen, die im Zusammenhang mit Ausweitung der Hadleyzelle und der Änderung zyklonaler Aktivität in den Extratropen stehen, führen zu einer positiven Wolkenrückkopplung, also zu vermehrter solarer Einstrahlung in diesen Breiten.

Die Parameterunsicherheit in der Zunahme des Flüssigwassergehalts bodennaher Wolken ist insbesondere in den Tropen sehr hoch. Dabei ist die in Übereinstimmung mit anderen Studien [Meehl und Washington, 1995] diagnostizierte wechselseitige Beziehung von SST-Änderungen und der Wolkenphysik von Bedeutung, die zu Änderungen des Flüssigwassergehalts der Wolken in tropischen Regionen führt. Diese Beziehung hat durch die resultierende Albedorückkopplung das Potenzial sich selbst zu verstärken [Miller et al., 2006]. Die Parameterunsicherheit in der Zunahme des Flüssigwassergehalts bodennaher Wolken in den Tropen erreicht infolgedessen in etwa die Stärke des analysierten Klimasignals dieser Größe.

Die Analyse der innerhalb des PPE simulierten global gemittelten Rückkopplungen im Klimasystem zeigt, dass die Gesamtrückkopplungen der Wolken für alle Ensemblemitglieder negativ sind, sich also robust gegenüber Änderungen der untersuchten Parameter darstellen (Kapitel 5.5.3). Die negative Gesamtrückkopplung der Wolken wird durch die kurzwelligen Wolkenrückkopplungen bestimmt, die die positiven Wolkenrückkopplungen im langwelligen Strahlungsspektrum überkompensieren. Dieses Verhältnis wurde ebenfalls für alle Ensemblemitglieder diagnostiziert und ist somit unabhängig von den Werten der untersuchten Wolkenparameter. Die Parameterunsicherheit in den Simulationen mit EGMAM ist für die kurzwelligen Wolkenrückkopplungen am höchsten. Jedoch wird die daraus resultierende Unsicherheit in der Gesamtrückkopplung von Wolken durch eine Antikorrelation mit den langwelligen Wolkenrückkopplungen kompensiert, was zu einer Reduzierung der Parameterunsicherheit in der Gesamtrückkopplung der Wolken führt. Diese negativ lineare Beziehung zwischen kurz- und langwelligen Wolkenrückkopplungen wird in EGMAM durch die Zunahme hoher Wolken bei gleichzeitiger Zunahme des Flüssigwassergehalts bodennaher Wolken deutlich (Kapitel 5.5.3) und kann für die Tropen durch Zusammenhänge der Grenzschichtbewölkung in Absinkregionen und der tiefen Konvektion erklärt werden [Kelly und Randall, 2001].

Die Beiträge einzelner Störungsparameter zu den diagnostizierten Parameterunsicherheiten in den kurz- und langwelligen Wolkenrückkopplungen werden mithilfe einer multi-variablen Regressionsanalyse abgeschätzt. Dadurch können die Entrainmentrate für flache Konvektion und die Konversionsrate von Wolkenwasser zu Re-

gen in Aufwinden als die Störungsparameter mit dem größten Einfluss auf lang- und kurzweilige Wolkenrückkopplungen identifiziert werden (Kapitel 5.6). In der Analyse der Prozesse die zu diesem Einfluss führen wird deutlich, dass für Variationen dieser Parameter die Änderungen hoher Wolken und die Zunahme des Flüssigwassergehalts bodennaher Wolken gleichermaßen stark beeinflusst werden. Dadurch wird die Bedeutung der Konvektion für die im EGMAM-Ensemble gefundene negativ lineare Beziehung zwischen kurz- und langwelligen Wolkenrückkopplungen bestätigt.

Erstmals wird in dieser Arbeit auch der Einfluss von Parameterstörungen auf die Klimasensitivität von strukturell unterschiedlichen Klimamodellen (EGMAM und HadSM3) verglichen (Kapitel 6). Der direkte Vergleich von Störungen einzelner Parameter ergibt, dass die Reaktion aller untersuchten Parameterstörungen auf die Klimasensitivität gleichen Vorzeichens, aber deutlich unterschiedlicher Stärke sind (Kapitel 6.2).

Darüber hinaus werden Ensembleauswertungen der simulierten Rückkopplungen der Ensemblemitglieder des EGMAM-PPEs, des HadSM3-PPEs und des CFMIP-MMEs [Webb et al., 2006] durchgeführt und miteinander verglichen. Dabei wird ein grundlegender Unterschied der gewonnenen Ensembleergebnisse speziell für die Wolkenrückkopplungen deutlich. Die Übereinstimmung im Vorzeichen der lang- und kurzweiligen Wolkenrückkopplungen und der Gesamtrückkopplungen der Wolken im gesamten EGMAM-Ensemble ist ein Alleinstellungsmerkmal gegenüber den anderen ausgewerteten Ensembles.

Die Unsicherheitsbereiche der (negativen) kurz- und (positiven) langwelligen Wolkenrückkopplungen im EGMAM-Ensemble überschneiden sich nur geringfügig mit denen im HadSM3-Ensemble oder im Multi-Modellensemble. Dieses Ergebnis macht deutlich, dass dieser wesentliche Unterschied in den simulierten Wolkenrückkopplungen der untersuchten Modelle nicht vollständig durch Parameterunsicherheit zu erklären ist.

Die analysierte Antikorrelation zwischen negativen und positiven kurz- bzw. langwelligen Wolkenrückkopplungen in EGMAM findet sich mit vergleichbaren Regressions- und Korrelationskoeffizienten weder im HadSM3-Ensemble noch im untersuchten Multi-Modellensemble. Dieser Unterschied sowie die dominierenden negativen Albedorückkopplung der Wolken bedingen, dass die Unsicherheit im Rückkopplungsparameter für das EGMAM-Ensemble etwa dreimal geringer ist und dass für keine der EGMAM-Modellversionen eine extrem hohe Klimasensitivität diagnostiziert wird, wie sie im CFMIP- bzw. im HadSM3-Ensemble auftreten.

7.2 Diskussion

Die Klimasensitivität von EGMAM liegt mit 2,13 K am unteren Rand der in Multi-Modell-Studien gewonnenen Ergebnisse [Randall et al., 2007]. Das ist insbesondere durch die negativen Wolkenrückkopplungen in EGMAM begründet. In Übereinstimmung mit anderen Klimamodellen sowie hoch aufgelösten CRMs, die dieses Verhalten zeigen (z.B. [Zhang und Bretherton, 2008, Wyant et al., 2009]), ist der Grund für die negativen Wolkenrückkopplungen in EGMAM eine Zunahme des Flüssigwassergehalts der bodennahen Wolken insbesondere in den Tropen.

Dieses Klimasignal zeigt sich in Multi-Modell-Ensembles als der primäre Grund für die Unsicherheit in der Klimasensitivität von GCMs der aktuellen Generation [Bony und Dufresne, 2005, Bony et al., 2006, Webb et al., 2006]. Bei dieser Unsicherheit ist zu berücksichtigen, dass viele der Modelle den beobachteten Zusammenhang zwischen interannualer SST-Änderung und Zunahme des Flüssigwassergehalts der bodennahen Wolken in den Tropen [Greenwald et al., 1995, Bony et al., 1997] im heutigen Klima nicht adäquat wiedergeben [Bony und Dufresne, 2005]. Konsistent zu den MME-Ergebnissen ist die Parameterunsicherheit in der Zunahme des Flüssigwassergehalts bodennaher Wolken der Tropen und konsequenterweise die der kurzwelligen Wolkenrückkopplungen in diesem Gebiet im EGMAM-PPE besonders hoch. Jedoch führt auch der starke Einfluss der Störungsparameter (insbesondere des Entrainmentparameters) nicht zu einem Vorzeichenwechsel dieses Signals innerhalb des EGMAM-Ensembles und damit zu keiner Übereinstimmung mit den im HadSM3-PPE überwiegend positiv simulierten kurzwelligen Wolkenrückkopplungen.

Der durchgeführte Vergleich des EGMAM-PPEs mit dem HadSM3-PPE zeigt dadurch, dass wesentliche Unterschiede in den Wolkenrückkopplungen unterschiedlicher Modelle nicht allein durch Parameterunsicherheiten in den Wolkenschemata erklärt werden kann, sondern dafür grundlegendere strukturelle Unterschiede der Modelle in Betracht gezogen werden müssen.

Dazu gehört im Vergleich von EGMAM und HadSM3 insbesondere die Verwendung unterschiedlicher Konvektionsschemata. In Konvektionsschema von EGMAM wird zwischen flacher, mittlerer und tiefer Konvektion unterschieden, für die jeweils unterschiedliche Schließungen angewendet werden. Eine derartige Unterscheidung wird in HadSM3 nicht vorgenommen und darüber hinaus wird eine vom Konvektionsschema in EGMAM abweichende Schließung nach einem Stabilitätskriterium verwendet.

Zu den strukturellen Unterschieden der Modelle im durchgeführten Vergleich gehören auch die wesentlichen Unterschiede der verwendeten Ozeanmodelle. Für den Vergleich von AGCMs mit Mischungsschichtozean und dem gekoppelten Modell EGMAM ist insbesondere die geringere tropische SST-Erhöhung in gekoppelten Modellen von Bedeutung. Diese führt in Klimaänderungsprojektionen zu einer verstärkten Zunahme des Flüssigwassergehalts und dadurch auch zu einer verstärkt negativen Albedorückkopplung von bodennahen Wolken in den Tropen [Yao und Genio, 2002]. Darüber hinaus führen unterschiedliche Zusammenhänge in den Rückkopplungen der Ensemblemitglieder der untersuchten PPEs (Antikorrelation zwischen kurz- und langwelligen Wolkenrückkopplungen in EGMAM, jedoch im Wesentlichen unkor-

reliert in HadSM3) zu unterschiedlichen Ergebnissen, was die Unsicherheit in der Klimasensitivität betrifft. Daraus muss gefolgert werden, dass die Ergebnisse von PPE-Untersuchungen mit einem einzelnen Modell, selbst wenn sie aus sehr großen Ensembles wie etwa dem *climateprediction.net*-Projekt [Stainforth et al., 2005] abgeleitet werden, modellabhängig sind und somit nicht als objektive Abschätzungen der Unsicherheit der Klimasensitivität zu verstehen sind [Allen und Stainforth, 2002]. PPE-Ergebnisse können nur als Abschätzung für die Unsicherheit der Klimasensitivität des verwendeten Basismodell verstanden werden. Strukturelle Unterschiede zwischen verschiedenen Modellen, wie etwa des verwendeten Konvektionsschemas, werden durch die Parameterunsicherheit nicht erfasst. Die Unterschiede in den durch Perturbed-Physics-Ensembles gewonnenen Unsicherheitsanalysen tragen jedoch zum Verständnis der strukturellen Unterschiede von Klimamodellen bei. Durch die Kombination von PPEs und MMES kann somit eine verbesserte Unsicherheitsanalyse der Rückkopplungen im Klimasystem und der daraus resultierenden Klimasensitivität erreicht werden.

7.3 Ausblick

Über die in dieser Arbeit präsentierten Auswertungen hinaus erlaubt der vorgestellte PPE-Datensatz eine Unsicherheitsanalyse für die in den Klimaprojektionen mit EGMAM analysierten Signale [Hübener et al., 2007, Niehörster et al., 2008]. Es können ebenfalls diejenigen Aspekte der Klimasignale, die sich nach den Ergebnissen dieser Arbeit sensitiv gegenüber den untersuchten Wolkenparametern zeigen, wie etwa die Änderung der großskaligen Dynamik der Südhemisphäre, einer Unsicherheitsanalyse unterzogen werden.

Durch eine Systematisierung der Analyse der Parameterunsicherheit einzelner Modelle könnte das Verständnis der Unsicherheiten in Multi-Modell-Studien, wie etwa den IPCC Assessment Reports, wesentlich verbessert werden. Die Untersuchung von Gleichgewichtsänderungen ist bei heutigem Stand der Unsicherheitsanalyse mit Wirkungsmodellen dazu geeignet eine möglichst hohe Effektivität bei der Abschätzung der sozio-ökonomischen Folgen des anthropogenen Klimawandels zu geben (siehe z.B. [Hope, 2006]). Die in dieser Arbeit entwickelte Methode bietet sich an, um Unsicherheitsanalysen der Gleichgewichtsänderung mit AOGCMs effizient durchzuführen. Dazu könnten die in dieser Arbeit erarbeiteten Ergebnisse zur Konzeptionierung von verteilten Rechenprojekten genutzt werden (z.B. über das bestehende *climateprediction.net*-Portal) um mit einem verbesserten Sampling größere Bereiche des Parameterraumes von unterschiedlichen Klimamodellen zu untersuchen. Derartige Ensembles, also die Kombination von Multi-Modell- und Perturbed-Physics-Ensembles, versprechen eine wesentliche Verbesserung der Quantifizierung der Unsicherheit des CO_2 induzierten Klimawandels.

Abbildungsverzeichnis

Abb. 2.1:	Schematische Darstellung des Klimasystems und seiner Reaktion auf einen externen Strahlungsantrieb ohne Rückkopplung (links) und mit Rückkopplung durch Temperaturänderung (Mitte). Die Rückkopplungen werden in ihre Einzelbeiträge R_i aufgespalten (rechts), die unterschiedlichen Rückkopplungsmechanismen im Klimasystem entsprechen.	15
Abb. 3.1:	Vertikalverteilung der Druckniveaus in EGMAM in logarithmische Darstellung (links) und die Nummerierung der Modellevel (rechts).	24
Abb. 4.1:	Schematische Darstellung der Störungsparameter, wobei die Parameter des Konvektionsschemas links und die Parameter zur Beschreibung stratiformer Wolken rechts angeordnet sind.	38
Abb. 4.2:	Zeitentwicklung der global gemittelten 2-Meter-Temperatur nach Störung der Wolkenparameter für den vorindustriellen Zustand im Simulationsjahr 1840 (links) und nach Verdopplung der CO_2 -Konzentration im Simulationsjahr 2180 (rechts). Das Standardmodell v0 ist jeweils in blau dargestellt. Der Beginn der in die Auswertung des Ensembles eingehenden letzten Dekade der Läufe ist durch eine senkrechte Linie gekennzeichnet.	43
Abb. 4.3:	Zeitreihe des verwendeten CO_2 -Volumenmischungsverhältnisses für die CMIP-Simulation mit EGMAM.	44
Abb. 4.4:	Global gemittelte 2-Metertemperatur (oben) und die Strahlungsbilanz an der TOA (unten) für die verlängerten Simulationen im Grundzustand (links) und nach der Verdopplung der CO_2 -Konzentration (rechts). Der in die Auswertung der Ensemblemitglieder eingehende Zeitraum (Auswertung) ist durch zwei senkrechte Linien angedeutet.	45
Abb. 4.5:	Zeitreihe der global gemittelten 2-Meter-Temperatur in den CMIP-Simulationen für EGMAM (v0) und zwei Modellversionen (v16 und v20), sowie deren Näherungen (Näherung v16 und Näherung v20) ihrer Temperaturreaktionen auf eine Verdopplung der CO_2 -Konzentration ausgehend von der CMIP Simulation mit der Standardversion (EGMAM). Die Dekade der Simulationen, die in die Auswertung eingeht, ist durch eine vertikale Linie und dem Simulationsende gekennzeichnet.	46

Abb. 5.1: Ensemblemittel über die dekadisch gemittelte 2-Meter-Temperatur im Grundzustand (oben), Ensemblemittel des Temperatursignals (Mitte) und die Standardabweichung (unten) dieser Größe innerhalb des Ensembles, wobei nur die nach dem F-Test signifikant von der internen Variabilität unterscheidbare Standardabweichung farblich dargestellt wird. 52

Abb. 5.2: Vertikalschnitt des Ensemblemittels über die zonal und dekadisch gemittelte 2-Meter-Temperatur im Grundzustand (oben), das Ensemblemittel der Änderungen der Temperatur (Mitte) und die Standardabweichung dieser Größe (unten) innerhalb des EGMAM-PPE, wobei nur die signifikant (Signifikanzniveau 95%, siehe) von der internen Variabilität unterschiedliche Standardabweichung farblich dargestellt ist. In der unteren Abbildung ist zusätzlich zur Standardabweichung nochmal das mittlere Temperatursignal durch eine grüne Linie (keine Veränderung), rote Linie (+3,5K) und eine blaue Linie (-4,0K) gekennzeichnet. Durch Konturlinien (schwarz) ist die interne Variabilität innerhalb des Testensembles des Standardmodell kenntlich gemacht. 54

Abb. 5.3: Schematische Darstellung von Lagrange'schen Trajektorien, die den Transport und die Durchmischung von Feuchte in der Troposphäre darstellen (aus [Held und Soden, 2000]) 56

Abb. 5.4: Vertikalschnitt des Ensemblemittels der zonal und dekadisch gemittelten relativen Feuchte im Grundzustand (oben), das Ensemblemittel der Veränderungen der relativen Feuchte der Atmosphäre (Mitte) und die Standardabweichung dieser Größe (unten) innerhalb des Ensembles, in der das mittlere Klimasignal nochmal durch eine grüne Linie (keine Änderung), eine rote (+1,5 Prozentpunkte) und eine blaue Linie (-1,5 Prozentpunkte) gekennzeichnet ist. Konturlinien (schwarz) zeigen die Standardabweichung innerhalb des Ensembles. Die signifikant von der internen dekadischen Variabilität unterscheidbare Standardabweichung ist farblich dargestellt. 58

Abb. 5.5: Vertikalschnitt des Ensemblemittels der zonal und dekadisch gemittelten Vertikalgeschwindigkeit in den EGMAM-PPE Simulationen des Grundzustand (oben), der Änderung dieser Größe nach Verdopplung der CO_2 -Konzentration (Mitte) und die von der internen Variabilität signifikant unterschiedliche Standardabweichung (unten) dieser Größe innerhalb des PPEs. 59

Abb. 5.6: Ensemblemittel über den dekadisch gemittelten vertikalen Bedeckungsgrad im Grundzustand (oben) die simulierten Änderungen dieser Größe (Mitte) und die signifikant von der internen Variabilität unterscheidbare Standardabweichung (unten) innerhalb des Ensembles. 63

- Abb. 5.7: Vertikalschnitt des Ensemblemittels über den zonal und dekadisch gemittelten **Bedeckungsgrad** im Grundzustand (oben), das Ensemblemittel der Veränderungen des Bedeckungsgrades (Mitte) und die signifikante Standardabweichung dieser Größe (unten) innerhalb des Ensembles, für die das Klimasignal nochmals durch eine grüne Linie (keine Änderung), eine rote (+2,0 Prozentpunkte) und eine blaue Linie (-1,5 Prozentpunkte) gekennzeichnet ist. Kontourlinien (schwarz) zeigen die Standardabweichung innerhalb des Ensembles. 64
- Abb. 5.8: Vertikalschnitt des Ensemblemittels über den zonal und dekadisch gemittelten **Flüssigwassergehalt** im Grundzustand (oben), das Ensemblemittel der Veränderungen des Flüssigwassergehalts (Mitte) und die signifikante Standardabweichung dieser Größe (unten) innerhalb des Ensembles, für die das Klimasignal nochmals durch eine grüne Linie (keine Änderung), eine rote (+1,5 mg/kg) und eine blaue Linie (-1,5 mg/kg) gekennzeichnet ist. Kontourlinien (schwarz) zeigen die interne Variabilität kenntlich gemacht. 65
- Abb. 5.9: Grüne (rote) Balken zeigen die Stärke der langwelligen (kurzwelligen) Wolkenrückkopplungen der einzelnen Ensemblemitglieder des PPEs. Blaue Balken zeigen die Gesamtrückkopplungen der Wolken, die sich durch Addition der jeweiligen lang- und kurzwelligen Wolkenrückkopplungen ergeben. 69
- Abb. 5.10: Ensemblemittel (oben) und Ensemblestandardabweichung (unten) der kurzwelligen Wolkenrückkopplungen innerhalb des Ensembles. Für die Standardabweichung wird nur die von der internen Variabilität signifikant abweichende Standardabweichung farbig dargestellt. 71
- Abb. 5.11: Ensemblemittel (oben) und Ensemblestandardabweichung (unten) der langwelligen Wolkenrückkopplungen innerhalb des Ensembles. Für die Standardabweichung wird nur die von der internen Variabilität signifikant abweichende Standardabweichung farbig dargestellt. 72
- Abb. 5.12: Ensemblemittel (oben) und Ensemblestandardabweichung (unten) der Gesamtwolkenrückkopplung innerhalb des Ensembles. Für die Standardabweichung wird nur die von der internen Variabilität signifikant abweichende Standardabweichung farbig dargestellt. 73
- Abb. 5.13: Streudiagramm für die global gemittelten langwelligen (Ordinate) und kurzwelligen (Abszisse) Wolkenrückkopplungen der einzelnen Modellversionen des EGMAM-PPE (blaue Punkte). Die Standardversion EGMAM (v0) ist als roter Punkt eingetragen. Die Regressionsgerade $y=f(x)$ und der Bestimmtheitsgrad r der Regression sind im Diagramm angegeben. 75

Abb. 5.14: Einfluss einer Erhöhung des Entrainmentparameters P_{ENTR} auf die Änderung der dekadischen Mittel des zonal gemittelten (i) Bedeckungsgrades (oben) und (ii) des Flüssigwassergehalts der Wolken (unten) durch die Verdopplung der CO_2 -Konzentration (Differenz der Klimasignale der Einzelparametervariationen v1 und v6). 79

Abb. 5.15: Einfluss einer Erhöhung der Konversionsrate P_{KONV} auf die Änderung der dekadische Mittel des zonal gemittelten (i) Bedeckungsgrades (oben) und (ii) Flüssigwassergehalts der Wolken durch Verdopplung der CO_2 -Konzentration (Differenz der Klimasignale der Einzelparametervariationen v3 und v8). 82

Abb. 6.1: Streudiagramm der ECS für EGMAM (Ordinate) und HadSM3 (Abszisse) für die Modellversionen mit hohen (Dreiecke) und niedrigen (Quadrate) Werten für die Störungsparameter EIS (grau), REGEN (blau) und ENTR (rot). Die ECS der Standardversionen der Modelle sind in schwarz abgebildet. Unterschiedliche Skalierungen der Achsen wurde vorgenommen, um die unterschiedlichen Streubereiche der Modelle im Diagramm darzustellen. 86

Abb. 6.2: Werte der unterschiedlichen Rückkopplungsparameter in dem HadSM3 PPE (grün), dem CFMIP MME (rot) und dem EGMAM PPE (blau) für die unterschiedlichen Rückkopplungsparameter (siehe Kap. 2). Die Ensemblemittelwerte durch eine rote, Werte für die Standardversion von HadSM3 (EGMAM) sind durch eine waagerechte grüne (blaue) Linie gekennzeichnet. 87

Abb. 6.3: Vergleich der Streudiagramme für lang- und kurzweilige Wolkenrückkopplungsparameter im EGMAM-PPE (oben), dem HadSM3-PPE (Mitte) und dem CFMIP-MME (unten) mit den jeweiligen Regressionsgeraden. Die Standardversionen von EGMAM (oben) und HadSM3 (Mitte) sind jeweils durch rote Datenpunkte gekennzeichnet. In den Diagrammen sind jeweils die Regressionsgerade $y=ax+b$ und der Bestimmtheitsgrad r der Regression angegeben. Unterschiedliche Skalierungen und Achsenabschnitte wurden gewählt, um die unterschiedlichen Datenbereiche der Ensembles darzustellen. 89

Tabellenverzeichnis

Tab. 4.1:	Maximale, standard (EGMAM-Werte) und minimale Werte der fünf Störungsparameter für die Generierung des EGMAM-PPEs.	39
Tab. 4.2:	Die 31 Modellversionen (v0 bis v31) des EGMAM-PPE mit den jeweiligen Werten der Störungsparameter, wobei Standardwerte (EGMAM-Wert) durch den Eintrag S gekennzeichnet sind. Das Standardmodell EGMAM wird als Modellversion v0 geführt.	40
Tab. 4.3:	Verwendete atmosphärische Volumenmischungsverhältnisse der vom Modell berücksichtigten Treibhausgase für die vorindustrielle Gleichgewichtssimulation.	43
Tab. 5.1:	Regressionstabelle für die fünf Störungsparameter mit standardisierten Regressionskoeffizienten (β), Standardfehler der Regression (σ), p-Wert für die Signifikanz des geschätzten Regressionskoeffizienten und F-Wert für die MVR zwischen den Rückkopplungsparametern und Störungsparametern. Ein positiver Regressionskoeffizient β beschreibt eine Verstärkung der Rückkopplungsparameter bei Erhöhung des jeweiligen Parameters P_i	78

Literaturverzeichnis

- [Allen und Ingram, 2002] Allen, M. R. und Ingram, W. (2002). Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle. *Nature*, 419:224–232.
- [Allen und Stainforth, 2002] Allen, M. R. und Stainforth, D. A. (2002). Towards objective probabilistic climate forecasting. *Nature*, 419:228.
- [Arrhenius, 1896] Arrhenius, S. (1896). On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground. *Philosophical Magazine and Journal of Science*, 41:237–276.
- [Betts und Harshvardhan, 1987] Betts, A. K. und Harshvardhan (1987). Thermodynamic constraint on the cloud liquid water feedback in climate models. *Journal of Geophysical Research*, 92(D7):8483–8485.
- [Bode, 1945] Bode, H. W. (1945). *Network analysis and feedback amplifier design*. Van Nostrand, New York.
- [Boer und Yu, 2003] Boer, G. J. und Yu, B. (2003). Climate sensitivity and response. *Climate Dynamics*, 20:415–429.
- [Bony et al., 2006] Bony, S., Allan, R. P., Bretherton, C. S., Colman, R., Dufresne, J. L., Hall, A., Hallegatte, S., Kattsov, V. M., Holland, M. M., Ingram, W., Randall, D. A., Soden, B. J., Tselioudis, G., und Webb, M. J. (2006). How Well Do We Understand and Evaluate Climate Change Feedback Processes ? *Journal of Climate*, 19(15):3445–3482.
- [Bony und Dufresne, 2005] Bony, S. und Dufresne, J.-L. (2005). Marine boundary layer clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models. *Geophysical Research Letters*, 32(20, L20806).
- [Bony et al., 1997] Bony, S., Lau, K. M., und Sud, Y. C. (1997). Sea surface temperature and large-scale circulation influences on tropical greenhouse effect and cloud radiative forcing. *Journal of Climate*, 10(8):2055–2077.
- [Bretherton et al., 2006] Bretherton, C. S., Blossey, P. N., und Peters, M. E. (2006). Comparison of simple and cloud-resolving models of moist convection-radiation interaction with a mock-Walker circulation. *Theoretical and Computational Fluid Dynamics*. DOI: 10.1007/s00162-006-0029-7.

- [Bürger et al., 2006] Bürger, G., Fast, I., und Cubasch, U. (2006). Climate reconstruction by regression: 32 variations on a theme. *Tellus*, 58(A):227–235.
- [Cess und Potter, 1988] Cess, R. D. und Potter, G. L. (1988). A methodology for understanding and intercomparing atmospheric climate feedback processes in general circulation models. *Journal of Geophysical Research*, 93:8305–8314.
- [Cess et al., 1990] Cess, R. D., Potter, G. L., Blanchet, J. P., Boer, G. J., Del Genio, A. D., Déqué, M., Dymnikov, V., Galin, V., Gates, W. L., Ghan, S. J., Kiehl, J. T., Lacis, A. A., Le Treut, H., McAvaney, B. J., Meleshko, V. P., Mitchell, J. F. B., Morcrette, J.-J., Randall, D. A., Rikus, L., Roeckner, E., Royer, J. F., Schlese, U., Sheinin, D. A., Slingo, A., Sokolov, A. P., Taylor, K. E., Washington, W. M., Wetherald, R. T., und Yagai, I. (1990). Intercomparison and interpretation of climate feedback processes in 19 atmospheric general circulation models. *Journal of Geophysical Research*, 95:16601–16615.
- [Cess et al., 1996] Cess, R. D., Zhang, M. H., Ingram, W. J., Potter, G. L., Alekseev, V., Barker, H. W., Cohen-Solal, E., Colman, R. A., Dazlich, D. A., Genio, A. D. D., Dix, M. R., Dymnikov, V., Esch, M., Fowler, L. D., Fraser, J. R., Galin, V., Gates, W. L., Hack, J. J., Kiehl, J. T., Treut, H. L., Lo, K. K.-W., McAvaney, B. J., Meleshko, V. P., Morcrette, J.-J., Randall, D. A., Roeckner, E., Royer, J.-F., Schlesinger, M. E., Sporyshev, P. V., Timbal, B., Volodin, E. M., Taylor, K. E., Wang, W., und Wetherald, R. T. (1996). Cloud feedback in atmospheric general circulation models: An update. *Journal of Geophysical Research*, 101(D8):12,791–12,794.
- [Chang und Li, 2005] Chang, F.-L. und Li, Z. (2005). A comparison of the global surveys of high, mid and low clouds from satellite and general circulation models. *Proceedings of the Fifteenth Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Science Team Meeting, Atmospheric Radiation Measurement Program, US Department of Energy*.
- [Chen und Ramaswamy, 1996] Chen, C.-T. und Ramaswamy, V. (1996). Sensitivity of simulated global climate to perturbations in low-cloud microphysical properties. part i: Globally uniform perturbations. *Journal of Climate*, 9(6):1385–1402.
- [Chen et al., 2002] Chen, J., Carlson, B. E., und DelGenio, A. D. (2002). Evidence for strengthening of the tropical general circulation in the 1990s. *Science*, 295:838–841.
- [Chen et al., 2007] Chen, R., Chang, F.-L., Li, Z., Ferraro, R., und Weng, F. (2007). Impact of the vertical variation of cloud droplet size on the estimation of cloud liquid water path and rain detection. *Journal of the Atmospheric Sciences*.
- [Clement und Soden, 2005] Clement, A. C. und Soden, B. (2005). The sensitivity of the tropical-mean radiation budget. *Journal of Climate*, 18(16):3189–3203.

- [Collins et al., 2006] Collins, M., Booth, B. B., Harris, G. R., Murphy, J. M., Sexton, D. M. H., und Webb, M. J. (2006). Towards quantifying uncertainty in transient climate change. *Climate Dynamics*, 27:127–147.
- [Courant et al., 1928] Courant, R., Friedrichs, K., und Lewy, H. (1928). Über die partiellen differentialgleichungen der mathematischen physik. *Mathematische Annalen*, 32:32–74.
- [Covey et al., 2003] Covey, C., AchutaRao, K. M., Cubasch, U., Jones, P., Lambert, S. J., Mann, M. E., Phillips, T. J., und Taylor, K. E. (2003). An overview of results from the coupled model intercomparison project. *Global Planetary Change*.
- [Cubasch et al., 2001] Cubasch, U., Meehl, G., Boer, G., Stouffer, R., Dix, M., Noda, A., Senior, C., Raper, S., und Yap, K. (2001). *Climate Change 2001: The Scientific Basis: Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*[J.T. Houghton et al eds.], chapter 10 - Projections of Future Climate Change, pages 526–582. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- [Cubasch et al., 2000] Cubasch, U., Voss, R., und Mikolajewicz, U. (2000). Precipitation: a parameter changing climate and modified by climate change. *Climate Change*, 46:257–276.
- [Cubasch et al., 2006] Cubasch, U., Zorita, E., Kaspar, F., Gonzales-Rouco, J., von Storch, H., und Prömmel, K. (2006). Simulation of the role of solar and orbital forcing on climate. *Advances In Space Research*.
- [Dufresne und Bony, 2008] Dufresne, J.-L. und Bony, S. (2008). An assessment of the primary sources of spread of global warming estimates from coupled atmosphere-ocean models. *Journal of Climate*, 21(19):5135–5144.
- [ECMWF Research Department, 1991] ECMWF Research Department (1991). *The ECMWF Forecast Model, Physical Parameterization (3rd edition)*. Shinfield Park, Reading, Berkshire RG2 9AX, England. Research Manual, Meteorological Bulletin.
- [Emanuel und Pierrehumbert, 1996] Emanuel, K. und Pierrehumbert, R. T. (1996). Microphysical and dynamical control of tropospheric water vapor. *Clouds, Chemistry and Climate - NATO ASI Series*, 35:260.
- [Emanuel und Zivkovic-Rothman, 1999] Emanuel, K. A. und Zivkovic-Rothman, M. (1999). Development and evaluation of a convection scheme for use in climate models. *Journal of Atmospheric Sciences*, 56:1766–1782.
- [Etheridge et al., 1998] Etheridge, D. M., Steele, L. P., Francey, R. J., und Langenfelds, R. L. (1998). Atmospheric methane between 1000 a.d. and present: Evidence of anthropogenic emissions and climatic variability. *Journal of Geophysical Research*, 103(D13):15,979–15,993.

- [Etheridge et al., 1996] Etheridge, D. M., Steele, L. P., Langenfelds, R. L., Francey, R. J., Barnola, J. M., und Morgan, V. I. (1996). Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO_2 over the last 1000 years from air in antarctic ice and firn. *Journal of Geophysical Research*, 101:4115–4128.
- [Falkovich et al., 2006] Falkovich, G., Stepanov, M. G., und Vucelja, M. (2006). Rain initiation time in turbulent warm clouds. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 45(4):591–599.
- [Forster et al., 2007] Forster, P., Ramaswamy, V., Artaxo, P., Bernsten, T., Betts, R., Fahey, D., Haywood, J., Lean, J., Lowe, D., Myhre, G., Nganga, J., Prinn, R., Raga, G., Schulz, M., und Dorland, R. V. (2007). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [S. Solomon et al (eds.)]*, chapter 7 - Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- [Forster et al., 2000] Forster, P. M., Blackburn, M., Glover, R., und Shine, K. P. (2000). An examination of climate sensitivity for idealised climate change experiments in an intermediate general circulation model. *Climate Dynamics*, 16(10):833–849.
- [Forster und Gregory, 2006] Forster, P. M. D. F. und Gregory, J. M. (2006). The climate sensitivity and its components diagnosed from earth radiation budget data. *Journal of Climate*, 19:39–52.
- [Fouquart und Bonnel, 1980] Fouquart, Y. und Bonnel, B. (1980). Computations of solar heating of the Earth’s atmosphere: A new parameterization. *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, 53:35–62.
- [Frame et al., 2005] Frame, D. J., Booth, B. B. B., Kettleborough, J. A., Stainforth, D. A., Gregory, J. M., Collins, M., und Allen, M. R. (2005). Constraining climate forecasts: The role of prior assumptions. *Geophysical Research Letters*, 32(L09702).
- [Francis et al., 1994] Francis, P., Jones, A., Saunders, R., Shine, K., Slingo, A., und Sun, Z. (1994). An observational study of the radiative properties of cirrus: Some results from ICE’ 89. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 120:809–848.
- [Gastineau et al., 2008] Gastineau, G., Treut, H. L., und Laurent, L. (2008). Hadley circulation changes under global warming conditions indicated by coupled climate models. *Tellus*, 60(5):863–884.
- [Geleyn, 1980] Geleyn, F. (1980). Some diagnostics of the cloud-radiation interaction in the ECMWF forecasting model. In *Proceedings of the Workshop on Ra-*

- diation on Cloud-Radiation Interaction in Numerical Modelling*, pages 135–162, Reading. ECMWF.
- [Genio et al., 1996] Genio, A. D., Yao, M.-S., Kovari, W., und Lo, K.-W. (1996). A prognostic cloud water parametrization for global climate models. *Journal of Climate*, 9:270–304.
- [Giorgetta und Wild, 1995] Giorgetta, M. und Wild, M. (1995). The water vapour continuum and its representation in ECHAM4. Technical Report 162, Max Planck Institut für Meteorologie.
- [Glass und Mackey, 1988] Glass, L. und Mackey, M. C. (1988). *From Clocks to Chaos, The Rhythms of Life*. Princeton University Press, Princeton, NJ. ISBN: 0691084963.
- [Gleckler et al., 2008] Gleckler, P. J., Taylor, K. E., und Doutriaux, C. (2008). Performance metrics for climate models. *Journal of Geophysical Research*, 113(D06104):20 pp.
- [González-Rouco et al., 2006] González-Rouco, J. F., Beltrami, H., Zorita, E., und von Storch, H. (2006). Simulation and inversion of borehole temperature profiles in surrogate climates: Spatial distribution and surface coupling. *Geophysical Research Letters*, 33(L01703).
- [Goody und Yung, 1995] Goody, R. M. und Yung, Y. L. (1995). *Atmospheric Radiation: Theoretical Basis*. Oxford University Press, 2 edition. ISBN: 0195102916.
- [Greenwald et al., 1995] Greenwald, T. J., Stephens, G. L., Christopher, S. A., und v.d. Haar, T. H. (1995). Observations of the global characteristics and regional radiative effects of marine cloud liquid water. *Journal of Climate*, 8(12):2928–2946.
- [Gregory und Rowntree, 1990] Gregory, D. und Rowntree, P. R. (1990). A mass flux convection scheme with representation of cloud ensemble characteristics and stability-dependent closure. *Monthly Weather Review*, 118:1483–1506.
- [Grosvenor et al., 2007] Grosvenor, D. P., Choulaton, T. W., Coe, H., und Held, G. (2007). A study of the effect of overshooting deep convection on the water content of the TTL and lower stratosphere from Cloud Resolving Model simulations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7:4977–5002.
- [Hall und Manabe, 1999] Hall, A. und Manabe, S. (1999). The role of water vapour feedback in unperturbed climate variability and global warming. *Journal of Climate*, 12:2327–2346.
- [Hansen et al., 1983] Hansen, J., Russell, G., Rind, D., Stone, P., Lacis, A., Lebedeff, S., Ruedy, R., und Travis, L. (1983). Efficient Three-Dimensional Global Models for Climate Studies: Models I and II. *Monthly Weather Review*, 111(4):609–662.

- [Hansen et al., 1997] Hansen, J., Sato, M., und Ruedy, R. (1997). Radiative forcing and climate response. *Journal of Geophysical Research*, 102(D6):6831–6864.
- [Hansen et al., 1984] Hansen, J. E., Lacis, A., Rind, D., Russell, G., Stone, P., Fung, I., Ruedy, R., und Lerner, J. (1984). *Climate Processes and Climate Sensitivity*, volume 29 of *AGU Geophysical Monograph*, chapter Climate sensitivity: Analysis of feedback mechanisms, pages 130–163. American Geophysical Union.
- [Hübener et al., 2007] Hübener, H., Cubasch, U., Langematz, U., Spanghel, T., Niehörster, F., und Kunze, M. (2007). Ensemble climate simulations using a fully coupled ocean-troposphere-stratosphere. *Philosophical Transaction of the Royal Society*, Series A(365):2089–2101.
- [Hegerl et al., 2007] Hegerl, G. C., Zwiers, F. W., Braconnot, P., Gillett, N., Luo, Y., Orsini, J. M., Nicholls, N., Penner, J., und Stott, P. (2007). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [S. Solomon et al (eds.)]*, chapter 9 - Understanding and Attributing Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- [Hegerl, 2006] Hegerl, R. (2006). Climate sensitivity constrained by temperature reconstructions over the past seven centuries. *Nature*, 440(04679):1029–1032.
- [Held und Soden, 2000] Held, I. M. und Soden, B. J. (2000). Water vapor feedback and global warming. *Annual Review of Energy and the Environment*, 25:441–475.
- [Heymsfield, 1977] Heymsfield, A. (1977). Precipitation development in stratiform ice clouds. A microphysical and a dynamic study. *Journal of Atmospheric Sciences*, 34:367–381.
- [Hinrichsen und Pritchard, 2005] Hinrichsen, D. und Pritchard, A. J. (2005). *Mathematical Systems Theory I: Modelling, State Space Analysis, Stability and Robustness*, volume 48, XV of *Texts in Applied Mathematics*. Springer, Berlin.
- [Holland und Bitz, 2003] Holland, M. M. und Bitz, C. M. (2003). Polar amplification of climate change in coupled models. *Climate Dynamics*, 21:221–232.
- [Hope, 2006] Hope, C. W. (2006). The social cost of carbon: what does it actually depend on ? *Climate Policy*, 6(5):565–572.
- [Houghton et al., 1990] Houghton, J. T., Jenkins, G. J., und Ephraums, J. J., editors (1990). *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment*. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA.
- [Hu und Liu, 1998] Hu, H. und Liu, W. T. (1998). The impact of upper tropospheric humidity from Microwave Limb Sounder on the midlatitude greenhouse effect. *Geophysical Research Letters*, 25(16):3151–3154.

- [Joshi et al., 2008] Joshi, M. M., Gregory, J. M., Webb, M. J., Sexton, D. M. H., und Johns, T. C. (2008). Mechanisms for the land/sea warming contrast exhibited by simulations of climate change. *Climate Dynamics*, 30:455–465.
- [Kelly und Randall, 2001] Kelly, M. A. und Randall, D. A. (2001). A Two-Box Model of a Zonal Atmospheric Circulation in the Tropics. *Journal of Climate*, 14(19):3944–3964.
- [Kiehl und Trenberth, 1997] Kiehl, J. T. und Trenberth, K. E. (1997). Earth’s Annual Global Mean Energy Budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78:197–208.
- [Kiehl et al., 1987] Kiehl, J. T., Wolski, R. J., Briegleb, B. P., und Ramanathan, V. (1987). Documentation of Radiation and Cloud Routines in the NCAR Community Climate Model. *National Center for Atmospheric Research (NCAR) Technical Note*, TN-288+IA.
- [King et al., 2003] King, M. D., Menzel, W. P., Kaufman, Y. J., Tanré, D., Gao, B.-C., Platnick, S., Ackerman, S. A., Remer, L. A., Pincus, R., und Hubanks, P. A. (2003). Cloud and Aerosol Properties, Precipitable Water, and Profiles of Temperature and Water Vapor from MODIS. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(2):442–458.
- [Klein und Hartmann, 1993] Klein, S. A. und Hartmann, D. L. (1993). Synoptic Variability of Low-Cloud Properties and Meteorological Parameters in the Subtropical Trade Wind Boundary Layer. *Journal of Climate*, 10(8):2018–2039.
- [Knutti et al., 2002] Knutti, R., Stocker, T. F., Joos, F., und Plattner, G. K. (2002). Constraints on radiative forcing and future climate change from observations and climate model ensembles. *Nature*, 416:719–723.
- [Knutti et al., 2003] Knutti, R., Stocker, T. F., Joos, F., und Plattner, G.-K. (2003). Probabilistic climate change projections using neural networks. *Climate Dynamics*, 21:257–272.
- [Kuang und Bretherton, 2004] Kuang, Z. und Bretherton, C. S. (2004). Convective Influence on the Heat Balance of the Tropical Tropopause Layer: A Cloud-Resolving Model Study. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 61(23):2919–2927.
- [Land et al., 1999] Land, C., Ponater, M., Sausen, R., und Roeckner, E. (1999). *The ECHAM4.L39(DLR) Atmosphere GCM. Technical Description and Model Climatology*, volume 31 of *DLR-Forschungsbericht*, page 45 ff. Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt Oberpfaffenhofen, Germany.
- [Legutke und Maier-Reimer, 1999] Legutke, S. und Maier-Reimer, E. (1999). Climatology of the HOPE-G Global Ocean - Sea Ice General Circulation Model. Technical Report 21, Deutsches Klima Rechenzentrum.

- [Legutke und Voss, 1999] Legutke, S. und Voss, R. (1999). The Hamburg Atmosphere-Ocean Coupled Circulation Model ECHO-G. Technical Report 18, Deutsches Klimarechenzentrum.
- [Lehmann und Romano, 2005] Lehmann, E. L. und Romano, J. P. (2005). *Testing Statistical Hypotheses*. Springer Texts in Statistics. Springer Verlag, New York, 3 edition.
- [Lindzen et al., 2001] Lindzen, R., Chou, M. D., und Hou, A. Y. (2001). Does the earth have an adaptive infrared iris ? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(3):417–432.
- [Loeppky et al., 2006] Loeppky, J., Bingham, D., und Welch, W. (2006). Computer Model Calibration or Tuning in Practice. Technical Report 221, Department of Statistics of the University of British Columbia.
- [Lohmann und Feichter, 2005] Lohmann, U. und Feichter, J. (2005). Global indirect aerosol effects: a review. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5:715–737.
- [Lohmann und Roeckner, 1995] Lohmann, U. und Roeckner, E. (1995). Influence of cirrus cloud radiative forcing on climate and climate sensitivity in a general circulation model. *Journal of Geophysical Research*, 100(D8):16,305–16,323.
- [Lu et al., 2007] Lu, J., Vecchi, G. A., und Reichler, T. (2007). Expansion of the Hadley cell under global warming. *Geophysical Research Letters*, 34(L06805).
- [Machida et al., 1995] Machida, T., Nakazawa, T., Fujii, Y., Aoki, S., und Watanabe, O. (1995). Increase in the Atmospheric Nitrous Oxide Concentration During the Last 250 Years. *Geophysical Research Letters*, 22(21):2921–2924.
- [Manzini und McFarlane, 1998] Manzini, E. und McFarlane, N. A. (1998). The effect of varying the source spectrum of a gravity wave parametrization in a middle atmosphere general circulation model. *Journal of Geophysical Research*, 103(D24):31,523–31,539.
- [McAvaney und LeTreut, 2003] McAvaney, B. J. und LeTreut, H. (2003). The cloud feedback model intercomparison project: CFMIP. *CLIVAR Exchanges*, 26. International CLIVAR Project Office, Southampton, United Kingdom.
- [Meehl et al., 1997] Meehl, G. A., Boer, G. J., Covey, C., Latif, M., und Stouffer, R. J. (1997). Intercomparison makes for a better climate model. *EOS, Transactions of the American Geophysical Research Union*, 78:445–451.
- [Meehl et al., 2000] Meehl, G. A., Boer, G. J., Covey, C., Latif, M., und Stouffer, R. J. (2000). The Coupled Model Intercomparison Project (CMIP). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81:313–318.

- [Meehl et al., 2007] Meehl, G. A., Stocker, T. F., Collins, W. D., Friedlingstein, P., Gaye, A. T., Gregory, J. M., Kitoh, A., Knutti, R., Murphy, J. M., Noda, A., Raper, S. C. B., Watterson, I. G., Weaver, A. J., und Zhao, Z.-C. (2007). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [S. Solomon et al (eds.)]*, chapter 10 - Global Climate Projections. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- [Meehl und Washington, 1995] Meehl, G. A. und Washington, W. M. (1995). Cloud albedo feedback and the super greenhouse effect in a global coupled GCM. *Climate Dynamics*, 11(7):399–411.
- [Mie, 1908] Mie, G. (1908). Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidalen Metall-Lösungen. *Annalen der Physik*, 25:377–455.
- [Miller et al., 2006] Miller, R. L., Schmidt, G. A., und Shindell, D. T. (2006). Forced annular variations in the 20th century Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report models. *Journal of Geophysical Research*, 111(D18101).
- [Min et al., 2004] Min, S.-K., Legutke, S., Hense, A., und Kwon, W.-T. (2004). Climatology and Internal Variability in a 1000-Year Control Simulation with the Coupled Climate Model ECHO-G. Technical Report No 2, Modelle und Daten, Support for Climate- and Earth System Research at the Max Planck Institute for Meteorology.
- [Min et al., 2005] Min, S.-K., Legutke, S., Hense, A., und Kwon, W.-T. (2005). Internal variability in a 1000-yr control simulation with the coupled climate model ECHO-G. Part I. Near-surface temperature, precipitation and mean sea level pressure. *Tellus*, 57a:605–621.
- [Mitas und Clement, 2005] Mitas, C. M. und Clement, A. (2005). Has the Hadley cell been strengthening in recent decades? *Geophysical Research Letters*, 32(L03809).
- [Morcrette und Fourquart, 1985] Morcrette, J.-J. und Fourquart, Y. (1985). On systematic errors in parameterized calculations of longwave radiation transfer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol 111:691–708.
- [Morcrette et al., 1986] Morcrette, J.-J., Smith, L., und Fouquart, Y. (1986). Pressure and temperature dependence of the absorption in longwave parameterizations. *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, Vol 59:455–469.
- [Murphy et al., 2004] Murphy, J., Sexton, D., Barnett, D., Jones, G., Webb, M., Collins, M., und Stainforth, D. (2004). Quantification of modelling uncertainties in a large ensemble of climate change simulations. *Nature*, 430:768–772.

- [Murphy, 1995] Murphy, J. M. (1995). Transient Response of the Hadley Centre Coupled Ocean-Atmosphere Model to Increasing Carbon Dioxide. Part III: Analysis of Global-Mean Response Using Simple Models. *Journal of Climate*, 8(3):496–514.
- [Myhre et al., 1998] Myhre, G., Highwood, E. J., Shine, K. P., und Stordal, F. (1998). New estimates of radiative forcing due to well mixed greenhouse gases. *Geophysical Research Letters*, 25:2715–2718.
- [Nakicenovic und Swart, 2000] Nakicenovic, N. und Swart, R., editors (2000). *Special report on emissions scenarios*. Cambridge University Press. ISBN: 0521804930.
- [Niehörster et al., 2008] Niehörster, F., Fast, I., Huebener, H., und Cubasch, U. (2008). The stream one ENSEMBLES projections of future climate change. *ENSEMBLES Technical Report*, (3). ISSN 1752-2854.
- [Niehörster et al., 2006] Niehörster, F., Spangehl, T., Fast, I., und Cubasch, U. (2006). Quantification of model uncertainties: Parameter sensitivities of the coupled model ECHO-G with middle atmosphere. *Geophysical Research Abstracts*, 8(EGU06-A-08526).
- [Nordeng, 1994] Nordeng, T. (1994). Extended versions of the convective parameterization scheme at ECMWF and their impact on the mean and transient activity of the model in the tropics. Technical Report 206, ECMWF, Reading, UK.
- [Norris und Iacobellis, 2005] Norris, J. R. und Iacobellis, S. F. (2005). North Pacific Cloud Feedbacks Inferred from Synoptic-Scale Dynamic and Thermodynamic Relationships. *Journal of Climate*, 18(22):4862ff.
- [Norris und Klein, 2000] Norris, J. R. und Klein, S. A. (2000). Low cloud type over the ocean from surface observations. Part III: Relationship to vertical motion and the regional surface synoptic environment. *Journal of Climate*, 13(1):245–256.
- [Pacanowski und Philander, 1981] Pacanowski, R. C. und Philander, S. G. H. (1981). Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans. *Journal of Physical Oceanography*, 11:1443–1451.
- [Parkinson und Washington, 1979] Parkinson, C. L. und Washington, W. M. (1979). A large-scale numerical model of sea ice. *Journal of Geophysical Research*, 84(C1):331–337.
- [Phillips, 1994] Phillips, T. (1994). A Summary Documentation of the AMIP Models: PCMDI Report. Technical Report No 18, Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore.
- [Pinto et al., 2006] Pinto, J. G., Spangehl, T., Ulbrich, U., und Speth, P. (2006). Assessment of winter cyclone activity in a transient ECHAM4-OPYC3 GHG experiment. *Meteorologische Zeitschrift*, 15:279–291.

- [Pope et al., 2000] Pope, V. D., Gallani, M. L., Rowntree, P., und Stratton, R. A. (2000). The impact of new physical parametrizations in the Hadley Centre climate model: HadAM3. *Climate Dynamics*, 16(2-3):123–146.
- [Qu und Hall, 2005] Qu, X. und Hall, A. (2005). Surface contribution to planetary albedo variability in cryosphere regions. *Journal of Climate*, 18:5239–5252.
- [Quaas et al., 2008] Quaas, J., Boucher, O., Bellouin, N., und Kinne, S. (2008). Satellite-based estimate of the direct and indirect aerosol climate forcing. *Journal of Geophysical Research*, 113(D05204).
- [Ramanathan et al., 1989] Ramanathan, V., Cess, R. D., Harrison, E. F., Minnis, P., Barkstrom, B. R., Ahmad, E., und Hartmann, D. (1989). Cloud-Radiative Forcing and Climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment. *Science*, 243(4887):57–63.
- [Ramanathan et al., 1985] Ramanathan, V., Cicerone, R. J., Singh, H. B., und Kiehl, J. T. (1985). Trace Gas Trends and Their Potential Role in Climate Change. *Journal of Geophysical Research*, 30(D3):5547–5466.
- [Ramaswamy et al., 2007] Ramaswamy, V., Boucher, O., Haigh, J., Hauglustaine, D., Haywood, J., Myhre, G., Nakajima, T., Shi, G., und Solomon, S. (2007). *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T., et al. (eds.)]*, chapter 6 - Radiative forcing of climate change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- [Randall, 1989] Randall, D. (1989). Cloud Parameterization for Climate Models: Status and Prospects. *Atmospheric Research*, 23:345–362.
- [Randall et al., 2007] Randall, D. A., Wood, R. A., Bony, S., Colman, R., Fichet, T., Fyfe, J., Kattsov, V., Pitman, A., Shukla, J., Srinivasan, J., Stouffer, R. J., Sumi, A., und Taylor, K. E. (2007). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [S. Solomon et al (eds.)]*, chapter 8 - Climate Models and their Evaluation. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- [Raper und Cubasch, 1996] Raper, S. C. B. und Cubasch, U. (1996). Emulation of the Results from a Coupled General Circulation Model Using a Simple Climate Model. *Geophysical Research Letters*, 23(10):1107–1110.
- [Röckner, 1995] Röckner, E. (1995). Parameterization of cloud radiative properties in the ECHAM4 model. *WCRP-Report*, No. 90(WMO/TD-No. 32):105–116.

- [Rind et al., 1995] Rind, D., Healy, R., Parkinson, C., und Martinson, D. (1995). The role of sea ice in 2xCO₂ climate model sensitivity: Part I: The Total Influence of Sea Ice Thickness and Extent. *Journal of Climate*, 8(3):449–463.
- [Ringer et al., 2006] Ringer, M. A., McAvaney, B. J., Andronova, N., Buja, L. E., Esch, M., Ingram, W. J., Li, B., Quaas, J., Roeckner, E., Senior, C. A., Soden, B. J., Volodin, E. M., Webb, M. J., und Williams, K. D. (2006). Global mean cloud feedbacks in idealized climate change experiments. *Geophysical Research Letters*, 33(L07718).
- [Robert, 1997] Robert, A. (1997). *Numerical Methods in Atmospheric and Oceanic Modelling*, chapter 2, pages 25–54. NRC Research Press.
- [Roca und Ramanathan, 1997] Roca, R. und Ramanathan, V. (1997). Scale Dependence of Monsoonal Convective Systems over the Indian Ocean. *Journal of Climate*, 13(7):1286–1298.
- [Rockel et al., 1991] Rockel, B., Raschke, E., und Weyres, B. (1991). A parameterization of broad band radiative transfer properties of water, ice and mixed clouds. *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, Vol 64:1–12.
- [Roeckner et al., 1996] Roeckner, E., Arpe, K., Bengtsson, L., Christoph, M., Claussen, M., Duemenil, L., Esch, M., Giorgetta, M., Schleese, U., und Schulzweida, U. (1996). The Atmospheric General Circulation Model ECHAM-4: Model Description and Simulation of Present-Day Climate. Technical Report 218, Max-Planck-Institut für Meteorologie.
- [Rossow und Schiffer, 1999] Rossow, W. und Schiffer, R. (1999). Advances in understanding clouds from ISCCP. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80:2261–2287.
- [Rubinstein, 1981] Rubinstein, R. Y. (1981). *Simulation and the Monte Carlo Method*, volume 1. Wiley. ISBN: 0471089176.
- [Sanderson et al., 2008] Sanderson, B. M., Piani, C., Ingram, W. J., Stone, D. A., und Allen, M. R. (2008). Towards constraining climate sensitivity by linear analysis of feedback patterns in thousands of perturbed-physics GCM simulations. *Climate Dynamics*, 30(2-3):175–190.
- [Schneider et al., 1999] Schneider, E. K., Kirtman, B. P., und Lindzen, R. S. (1999). Tropospheric water vapor and climate sensitivity. *Journal of Atmospheric Sciences*, 56:1649–1658.
- [Senior und Mitchell, 1993] Senior, C. A. und Mitchell, J. F. B. (1993). Carbon Dioxide and Climate. The Impact of Cloud Parameterization. *Journal of Climate*, 6(3):393–418.

- [Senior und Mitchell, 2000] Senior, C. A. und Mitchell, J. F. B. (2000). The time-dependence of climate sensitivity. *Geophysical Research Letters*, 27(17):2685–2688.
- [Sherwood, 1996] Sherwood, S. C. (1996). Maintenance of the Free-Tropospheric Tropical Water Vapor Distribution. Part II: Simulation by Large-Scale Advection. *Journal of Climate*, 9(11):2919–2934.
- [Simmons und Strüfing, 1981] Simmons, A. J. und Strüfing, R. (1981). An energy and angular momentum conserving finite-difference scheme, hybrid coordinates and medium-range weather prediction. Technical Report 28, ECMWF.
- [Simpson, 1971] Simpson, J. (1971). On cumulus entrainment and one-dimensional models. *Journal of Atmospheric Sciences*, 28:449–455.
- [Slingo, 1987] Slingo, J. M. (1987). The development and verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 113:899–927.
- [Smith, 2000] Smith, L. A. (2000). *Disentangling uncertainty and error: On the predictability of nonlinear systems*, pages 31–64. Press.
- [Smith, 2001] Smith, L. A. (2001). *Nonlinear Dynamics and Statistics*, chapter 2, pages 31–64. Editor: A. I. Mees; Birkhauser, Boston. ISBN-10: 0817641637.
- [Smith, 1990] Smith, R. (1990). A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 116:435–460.
- [Soden und Held, 2006] Soden, B. J. und Held, I. M. (2006). An assessment of climate feedbacks in coupled ocean-atmosphere models. *Journal of climate*, 19:3354–3360.
- [Solanki und Krivova, 2003] Solanki, S. K. und Krivova, N. A. (2003). Can solar variability explain global warming since 1970 ? *Journal of Geophysical Research*, 108(A5):1200.
- [Solomon et al., 2007] Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., Tignor, M., und Miller, H. L., editors (2007). *Climate Change 2007 - The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC*. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA.
- [Somerville und Remer, 1984] Somerville, R. C. J. und Remer, L. A. (1984). Cloud optical thickness feedbacks in the CO₂ climate problem. *Journal of Geophysical Research*, 89(D6):9668–9672.

- [Spanghel et al., 2009] Spanghel, T., Cubasch, U., Fast, I., Hübener, H., Kaspar, F., Kirchner, I., Körper, J., Langematz, U., Niehörster, F., und Schimanke, S. (2009). EGMAM - A coupled AO-GCM with middle atmosphere: Simulation of pre-industrial and present-day climate and a note on climate sensitivity. In *Meteorologische Abhandlungen des Meteorologischen Instituts der FU Berlin*, volume 1. Serie a edition. in preparation.
- [Stainforth et al., 2002] Stainforth, D., Kettleborough, J., Martin, A., Simpson, A., Gillis, R., Akkas, A., Gault, R., Collins, M., Gavaghan, D., und Allen, M. (2002). Distributed Computing for Public Interest Climate Modeling Research. *Computing in Science and Engineering*, 4(3):82–89.
- [Stainforth et al., 2005] Stainforth, D. A., Aina, T., Christensen, C., Collins, M., Faull, N., Frame, D. J., Kettleborough, J. A., Knight, S., Martin, A., Murphy, J. M., Piani, C., Sexton, D., Smith, L. A., Spicer, R. A., Thorpe, A. J., und Allen, M. R. (2005). Uncertainty in predictions of the climate response to rising levels of greenhouse gases. *Nature*, 433:403–406.
- [Stephens et al., 1990] Stephens, G., Tsay, S.-C., Stackhouse, P., und Flateau, P. (1990). The relevance of the microphysical and radiative response of cirrus clouds to climate and climate feedback. *Journal of Atmospheric Sciences*, 47:1742–1753.
- [Stephens, 2005] Stephens, G. L. (2005). Cloud Feedbacks in the Climate System: A Critical Review. *Journal of Climate*, 18:237–273.
- [Stephens und Kummerow, 2007] Stephens, G. L. und Kummerow, C. (2007). The remote sensing of clouds and precipitation from space: A review. *Journal of Atmospheric Sciences*, 64:3742–3765.
- [Stocker, 2004] Stocker, T. F. (2004). Models change their tune. *Nature*, 430:737–738.
- [Stouffer und Manabe, 1999] Stouffer, R. J. und Manabe, S. (1999). Response of a Coupled Ocean-Atmosphere Model to Increasing Atmospheric Carbon Dioxide: Sensitivity to the Rate of Increase. *Journal of Climate*, 12:2224–2237.
- [Su et al., 2008] Su, H., Jiang, J. H., Gu, Y., Neelin, J. D., Kahn, B. H., Feldman, D., Yung, Y. L., Waters, J. W., Livesey, N. J., Santee, M. L., und Read, W. G. (2008). Variations of tropical upper tropospheric clouds with sea surface temperature and implications for radiative effects. *Journal of Geophysical Research*, 113(D10211).
- [Sundqvist, 1978] Sundqvist, H. (1978). A parametrization scheme for non-convective condensation including precipitation of cloud water content. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 104:677–690.
- [Sundqvist et al., 1989] Sundqvist, H., Berge, E., und Kristjansson, J. (1989). Condensation and cloud parametrization studies with a mesoscale numerical weather prediction model. *Monthly Weather Review*, 117:1641–1657.

- [Tiedke, 1989] Tiedke, M. (1989). A comprehensive mass flux scheme for cumulus parametrization in large-scale models. *Monthly Weather Review*, 117:1779–1800.
- [Tiedke, 1993] Tiedke, M. (1993). Representation of Clouds in Large-Scale Models. *Monthly Weather Review*, 121:3040–3061.
- [T.Nitta, 1975] T.Nitta (1975). Observational Determination of Cloud Mass Flux Distribution. *Journal of Atmospheric Sciences*, pages 73–91.
- [Tompkins, 2001] Tompkins, A. M. (2001). On the Relationship between Tropical Convection and Sea Surface Temperature. *Journal of Climate*, 14(5):633–637.
- [Tompkins und Craig, 1999] Tompkins, A. M. und Craig, G. C. (1999). Sensitivity of Tropical Convection to Sea Surface Temperature in the Absence of Large-Scale Flow. *Journal of Climate*, 12(2):462–476.
- [Treut et al., 2007] Treut, H. L., Somerville, R., Cubasch, U., Ding, Y., Mauritzen, C., Mokssit, A., Peterson, T., und Prather, M. (2007). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [S. Solomon et al (eds.)]*, chapter 1 - Historical Overview of Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- [Turner, 1963] Turner, J. (1963). The motion of buoyant elements in turbulent surroundings. *Journal of Fluid Mechanics*.
- [Ulbrich et al., 2009] Ulbrich, U., Leckebusch, G. C., und Pinto, J. G. (2009). Extratropical cyclones in the present and future climate: a review. *Theoretical and Applied Climatology*, 96:117–131.
- [Valcke et al., 2000] Valcke, S., Terray, L., und Piacentini, A. (2000). Oasis 2.4 users guide. CGCM 00-10, CERFACS.
- [von Deimling et al., 2006] von Deimling, T. S., Held, H., Ganopolski, A., und Rahmstorf, S. (2006). Climate sensitivity estimated from ensemble simulations of glacial climate. *Climate Dynamics*, 27:149–163.
- [von Storch und Zwiers, 2001] von Storch, H. und Zwiers, F. W. (2001). *Statistical analysis in climate research*. Cambridge University Press. ISBN-10: 0521012309.
- [Waliser und Graham, 1993] Waliser, D. E. und Graham, N. E. (1993). Convective Cloud Systems and Warm-Pool Sea Surface Temperatures: Coupled Interactions and Self-Regulation. *Journal of Geophysical Research*, 98(D7):12,881–12,893.
- [Walker et al., 2000] Walker, S. J., Weiss, R. F., und Salameh, P. K. (2000). Reconstructed histories of the annual mean atmospheric mole fractions for the halocarbons CFC-11, CFC-12, CFC-113, and carbon tetrachloride. *Journal of Geophysical Research*, 105(C6).

- [Warren et al., 1986] Warren, S., Hahn, C., London, J., Chervin, R., und Jenne, R. (1986). Global distribution of total cloud cover and cloud type amounts over land. technical note NCAR/TN-273+STR, NCAR.
- [Warren et al., 1988] Warren, S., Hahn, C., London, J., Chervin, R., und Jenne, R. (1988). Global distribution of total cloud cover and cloud type amounts over the oceans. technical note NCAR/TN-317+STR, NCAR.
- [Washington und Williamson, 1977] Washington, W. und Williamson, D. (1977). A description of the NCAR GCM's. In Chang, J., editor, *General Circulation Models of the Atmosphere*, pages 111–172.
- [Webb et al., 2006] Webb, M., Senior, C., Sexton, D., Ingram, W., Williams, K., Ringer, M., Mcavaney, B., Colman, R., Soden, B., Gudgel, R., Knutson, T., Emori, S., Ogura, T., Tsushima, Y., Andronova, N., Li, B., Musat, I., Bony, S., und Taylor, K. (2006). On the contribution of local feedback mechanisms to the range of climate sensitivity in two GCM ensembles. *Climate Dynamics*, 27(1):17–38.
- [Webb et al., 2001] Webb, M. J., Senior, C. A., Bony, S., und Morcrette, J. J. (2001). Combining ERBE and ISCCP data to assess clouds in the Hadley Centre. *Climate Dynamics*, 17:905–922.
- [Webster und Stephens, 1984] Webster, P. J. und Stephens, G. L. (1984). *The Global Climate*, chapter Cloud-Radiation Feedback and the Climate Problem [eds: J. Houghton], pages 63–78. Cambridge University Press.
- [Wetherald und Manabe, 1988] Wetherald, R. T. und Manabe, S. (1988). Cloud feedback processes in general circulation models. *Journal of Atmospheric Sciences*, 45(8):1397–1416.
- [Wiener, 1952] Wiener, N. (1952). *Mensch und Menschmaschine. Kybernetik und Gesellschaft*. Alfred Metzner Verlag, Frankfurt am Main.
- [Wiggert, 1969] Wiggert, J. S. V. (1969). Models of precipitating cumulus towers. *Monthly Weather Review*, 97:471–489.
- [Wigley et al., 1997] Wigley, T. M. L., Jones, P. D., und Raper, S. C. B. (1997). The observed global warming record: What does it tell us ? *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 94(16):8314–8320.
- [Wilks, 2005] Wilks, D. S. (2005). *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, volume 91 of *International Geophysics Series*. Academic Press, 2nd edition. ISBN-10: 0127519661.
- [Williams und Tselioudis, 2007] Williams, K. D. und Tselioudis, G. (2007). GCM intercomparison of global cloud regimes: Present-day evaluation and climate change response. *Climate Dynamics*, 29:231–250.

- [Williamson und Rasch, 1994] Williamson, D. L. und Rasch, P. J. (1994). Water vapor transport in the NCAR CCM2. *Tellus*, 46A:34–51.
- [Wolff et al., 1997] Wolff, J. O., Maier-Reimer, E., und Legutke, S. (1997). The Hamburg Ocean Primitive Equation Model HOPE. Technical Report 13, Deutsches Klimarechenzentrum.
- [Wyant et al., 2009] Wyant, M. C., Bretherton, C. S., und Blossey, P. N. (2009). Subtropical Low Cloud Response to a Warmer Climate in an Superparameterized Climate Model: Part I. Regime Sorting and Physical Mechanisms. *Journal of Advances in Modeling of Earth Systems*, 1(7):11 pp.
- [Xie, 2004] Xie, S. P. (2004). Satellite Observations of cool Ocean-Atmosphere Interactions. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85(2):195–208.
- [Xu und Kruger, 1991] Xu, K. M. und Kruger, S. K. (1991). Evaluation of cloudiness parameterizations using a cumulus ensemble model. *Monthly Weather Review*, 119:342–367.
- [Yang und Pierrehumbert, 1994] Yang, H. und Pierrehumbert, R. T. (1994). Production of dry air by isentropic mixing. *Journal of Atmospheric Sciences*, 51:3437–3454.
- [Yao und Genio, 1999] Yao, M.-S. und Genio, A. D. D. (1999). Effects of cloud parameterization on the simulation of climate changes in the GISS GCM. *Journal of Climate*, 12(3):761–779.
- [Yao und Genio, 2002] Yao, M.-S. und Genio, A. D. D. (2002). Effects of Cloud Parameterization on the Simulation of Climate Changes in the GISS GCM. Part II: Sea Surface Temperature and Cloud Feedbacks. *Journal of Climate*, 15(17):2491–2503.
- [Yin, 2005] Yin, J. H. (2005). A consistent poleward shift of the storm tracks in simulations of 21st century climate. *Geophysical Research Letters*, 32(L18701).
- [Zhang und Bretherton, 2008] Zhang, M. und Bretherton, C. (2008). Mechanisms of Low cloud climate Feedback in Idealized single column Simulations with the Community Atmospheric Model, Version 3 (CAM3). *Journal of Climate*, 21:4859–4878.

Danksagung

An erster Stelle möchte ich Prof. U. Cubasch für das mir von ihm entgegengebrachte Vertrauen zur Bearbeitung der Beiträge zum EU-Projekt ENSEMBLES danken, in dessen Rahmen diese Arbeit entstand. Prof. U. Cubasch sowie Prof. U. Ullbrich gilt mein Dank auch für die Bereitschaft zur Begutachtung dieser Arbeit und die Hingabe in der Leitung des Instituts für Meteorologie der Freien Universität Berlin.

Ganz besonders Danken möchte ich Dr. T. Spanghel für zahlreiche Diskussionen über die Physik der Atmosphäre, seine Unterstützung in der Bearbeitung der technischen Herausforderungen der Ensemblevorhersage mit Klimamodellen und der Interpretation von Ergebnissen derselbigen. Ebenso wie Dr. G. Leckebusch war er auch gewissenhaft in der Korrektur dieser Arbeit, wofür ich mich bei beiden nochmals herzlich bedanke. K. Ackermann möchte ich für ihre Unterstützung und gewissenhafte Durchsicht der finalen Version danken.

Für die Unterstützung in technischen Angelegenheiten gilt mein Dank Dr. I. Kirchner, der durch die Bereitstellung der nötigen IT-Infrastruktur diese Arbeit überhaupt ermöglichte, sowie allen daran beteiligten Mitarbeitern am Institut für Meteorologie und der Deutschen Klimarechenzentrum GmbH (DKRZ), auf dessen Supercomputer die Modellrechnungen für diese Arbeit durchgeführt wurden.

Bedanken möchte ich mich ebenfalls bei den Partnern innerhalb des ENSEMBLES-Projektes, die mir ein Einblick in den aktuellen Stand der Klimaforschung ermöglichten. Insbesondere sind hier Dr. M. Collins und Dr. M. Webb vom Hadley-Center in Exeter (UK) zu nennen, die den Vergleich von Modellergebnissen unterstützt haben.

Bedanken möchte ich mich auch bei meinen Freunden sowie meiner Familie, die mir die notwendige Unterstützung hinsichtlich meiner Geduld und Beharrlichkeit zur Erstellung dieser Arbeit gaben.

Lebenslauf von Falk Niehörster

Der Lebenslauf ist in der Online-Version aus Gründen des Datenschutzes nicht enthalten.

Selbstständigkeitserklärung

Hiermit versichere ich, die vorliegende Arbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet zu haben.

London, den 07.09.2009

Falk Niehörster