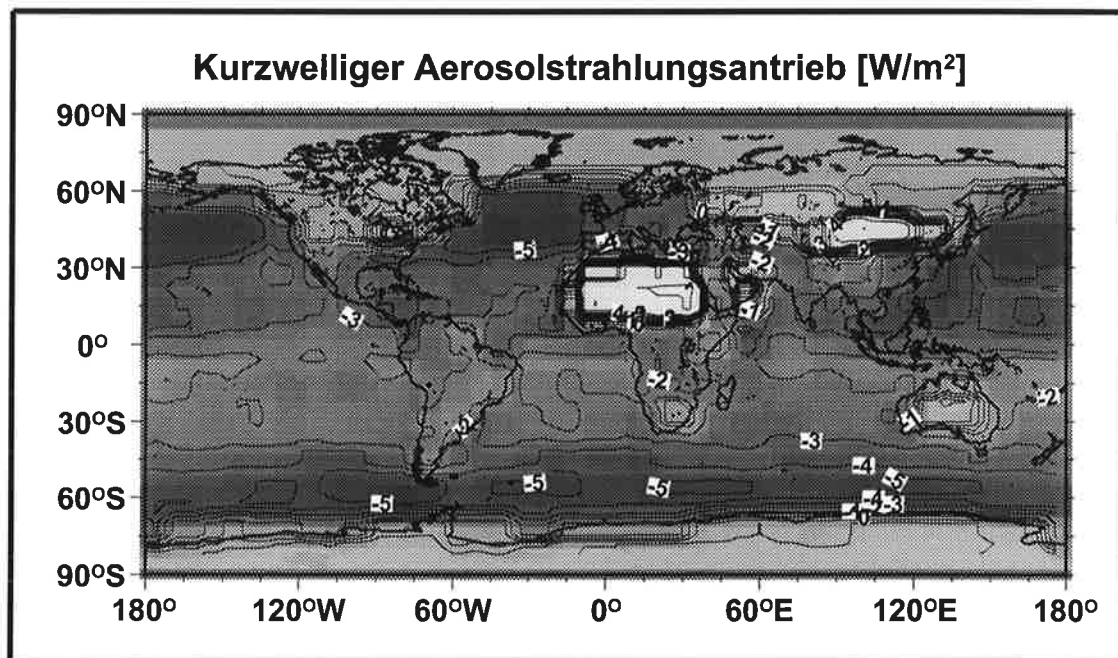




Max-Planck-Institut für Meteorologie

EXAMENSARBEIT Nr. 68



DIE DIREKTE STRAHLUNGSWIRKUNG VON AEROSOLTEILCHEN AUF EIN KLIMAMODELL

von
Anke Maria Allner

HAMBURG, Februar 2000

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades

Autor:

Anke Maria Allner

Max-Planck-Institut
für Meteorologie

MAX-PLANCK-INSTITUT
FÜR METEOROLOGIE
BUNDESSTRASSE 55
D - 20146 HAMBURG
GERMANY

Tel.: +49-(0)40-4 11 73-0
Telefax: +49-(0)40-4 11 73-298
E-Mail: <name> @ dkrz.de

**Die direkte Strahlungswirkung
von Aerosolteilchen
auf ein Klimamodell**

Dissertation

**zur Erlangung des Doktorgrades
der Naturwissenschaften im Fachbereich
Geowissenschaften
der Universität Hamburg**

vorgelegt von

**Anke Maria Allner
aus
Birkenfeld in Rheinland-Pfalz**

**Hamburg
2000**

ISSN 0938-5177

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg

auf Grund der Gutachten von Prof. Dr. H. Graßl
und Dr. J. Feichter

Hamburg, den 12. 1. 2000

Prof. Dr. U. Bismayer
Dekan
des Fachbereichs Geowissenschaften

Zusammenfassung

Ziel der vorliegenden Arbeit und der heutigen Aerosolforschung ist es, die geographische und zeitliche Variation der Strahlungseigenschaften atmosphärischer Aerosole in Klimamodellen zu berücksichtigen, also den Strahlungsantrieb der Aerosole zu bestimmen und daraus die Klimawirkung abzuschätzen.

Da eine interaktive Berücksichtigung von Aerosolen in ihrer Gesamtheit einschließlich Entstehung, Transport und Rückkopplungen aufgrund der Komplexität in Klimamodellen nicht möglich ist, wird der Globale Aerosoldatensatz (GADS) (Köpke et al. (1997)) für diese Untersuchungen benutzt. Dieser, auf Messungen und realistischen Modellannahmen basierende Datensatz, beinhaltet natürliches und anthropogenes Aerosol und läßt sich ohne großen Rechenzeitaufwand in Klimamodellen berücksichtigen. Das wird in dieser Arbeit ausführlich beschrieben, die sich wie folgt gliedert:

Mit einem δ -Eddington-Strahlungstransportmodell wird der Strahlungsantrieb durch Aerosol in Abhängigkeit von der Oberflächenalbedo und dem Zenitwinkel abgeschätzt. Für ein mittleres Aerosol erhalten wir im globalen Mittel einen negativen kurzwelligen Strahlungsantrieb, der regional inhomogen ist. In Abhängigkeit vom Sonnenwinkel, der Bodenalbedo und den optischen Eigenschaften des Aerosols kann der Antrieb sowohl negativ als auch positiv sein. Die Abhängigkeiten sind nicht linear.

Der direkte Aerosolstrahlungsantrieb wirkt sich auf die Temperatur aus. Anhand einer vertikalen Säule des Klimamodells (ECHAM1D) werden die Auswirkungen des Aerosolstrahlungsantriebs auf die diabatischen Prozesse und die Temperatur berechnet. Eine veränderte Aerosolzusammensetzung als Folge der Industrialisierung ist eine mögliche Ursache für die Reduktion der Globalstrahlung. Die in dieser Arbeit vorgestellte Sensitivitätsstudie mit dem ECHAM1D für mittlere nördliche Breiten ergibt, daß die Änderung der Aerosolzusammensetzung zu einer Reduktion der Globalstrahlung um 16 W/m^2 im Jahresmittel führt. Der Vergleich mit der Literatur zeigt, daß die direkte Strahlungswirkung von Aerosol hier einen Anteil von bis zu 20% an der Reduktion der Globalstrahlung ausmacht. Die veränderte Aerosolzusammensetzung führt zur Erwärmung der bodennahen Schichten um 0.3 K, verursacht durch den erhöhten Rußanteil. Es folgt, daß Ruß zur Bestimmung der Klimawirkung anthropogener Aerosole zu berücksichtigen ist.

Der Globale Aerosoldatensatz wird in das globale Zirkulationsmodell (ECHAM4) integriert. Aus den Teilchenzahlen der GADS Aerosolkomponenten werden Massenmischungsverhältnisse bestimmt und die optischen Eigenschaften der Aerosole an die Spektralbereiche des ECHAM4 angepasst.

Der direkte Aerosolstrahlungsantrieb wird für die wolkenfreien Gebiete bestimmt, Rückkopplungsmechanismen werden ausgeschlossen. Im globalen Mittel beträgt der gesamte kurzwellige Strahlungsantrieb durch GADS am Oberrand der Atmosphäre im Januar -1.4 W/m^2 , -2.1 W/m^2 im Juli. Die Sonnenstrahlung wird am Boden im globalen Mittel im Januar um -4.3 W/m^2 , im Juli um -6.5 W/m^2 reduziert.

Um die mittlere Klimawirkung des direkten Aerosolstrahlungsantriebs zu untersuchen, werden die Ergebnisse aus permanenten Januar und Juli Simulationen des ECHAM4 über 20 Jahre gemittelt und ausgewertet. Es werden die Änderungen der Strahlungsflüsse, Temperatur, Wärmeflüsse, Bewölkung und Niederschlags sowie des Geopotentials, verursacht durch die Wechselwirkung und Rückkopplungen des direkten Aerosolstrahlungsantriebs mit dem Klimasystem, betrachtet. Die wichtigsten Ergebnisse sind:

Der global mittlere kurzwellige Strahlungsantrieb am Oberrand der Atmosphäre durch GADS beträgt im Januar -1.4 W/m^2 , -0.1 W/m^2 im Juli, der langwellige Antrieb im Januar 2.02 W/m^2 und 0.86 W/m^2 im Juli. Der direkte langwellige Strahlungsantrieb durch Aerosole, bei dem mineralische Teilchen eine entscheidende Rolle spielen, kann nicht vernachlässigt werden.

Im globalen Mittel kühlt das Aerosol die bodennahen Schichten um -0.2 K im Winter, erwärmt sie im Sommer um 0.17 K . Dies zeigt, daß die Gesamtheit der Aerosole den globalen Treibhauseffekt je nach Jahreszeit und Region verstärken oder reduzieren kann.

In polaren Breiten führt Aerosol zu verstärktem Schneefall. Der konvektive Niederschlag wird im zonalen Mittel sowohl im Sommer als auch im Winter reduziert.

Ein Vergleich der Klimawirkung, der bis heute im Klimamodell beinhalteten Aerosole, mit der des GADS zeigt, wie unzureichend Aerosolen bisher im Modell Rechnung getragen wurde.

Der Versuch einer Validierung des Strahlungshaushalts des ECHAM4 inklusive GADS mit ERBE-Messungen weist auf qualitative Verbesserungen des Strahlungshaushalts durch GADS hin.

Es gibt komplexe Untersuchungen zum globalen Strahlungsantrieb von mineralischen Teilchen und wasserlöslichen Teilchen mit Ruß. Daher werden diese Komponenten des GADS für Experimente gewählt, um einen direkten Vergleich zu ermöglichen. Die Ergebnisse der Modellsimulationen zeigen gute Übereinstimmung mit der Literatur und bestärken das Resultat dieser Arbeit:

Der Globalen Aerosoldatensatz liefert in den hier benutzten Modellen gute Ergebnisse. Eine Vielzahl von Abschätzungen und Untersuchungen zur Klimawirkung des direkten Aerosolstrahlungsantriebs sind auf einfache und flexible Weise möglich. Es wurde nachgewiesen, daß die Berücksichtigung von Aerosolen in den Modellen notwendig und zwingend ist. Für Klimarechnungen ist die Berücksichtigung von Aerosolen in Form des Globalen Aerosoldatensatzes zeitgemäß und ausreichend.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	i
1 Einleitung	1
1.1 Motivation	1
1.2 Wissensstand	3
1.3 Vorgehensweise	5
2 Der Globale Aerosol datensatz	6
2.1 Die Aerosol Komponenten	6
2.2 Vertikale Aerosolverteilung	8
3 Der mittlere globale Aerosolstrahlungsantrieb	9
4 Aerosol in einer Säule des Klimamodells	11
4.1 ECHAM1D	11
4.2 Die Globalstrahlung	14
4.3 Die diabatischen Prozesse	18
5 Das Aerosol im Klimamodell	20
5.1 Das globale Zirkulationsmodell ECHAM4	20
5.1.1 Numerisches Verfahren und Parameterisierungen	20
5.1.2 Strahlungstransport	22
5.2 Das Standardaerosol in ECHAM4	26
5.3 Integration von GADS in ECHAM	29
5.3.1 Die Massenmischungsverhältnisse	29
5.3.2 Optische und mikrophysikalische Eigenschaften	30
5.4 Die optische Dicke des GADS	33
5.5 Die optische Dicke des Standardaerosols	35
5.6 Die Absorbermengen	37

6	Sensitivitätsstudien zur globalen Klimawirkung von Aerosol	39
6.1	Vorgehensweise	39
6.2	Der Startwert des globalen direkten Aerosolantriebs	41
6.2.1	GADS	42
6.2.2	Das Standardaerosol	44
6.3	Die globale Klimawirkung des GADS	50
6.3.1	Die Strahlung	50
6.3.2	Die Temperaturänderung	57
6.3.3	Die Auswirkungen auf den latenten und fühlbaren Wärmefluß	58
6.3.4	Die Änderung der Wolkenbedeckung und des Niederschlags	61
6.3.5	Das Geopotential	62
6.3.6	Vergleich mit den Standardaerosolen	66
7	Versuch einer Validierung	76
8	Der Strahlungsantrieb von Aerosolkomponenten	80
8.1	Mineralische Teilchen	80
8.2	Wasserlösliche Teilchen und Ruß	84
9	Diskussion und Ausblick	88
9.1	Diskussion	88
9.2	Ausblick	90
10	Danksagung	91
	Abkürzungen und Symbole	92
	Literatur	94

1 Einleitung

1.1 Motivation

Globale Klimaänderungen, die durch menschliche Einflüsse hervorgerufen werden, sind von allgemeinem, politischem, wirtschaftlichem und wissenschaftlichem Interesse.

Bereits 1988 zeigt Grassl (1988) die möglichen Auswirkungen einer veränderten Aerosolzusammensetzung auf den Strahlungshaushalt und das Klima auf. Anhand von Abschätzungen der zonalen Mittel des direkten und indirekten Klimaantriebs durch Aerosole weist er einen signifikanten Antrieb in den mittleren nördlichen Breiten nach und fordert die Berücksichtigung von Aerosolen und deren Transport in Klimamodellen. Das Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) hebt ebenso deutlich die Rolle von Aerosolteilchen an globalen Klimaänderungen hervor (IPCC, 1994). Auf der Dahlem Konferenz 1994 'Aerosol Forcing of Climate', wurden die Ziele zukünftiger Aerosolforschung wie folgt definiert (Duce, 1994):

Ziel der Aerosolforschung ist die Einschätzung der kontrollierenden Faktoren, der geographischen und zeitlichen Variation der Strahlungseigenschaften atmosphärischer Aerosole, sowie die Überprüfung des Umfangs, in dem das Forcing durch direkte und indirekte Effekte dem der Treibhausgase entgegenwirken.

Aerosol, die Gesamtheit flüssiger und fester Partikel im Luftvolumen im Nano- und Mikrometerbereich unterliegt einem atmosphärischen Kreislauf mit unterschiedlichen natürlichen und anthropogenen Quellen, chemischen und physikalischen Umwandlungen und vertikalem und horizontalem Transport, sowie Senkenprozessen. Die regional und zeitlich variable Zusammensetzung des Aerosols bewirkt sowohl einen direkten als auch einen indirekten inhomogenen Antrieb des Klimasystems: direkt durch Reflexion und Absorption solarer und terrestrischer Strahlung, indirekt durch die Änderung der Strahlungseigenschaften von Wolken sowie durch die Beeinflussung der Chemie der Atmosphäre, z.B. Änderung der Spurenstoffkreisläufe durch Aerosoloberflächen. Darüber hinaus ist die Strahlungswirkung des Aerosols abhängig vom Einfallswinkel der Strahlung und von der Bodenalbedo.

Diese Komplexität der Aerosolmikrophysik und -chemie begründet die Tatsache, daß bis heute kaum eine umfassende Abschätzung des globalen Klimaantriebs, sowohl durch anthropogene als auch natürliche Aerosole in der Troposphäre, auf der Grundlage eines Klimamodells existiert. Einen ersten Ansatz zur Abschätzung der globalen Aerosol-Strahlung-Wechselwirkung für anthropogenes und natürliches Aerosol in einem Klimamodell liefert die Studie von Tanre (1984). Detaillierte, prozeßorientierte, mikrophysikalische Transportmodelle zur Abschätzung der Aerosoleigenschaften und -konzentrationen gibt es bisher nur für einige Aerosolkomponenten. Der Nachteil ist, daß sie sehr rechenzeitintensiv sind und es kurzfristig keine Möglichkeit geben wird, alle Aerosole im Klimamodell zu berücksichtigen.

Hier setzt diese Arbeit an: **Welche Möglichkeit gibt es derzeit, um Aerosole, ihre Verteilungen und optischen Eigenschaften effizient in Klimamodellen zu berücksichtigen und wie wirken sich die Aerosole auf das Klima aus?**

Effizient in Bezug auf die Rechenzeit von Klimamodellen bedeutet, daß es sinnvoll ist, insofern man sich nicht für prozessorientierte Details der Aerosolphysik interessiert, zu einem mehr oder weniger fixen Aerosol überzugehen.

Ein derartiger Ansatz wird derzeit im globalen Klimamodell ECHAM des MPI Hamburg angewendet, der jedoch bereits in den siebziger Jahren entwickelt wurde, und vom Konzept her mittlerweile veraltet ist. Bei dieser Methode werden die globalen Verteilungen der optischen Eigenschaften fünf verschiedener Aerosole sowie dreier Hintergrund-Aerosole im Strahlungstransport berücksichtigt. Die optischen Eigenschaften der Aerosole wurden von Shettle und Fenn (1976) aus Messungen abgeleitet. Die globalen Verteilungen dieser Aerosole entstanden auf der Grundlage von Empfehlungen des WCP 12 Reports (1980). Zusätzlich wurden Plausibilitätsannahmen gemacht, um das Aerosol im Klimamodell zu berücksichtigen. Dieses Konzept ermöglicht keinerlei Rückschlüsse auf tatsächliche Massenmischungsverhältnisse oder Teilchenzahlen. Auch ist keine Flexibilität vorgesehen. Das bedeutet, daß man keine Sensitivitätsstudien bezüglich einzelner Aerosole durchführen kann. Jedoch stellen sie eine Vergleichsbasis, einen Referenzzustand dar. Das von Toon und Pollack (1976) entwickelte Modell mittlerer atmosphärischer Aerosole ist ebenfalls veraltet.

Zum heutigen Zeitpunkt gibt es ebenso keine globalen flächendeckenden Messungen von Aerosolzusammensetzungen und optischen Eigenschaften. Eine globale Zusammenstellung existierender Messungen der Aerosole, sowohl ihrer mikrophysikalischen Eigenschaften als auch der optischen, und Transportrechnungen sind in dem Globalen Aerosoldatensatz (GADS) nach Köpke et al. (1997) enthalten. Daher bietet sich GADS derzeit zur Berücksichtigung von Aerosolen in Klimamodellen an. Er basiert auf dem Konzept der externen Mischung intern gemischter Aerosole. Es werden alle Aerosolkomponenten eingeschlossen, die für die Atmosphäre repräsentativ sind. Sie werden charakterisiert durch ihre Größenverteilung und ihren Brechungsindex in Abhängigkeit von der Wellenlänge. Diese Aerosole resultieren aus Quellen am Boden und der freien Atmosphäre, Umwandlungs- und Senkenprozessen. Basierend auf der Mie-Theorie wurden für die Aerosolkomponenten die optischen Eigenschaften zwischen 0.3 und 40 μm in 8 verschiedene Feuchteklassen berechnet. Zusätzlich zu den optischen Eigenschaften liegt die globale Verteilung der Aerosolkomponenten auf einem 5×5 Grad Gitter für Winter und Sommer vor. Ebenfalls berücksichtigt sind die Vertikalprofile der Aerosolverteilungen.

Dieser Aerosoldatensatz eignet sich daher gut zur Integration in das globale spektrale Zirkulationsmodell ECHAM (Roeckner et al., 1996) am DKRZ in Hamburg. GADS kann in die T21-Version mit 19 Niveaus des ECHAM übernommen werden. Die optischen Eigenschaften der Aerosolkomponenten werden im Strahlungscode direkt verwendet.

Aufgrund der Strukturierung von GADS ist es möglich, Abschätzungen zum Strahlungsantrieb sowohl durch das Gesamtaerosol als auch durch jede Komponente einzeln durchzuführen. Die Ergebnisse können ebenso zur Verifizierung weiter entwickelter Aerosoltransportmodelle herangezogen werden.

Außerdem können anhand der Rechnungen mit der 1-dimensionalen Version des ECHAM und der Verwendung von GADS die Auswirkungen des direkten Strahlungsantriebs von Aerosolen, z.B. auf die Reduktion der Globalstrahlung, interpretiert werden.

1.2 Wissensstand

Die Auswirkungen des möglichen direkten Antriebs von troposphärischem Aerosol konnten bisher anhand von Modellierungen nur grob abgeschätzt werden. Messungen liegen nur für bestimmte Regionen vor.

- Eine signifikante Reduktion der solaren Einstrahlung im Vergleich zu vorindustriellen Zeiten wurde sowohl in den USA (Ball und Robinson, 1982) als auch in Europa von Liepert et al. (1994) festgestellt. Ball und Robinson (1982) gehen davon aus, daß die solare Einstrahlung pro Jahr im Osten der Vereinigten Staaten um etwa 7.5 % reduziert wird. Liepert et al. (1994) weisen anhand von Messungen eine Reduktion der Globalstrahlung von 2% – 3% pro Jahrzehnt für die vergangenen vier Jahrzehnte nach.
- Auch in China kann man in der Sichuan-Provinz eine Abkühlung und eine Reduktion der Solarstrahlung am Boden innerhalb der letzten 40 Jahre feststellen, die zu einem wesentlichen Anteil auf eine Zunahme der Aerosolkonzentration zurückzuführen ist (Xiaowen et al., 1995).
- Coakley et al. (1983) gehen von einer globalen Abkühlungsrate von 2–3 K durch Hintergrundaerosol aus. Unter der Annahme, daß sich etwa 50% des Aerosols aus anthropogenem Sulfataerosol und organischen Teilchen zusammensetzen, schätzt Andreea (1995) die Abkühlungsrate durch anthropogenes Aerosol auf 1–1.5 K. 1985 stellen Coakley und Cess (1985) eine Studie vor, in der der direkte Strahlungsantrieb durch troposphärisches Aerosol natürlichen Ursprungs im Klimamodell berücksichtigt wird. Im globalen Mittel wird der solare Strahlungsfluß am Oberrand der Atmosphäre um 3 W/m^2 reduziert, am Boden um 4.4 W/m^2 , die untere Troposphäre gewinnt 1.4 W/m^2 . Über den Kontinenten wird die Temperatur um -0.27 K reduziert.
- AVHRR-Satellitenmessungen lokalisieren anwachsende optische Dicken von Aerosol über den Ozeanen der Nordhemisphäre in der Nähe industrialisierter Regionen und westlich der Sahara (Durkee et al., 1983). Auswertungen von Messungen des Nimbus-7-Satelliten mit dem Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) von Herman et al. (1997) liefern Verteilungen UV absorbierender Aerosole durch Biomassenverbrennung, Wüstenaerosole, vulkanische Asche und brennende Ölquellen oberhalb von 1-2 km Höhe für den Zeitraum zwischen 1979 und 1993.
- Enghardt und Rohde (1993) zeigen, daß der prognostizierte Temperaturanstieg durch Treibhausgase der Nordhemisphäre durch Aerosole abgeschwächt wird.
- Großskalige Simulationen zur Verteilung atmosphärischen Aerosols wurden für mineralische Teilchen von Westphal (1988) und Tegen (1996) durchgeführt. Wefers et al. (1990) und Joussaume et al. (1989) bestimmen die globale Verteilung von Wüstensand. Weitergehend untersucht Tegen (1996) den Einfluß mineralischen Aerosols, das durch anthropogene Einwirkung freigesetzt wird, auf den Strahlungshaushalt. Dabei zeigt sich, daß mineralisches Aerosol zu einem Anteil von 30–50 %, durch Bearbeitung von Böden, freigesetzt wird. Sie zeigt, daß der mittlere durch mineralische Aerosole verursachte Strahlungsantrieb vergleichbar mit dem

der Treibhausgase und industrieller Sulfat-Aerosole ist.

- Globale Modelle zur Bestimmung der Sulfatverteilung existieren von Langner (1998). Diese Verteilungen lieferten die Grundlage zur Abschätzung der direkten Klimawirkung von Sulfaten. Charlson et al. (1992) schätzen den globalen mittleren solaren Strahlungsantrieb durch die anthropogenen Sulfate mit -0.3 W/m^2 ab, Kiehl und Briegleb (1993) mit -0.6 W/m^2 . Taylor und Penner (1994) koppelten ein troposphärisches Chemie Modell mit einem globalen Klimamodell. Sie gehen von einem globalen mittleren Strahlungsantrieb von -0.9 W/m^2 aus. Weitergehende Untersuchungen von Nemesure et al. (1995) betrachten die Sensitivität des kurzwelligen Strahlungsantriebs anthropogenen Sulfataerosols bezüglich der Teilchengröße, Zusammensetzung und relativer Feuchte. Das Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC, 1994) schätzt den globalen mittleren Strahlungsantrieb durch Sulfataerosol und Aerosol aus Biomassenverbrennung auf $-0.3 - -1.5 \text{ W/m}^2$.
- Den Schwefelkreislauf und seinen Effekt auf die kurzwellige Strahlung untersuchen Feichter et al. (1997). Sie koppeln das globale Zirkulationsmodell ECHAM4 mit einem Chemie Modell, um die Sulfatverteilung zu bestimmen. Der Wasserkreislauf wird berücksichtigt. Sie führen zwei Experimente durch: mit vorindustriellen und derzeitigen Sulfatmissionen. Der direkte kurzwellige Strahlungsantrieb durch Schwefel beträgt hier im Jahresmittel -0.35 W/m^2 , der indirekte Strahlungsantrieb -0.64 W/m^2 .
- Globale Transportmodelle für Ruß wurden von Cooke und Wilson (1996) und Liousse et al. (1996), entwickelt. Penner et al. (1992) erstellen eine globale Rußverteilung.
- Haywood und Shine (1995) berechneten einen globalen mittleren Strahlungsantrieb durch Ruß und Sulfatteilchen von 0.1 und -0.28 W/m^2 . Neuere Ergebnisse aus Untersuchungen zum gekoppelten direkten Strahlungsantrieb von Ruß und Sulfaten gibt es von Schult und Feichter (1997), die in Kapitel 8.1 genauer diskutiert werden.
- Keup-Thiel (1997) entwickelte ein Aerosoltransportmodul zur Integration in das Klimamodell ECHAM3. Dieses Modul löst die Transportgleichungen für natürliches Aerosol dreier Größenklassen und benutzt Parameterisierungen für die Quellen und Senken sowie Wechselwirkungen von Aersolteilchen. Es ist in der Lage, die globale Verteilung natürlichen Aerosols zu berechnen.

Diese Übersicht, die nicht den Anspruch auf Vollständigkeit erhebt und sich auf den direkten Aerosoleffekt beschränkt, macht deutlich, daß die Untersuchungen zwar Erkenntnisse zum Aerosoleinfluß liefern, aber zur Abschätzung des Strahlungseinflusses des gesamten natürlichen und anthropogenen Aerosols auf das Klima in einem globalen Klimamodell noch unzureichend sind. Das führt dazu, daß in dieser Arbeit bei der Diskussion der Klimawirkung troposphärischen Aerosols kein direkter Literaturvergleich möglich ist.

1.3 Vorgehensweise

Ausgehend von dieser Motivation gliedert sich die Arbeit wie folgt:

- Die erste Frage, die sich stellt, ist: Wie ändert das Aerosol den Strahlungstransport? Dazu untersuchen wir die Abhängigkeit des kurzwelligen Aerosolstrahlungsantriebs von dem Einfallswinkel der Sonne und der Bodenalbedo, die ein globales mittleres Aerosol verursacht. Diese Studie in Kapitel 3 wird mit einem δ -Eddington-Strahlungstransportmodell durchgeführt und stellt eine wichtige Grundlage zur Interpretation des kurzwelligen Strahlungsantriebs durch Aerosol in Klimamodellen dar.
 - Der vom Aerosol modifizierte Strahlungstransport ändert die Temperatur und beeinflusst die anderen diabatischen Prozesse. Anhand von Studien mit einer vertikalen Säule des Klimamodells ECHAM3 (ECHAM1D), in das mit Hilfe der Anomalie-Forcing-Technik der Strahlungsantrieb durch Aerosol integriert wird, erhalten wir einen sehr guten Einblick in die Wechselwirkung des Strahlungsantriebs durch Aerosol mit den diabatischen Prozessen, die zu weiteren Temperaturänderungen führen.

Messungen der Sonnenstrahlung in Europa in mehreren Regionen zeigen einen Trend zur Reduktion der Sonnenstrahlung am Boden. Hier bietet sich eine Anwendungsmöglichkeit des ECHAM1D. Anhand einer realistischen Veränderung der Aerosolzusammensetzung wird gezeigt, daß die Veränderung der Aerosolzusammensetzung eine mögliche Ursache dieser Reduktion ist. Die Berechnungen werden in Kapitel 4 für mittlere nördliche Breiten vorgestellt.
 - Die Abschätzung der globalen Klimawirkung des Aerosolstrahlungsantriebs stellt das eigentliche Ziel dieser Arbeit dar. Dazu wird der Globale Aerosol Datensatz (GADS) in das globale Klimamodell ECHAM des Deutschen Klimarechenzentrums (DKRZ) integriert und Simulationen durchgeführt. Der Datensatz liegt für die Sommer- und Wintermonate vor, daher werden die Integrationen über einen Zeitraum von jeweils 24 permanenten Monaten: Juli repräsentativ für Sommer (Juni, Juli, August) und Januar für Winter (Dezember, Januar, Februar) vorgenommen. Es wird die T21-Auflösung mit 19 vertikalen Niveaus benutzt. Nach einer kurzen Einschwingphase des Modells von 4 Monaten werden die zu untersuchenden meteorologischen Größen über zwanzig Monate gemittelt. Dabei werden die zeitlichen Mittelwerte sowohl als globale Verteilungen, zonale und globale Mittel untersucht. Es ist nicht erforderlich, mit einem gekoppelten Ozean-Atmosphären-Modell zu rechnen, da es sich um eine Abschätzung der heutigen Aerosol-Verteilung handelt, die konsistent mit dem heute beobachteten Klimazustand ist.
 - Die Ergebnisse der Simulationen mit dem Globalen Aerosol Datensatz können nicht direkt validiert werden, da es bisher keine Klimamodelle gibt, die die Gesamtheit der Aerosole auf einem aktuellen Standard berücksichtigen. Daher wird in Kapitel 6 untersucht, inwieweit sich das mittlere Klima des ECHAM mit GADS im Vergleich zu Messungen und den Aerosolen, die derzeit im Klimamodell berücksichtigt werden, unterscheidet.
 - In Kapitel 7 wird eine Validierung mit ERBE Daten versucht und abgeschätzt, ob
-

und inwieweit der GADS zu einer Verbesserung des Modellklimas führt.

- Eine weitere Vergleichsmöglichkeit der Qualität des GADS in Klimamodellen ist die Auswahl einzelner Komponenten, für die bereits Modellrechnungen vorliegen. Dies wird am Beispiel mineralischer Teilchen in Kapitel 8.1 sowie für Ruß und wasserlösliche Aerosole in Kapitel 8.3 durchgeführt.
- Der Ausblick zeigt Möglichkeiten auf, den Globalen Aerosol datensatz zu verbessern und einen Jahresgang zu berücksichtigen. Außerdem wird ein Ansatz vorgestellt, den Datensatz an höhere Modellauflösungen anzupassen.

2 Der Globale Aerosol datensatz

Detaillierte auf der Mikrophysik basierende Modellierungen der komplexen Prozesse der Quellen, Senken, Umwandlungsmechanismen und des Transports von Aerosolteilchen gibt es derzeit nur für wenige Aerosole. Diese Art von Modellierung ist auch zu komplex, um sie für alle existierenden Aerosole in ein Klimamodell zu integrieren. Deshalb bietet sich GADS an, um ihn in ein Klimamodell für die Abschätzung der Klimawirkung von Aerosol zu benutzen.

Der Globale Aerosol datensatz (GADS) berücksichtigt alle natürlichen und anthropogenen Aerosole auf einem 5 x 5 Grad Gitter für Sommer (Juni bis August) und Winter (Dezember bis Februar). Die vertikale Auflösung liegt für 19 Schichten vor. Troposphärisches Aerosol wird beschrieben als externe Mischung reiner oder intern gemischter Aerosolkomponenten. Hier werden 10 Aerosolkomponenten definiert, die durch die Grössenverteilung (mikrophysikalische Eigenschaft) und den wellenlängenabhängigen Brechungsindex (chemische Eigenschaft) charakterisiert werden. Die Grössenverteilung jeder Komponente ist eine Log-Normal Verteilung. Hygroskopische und deliquescente Teilchen wachsen mit ansteigender Umgebungsfeuchte; ihre Dichte und der Brechungsindex ändern sich. Diese Variabilität wird für 8 Feuchteklassen berücksichtigt. Die optischen Eigenschaften jeder Komponente werden für 60 Wellenlängenbereiche nach der Mie-Theorie berechnet. Das Aerosol ist für jeden Gitterpunkt individuell aus bis zu jeweils 4 Komponenten zusammengesetzt. Es wird in Teilchenzahlen gegeben, da man diese auch bei Feuchteänderungen als konstant ansehen kann, Massenmischungsverhältnisse jedoch abhängig von der relativen Feuchte sind.

2.1 Die Aerosol Komponenten

- Wasserunlösliche Teilchen (**INSO**) sind eine Mischung aus Staub, Krustenmaterial und nichtlöslicher organischer Teilchen in mittleren Breiten, jedoch kein Wüstenaerosol.

Die Single Sacttering Albedo zeigt hohe Absorptionseigenschaften.

Diese Teilchen haben eine kurze Lebensdauer, daher findet man sie in Quellnähe. Quellen sind industrielle Prozesse, Asche, Erosion von Krustenmaterial sowie bio-

gene Prozesse, wie Pollen, Sporen oder auch Teile von Blättern. Maximale Konzentrationen findet man über trockenen Erdoberflächen mit wenig Bewuchs und in Gebieten intensiven Ackerbaus, niedrigere Konzentrationen über feuchten Waldgebieten und Gebieten mit wenig Bewuchs. Die Konzentrationen sind im Winter niedriger als im Sommer. Dies erklärt die hohen Werte über den Kontinenten, niedrige Werte in polaren Regionen. Über den Ozeanen ist diese Komponente vernachlässigbar, ebenso in Wüstenregionen, wo mineralische Aerosole zur Beschreibung des nichtlöslichen Aerosolanteils dienen.

- Wasserlösliche Teilchen (**WASO**) bestehen aus verschiedenen Sulfaten, Nitraten und anderen wasserlöslichen Substanzen. Wasserlösliche Teilchen entstehen durch Gas-Teilchen Umwandlung, industrielle und natürliche Prozesse. Ebenso können sie vom Boden oder biologischen Quellen direkt frei gesetzt werden.

Die optischen Eigenschaften dieser hygroskopischen Teilchen sind abhängig von der relativen Feuchte. Die primäre optische Eigenschaft liegt in der Streuung. Außerdem sind diese Teilchen sehr wichtig für den indirekten Aerosoleffekt, da sie in Verbindung mit Wolken, die optischen Eigenschaften derer verändern.

Die anthropogenen Quellen führen zu hohen Konzentrationen in industrialisierten und städtischen Regionen mit einem Maximum im Sommer. Auch die unterschiedliche Regenwahrscheinlichkeit bestimmt den WASO Anteil, z.B. im tropischen Regenwald haben die wasserlöslichen Aerosole in der trockenen Jahreszeit eine längere Lebensdauer als in der Regenzeit und somit höhere Konzentrationen. Über den Ozeanen nimmt man an, daß die wasserlösliche Komponente aus einer Mischung von Seesalz Sulfat und Sulfat aus biologischer Aktivität besteht. In polaren Regionen findet man einen großen Unterschied zwischen Sommer und Winter derart, daß im Winter durch einen verstärkten nordwärts Transport eine Ansammlung wasserlöslicher Teilchen erfolgt, dem " Arktic Haze ".

- Ruß (**SOOT**) entsteht durch Verbrennungsprozesse fossiler Brennstoffe, Haushalte, Industrie, Heizung Verkehr und Biomassenverbrennung. Es sind also Aerosole, die im wesentlichen durch anthropogene Prozesse erzeugt werden.

Sie haben eine ausgeprägte absorbierende Wirkung.

Somit spiegelt sich die Industrialisierung, und Besiedlungsdichte, sowie der technische Standard in der globalen Rußverteilung wieder. Die Konzentrationen sind im Winter dicht besiedelter Gebiete am höchsten. Außerdem ist die Biomassenverbrennung in Afrika und Süd-Amerika eine wichtige Rußquelle. Ruß wird ebenfalls über die Ozeane transportiert und im Winter in arktische Regionen, so daß die Konzentrationen ansteigen.

- Seesalz Aerosole werden hier in 2 Größenklassen beschrieben, dem
 - Accumulation Mode ($0.1 \mu m < r_m < 1 \mu m$), (**SSAM**)
 - und dem Coarse Mode ($1 \mu m < r_m < 10 \mu m$), (**SSCM**).

Seesalzteilchen sind repräsentativ für die Grenzschicht über dem Wasser. Ihre Teilchenzahl wird in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit berechnet. Die jah-

reszeitliche Variabilität der Windgeschwindigkeit spiegelt sich in den Verteilungen wieder, z.B. im Winter gibt es hohe Seesalzkonzentrationen in nördlichen Breiten.

- Die mineralischen Teilchen der ariden Regionen werden mit 4 Komponenten gleichen Brechungsindex jedoch unterschiedlicher Größe beschrieben:
 - **MINM**, Teilchen im Nucleus Mode ($0.01 \mu m < r_m < 0.1 \mu m$),
 - **MIAM**, Teilchen im Accumulation Mode ($0.1 \mu m < r_m < 1 \mu m$) und
 - **MICM**, Teilchen im Coarse Mode ($1 \mu m < r_m < 10 \mu m$).
 - **MITR**, beschreibt das Aerosol, das über große Distanzen transportiert wird, wie z.B die Schicht Wüstenstaub westlich der Sahara über dem Atlantik.

Mineralische Teilchen unterliegen keiner Abhängigkeit von der Umgebungsfeuchte.

Die globale Verteilung mineralischen Aerosols ist stark jahreszeitenabhängig, was auf das variable Zirkulationssystem zurückzuführen ist.

- Die Komponente (**SUSO**) beschreibt das stratosphärische Aerosol, bestehend überwiegend aus Schwefelsäure. Maximale Werte treten im Sommer der Südhemisphäre in der Antarktis Region auf.

2.2 Vertikale Aerosolverteilung

Die vertikale Aerosolverteilung ist abhängig von der aktuellen thermischen Struktur und den Mischungs Prozessen und damit sehr variabel. Zur Vereinfachung für das Klimamodell wird die Atmosphäre in die bodennahe Grenzschicht, freie Troposphäre und Stratosphäre untergliedert.

Ausgehend von einer guten Durchmischung der bodennahen Grenzschicht, nimmt man an, daß die Aerosolkonzentration dort konstant ist. Die Schichtdicke der bodennahen Grenzschicht hängt vom Untergrund, der Jahreszeit und den aerosolerzeugenden Prozessen ab. Ihre Dicke über Landflächen außerhalb von Wüsten beträgt 2 km. Über Ozeanen wird eine exponentielle Abnahme von 1 km bis zu 2 km angenommen. Befindet sich über den Ozeanen eine Schicht transportierten Wüstenaerosols, so befindet sich diese in einer Höhe von 2 bis 3.5 km. Über Wüsten erreichen die Aerosole größere Höhen bis zu 6 km mit exponentieller Abnahme ab einer Skalenhöhe von 2 km. Im arktischen Winter findet man eine Zunahme der Aerosolkonzentration mit der Höhe durch Transportprozesse. Hier nimmt man konstantes Aerosol bis zu 2 km Höhe an. In der Antarktischen Region herrscht eine gute Durchmischung bis etwa 5 km vor.

In der freien Troposphäre nördlich von 20° wird die Aerosolzusammensetzung durch ein gealtertes kontinentales Aerosol beschrieben. In der äquatorialen Region und der südlichen Hemisphäre besteht die freie Troposphäre aus der wasserlöslichen Komponente. Diese konstante Zusammensetzung wird aus Satellitenmessungen in Abhängigkeit von der Jahreszeit abgeleitet und bis zur Tropopausenhöhe variiert.

Das stratosphärische Aerosol gilt für eine vulkanisch ungestörte Stratosphäre ohne Vulkaneeinfluss und ohne Flugzeugabgase.

3 Der mittlere globale Aerosolstrahlungsantrieb

Um den Einfluß der Bodenalbedo und des Sonnenwinkels eines global mittleren Aerosols auf den kurzwelligen Strahlungsantrieb zu zeigen, nutzen wir das δ -Eddington-Strahlungstransportmodell DELED, das in Hamburg bereits mehrfach erfolgreich zur Abschätzung der Auswirkungen von Aerosol auf den Strahlungshaushalt z.B. bei Bakan et al. (1991), Graf (1993) und Schult (1997) genutzt wurde. Damit erhalten wir eine erste Abschätzung, welchen mittleren globalen kurzwelligen Aerosolstrahlungsantrieb wir erwarten.

Das DELED löst die Strahlungsübertragungsgleichung nach der δ -Eddington-Methode (Joseph et al., 1976) unter der Annahme, daß der Strahlungstransport unabhängig vom Azimutwinkel ist. Der kurzwellige Strahlungsbereich zwischen $0.3 - 3.6 \mu\text{m}$ wird in acht Intervalle untergliedert, der langwellige zwischen $3.6 - 100 \mu\text{m}$ in 18 Intervalle. Das Modell berücksichtigt Rayleigh-Streuung, Absorption von Wasserdampf, Kohlendioxid und Ozon sowie die Extinktion durch Wassertropfen und Aerosole. Für jeden Wellenlängenbereich wird die Transmissionsfunktion der bedeutenden Absorber in Form von e-Reihen entwickelt. Für jeden dieser Terme wird die monochromatische Strahlungstransportgleichung gelöst und die resultierenden Strahlungsflußdivergenzen summiert. Die optischen Eigenschaften troposphärischen und stratosphärischen Aerosols sind berücksichtigt. Der Strahlungsantrieb am Oberrand der Atmosphäre wird hier bei 150 hPa unter mittleren Juli Bedingungen berechnet. Wolken werden nicht berücksichtigt. Die Ergebnisse repräsentieren ein Mittel über die Sonnenscheindauer. Das hier in den Rechnungen benutzte mittlere Aerosol ist die global gemittelte Vertikalverteilung aller GADS Aerosol-Zusammensetzungen.

Abbildung 1, oben, zeigt den kurzwelligen Strahlungsantrieb in 150 hPa durch das globale mittlere Aerosol in Abhängigkeit von der Bodenalbedo. Der Cosinus des Zenitwinkels beträgt 0.5. Der solare Antrieb über dunklen Flächen ist bis zu einer Bodenalbedo von 0.5 negativ, und wird bei zunehmender Bodenalbedo geringer. Ab einer Bodenalbedo von 0.55 wird der kurzwellige direkte Aerosolstrahlungsantrieb positiv. Das heißt, über hellen Oberflächen und somit hoher Albedo, wird bei der Anwesenheit einer Aerosolschicht weniger kurzwellige Strahlung reflektiert als ohne diese. Dies führt dann zu einem Energiegewinn für die Atmosphäre (z.B. über Schneeflächen). Das Gegenteil geschieht über dunklen Flächen. Hier wird mit Aerosol mehr Strahlung reflektiert als ohne und die Atmosphäre verliert Energie. Dies hat einen negativen Antrieb zur Folge, wie wir ihn z.B. über den dunklen Wasseroberflächen der Ozeane erwarten. Die untere Abbildung 1 veranschaulicht die Abhängigkeit des kurzwelligen Strahlungsantriebs vom Einfallswinkel der Sonne, bei einer angenommenen Bodenalbedo von 0.3. Der Antrieb ist negativ mit einem Minimum und Wendepunkt bei geringen Sonneneinfallswinkeln. Der negative Antrieb verringert sich mit abnehmendem Zenitwinkel.

Wir erwarten also im globalen Mittel einen negativen direkten kurzwelligen Strahlungsantrieb, der jedoch regional inhomogen ist. In Abhängigkeit vom Sonnenwinkel, der Bodenalbedo und den optischen Eigenschaften des Aerosols kann der Antrieb regional sowohl positiv als auch negativ sein. Die Abhängigkeiten sind nicht linear.

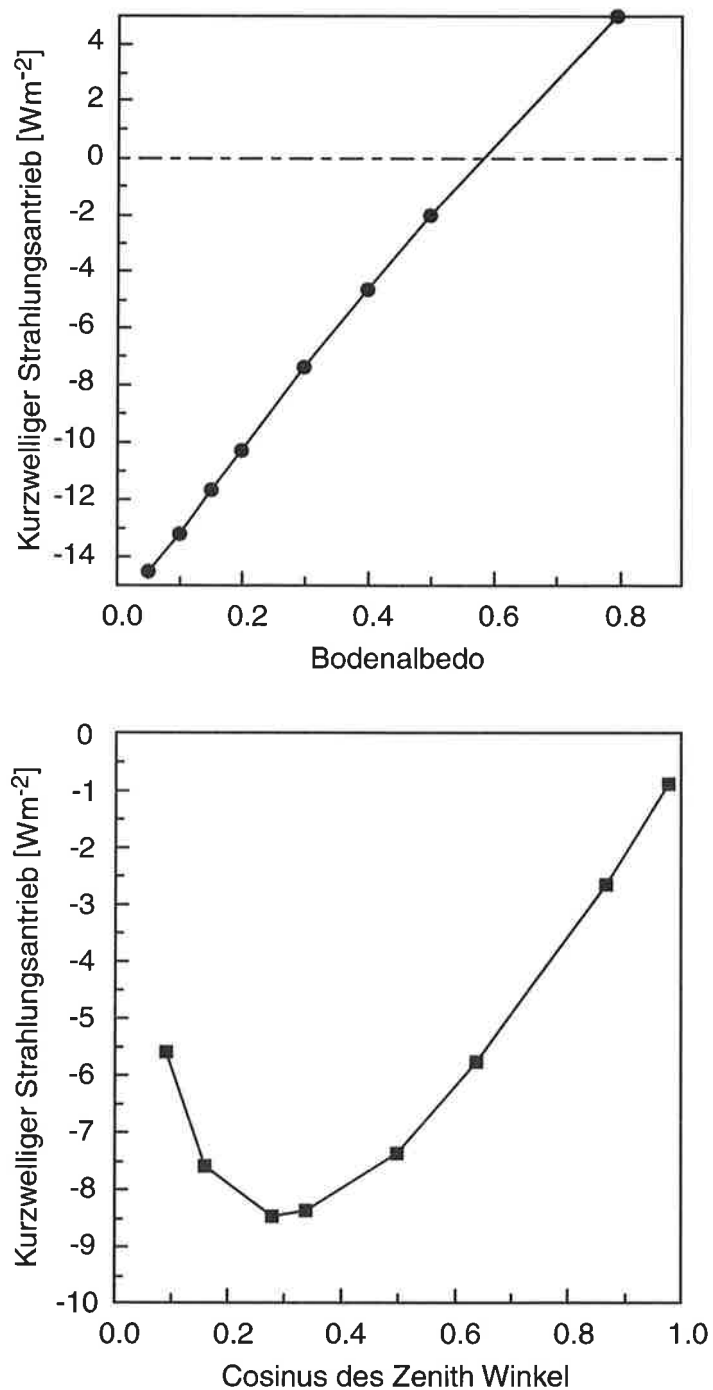


Abbildung 1: Oben: Kurzweiliger Strahlungsantrieb in 150 hPa eines global mittleren Aerosols in Abhängigkeit von der Bodenalbedo. Der Zenitwinkel beträgt 0.5. Unten: Kurzweiliger Strahlungsantrieb am Oberrand der Atmosphäre in Abhängigkeit vom Einfallswinkel der Sonne, bei einer Bodenalbedo von 0.3. Die Berechnungen erfolgten für mittlere Juli Bedingungen.

4 Aerosol in einer Säule des Klimamodells

4.1 ECHAM1D

Die ein-dimensionale Version des ECHAM3 (ECHAM1D) beschreibt die Physik einer beliebig auswählbaren Säule des globalen Klimamodells. Es basiert auf den Grundgleichungen für horizontal homogene Bedingungen in Reynolds statistischer Approximation, beschrieben bei Brinkop und Roeckner (1993):

$$\frac{\partial U}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \overline{w'u'} + (V - V_g)f \quad (1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \overline{w'v'} - (U - U_g)f \quad (2)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \overline{w'T'} + CV(T) - \frac{1}{\rho c_p} + \frac{\partial F}{\partial z} + ASF \quad (3)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \overline{w'q'} - (C - E) + CV(q) - V_i \frac{\partial q}{\partial r_i} \quad (4)$$

$$\frac{\partial m}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \overline{w'm'} + (C - P) \quad (5)$$

Die lokale zeitliche Änderung der Horizontalgeschwindigkeiten wird durch das geostrophische Gleichgewicht und den vertikalen turbulenten Fluß beschrieben. Die vertikale Windscherung der Horizontalgeschwindigkeiten wird zur Bestimmung der atmosphärischen Stabilität genutzt. U und V sind die Horizontalgeschwindigkeiten in karthesischen Koordinaten, U_g und V_g die geostrophischen Komponenten. f symbolisiert den Coriolis Parameter. Die Tendenz der Temperatur T ergibt sich aus dem vertikalen turbulenten Wärmetransport, durch konvektive Prozesse, Strahlungsübertragung, und den Strahlungsantrieb durch Aerosol ASF . c_p ist die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck. F beschreibt die langwelligen und kurzwelligen Strahlungsflussdichten. Die Terme 4 und 5 der Gleichung 4 repräsentieren die Advektion von Feuchte und Wärme. $V = (u, v, w)$ ist der Vektor der Windgeschwindigkeit und $r_i (i = 1, 2, 3)$ sind die Kartesischen Koordinaten. Die spezifische Feuchte wird durch den vertikalen turbulenten Transport, Kondensation (C) und Verdunstung (E) von Wasserdampf und Niederschlag sowie durch konvektive Prozesse (CV) verändert. Die zeitliche lokale Änderung des Wolkenwassers (m) wird durch die turbulenten Transporte, Kondensation von Wolkenwasser, Konversion von Wolkentropfen und/oder die Sedimentation von Eiskristallen beeinflusst. $C > 0$ ($C < 0$) beschreibt den Effekt von Kondensation (Verdunstung) von Wasserdampf (Wolkenwasser) und $E > 0$ die Verdunstung von Niederschlag. P repräsentiert die Konversion von Wolkentropfen und/oder die Sedimentation von Eiskristallen.

Die Modellgleichungen werden für 19 vertikale Niveaus im hybriden Sigma-System gelöst und beinhalten die gleichen physikalischen Parameterisierungen wie das globale Modell der Atmosphäre, das bei Roeckner et al. (1992) im Detail beschrieben wird. Es ist in weiten Teilen identisch zu dem in Kapitel 5 beschriebenen ECHAM4. Die Unterschiede zwischen ECHAM3 und ECHAM4 findet man bei Roeckner et al (1996).

Das Strahlungsschema des ECHAM3 unterscheidet sich von dem des ECHAM4. Es ist bei beiden Modellversionen ein Zweistrom-Verfahren, beschrieben bei Kerschgens et al. (1978) und Zdankowski et al. (1980). Der langwellige Bereich ist untergliedert in 6 Spektralbereiche, in denen die Absorption des Wasserdampfes, des CO_2 , des Ozons und der Aerosole berücksichtigt wird. Die optischen Parameter der wolkenfreien Atmosphäre werden nach Hense (1982) verwendet. Im langwelligen Bereich wird die Streuung vernachlässigt. Der kurzwellige Spektralbereich ist in vier Intervalle zwischen $0.215 \mu\text{m}$ – $3.58 \mu\text{m}$ untergliedert, mit denselben Absorbern wie im langwelligen Bereich. Die optische Dicke für Absorber ist eine Funktion der effektiven Absorbermenge. Rayleigh-Streuung wird über eine Parameterisierung der optischen Dicke berücksichtigt. Streuung und Absorptionskoeffizienten sind für Aerosole nach Shettle und Fenn (1976) vorgegeben.

Dieses Strahlungsschema ist noch nicht in der Lage, die optischen Eigenschaften von zusätzlichen Aerosolen zu berücksichtigen. Daher wird hier die sogenannte Anomaly Forcing Technik angewendet. Diese Methode wurde bereits erfolgreich bei Studien zum Klimaeffekt der brennenden Ölquellen in Kuwait während des Golfkrieges von Bakan et al. (1991) als auch zu Studien des stratosphärischen Sulfats des Pinatubo Ausbruchs von Graf et al. (1992) angewendet. Dazu wird das δ -Eddington Strahlungsübertragungsmodell DELED (Bakan, 1982) mit der Strahlung des ECHAM gekoppelt.

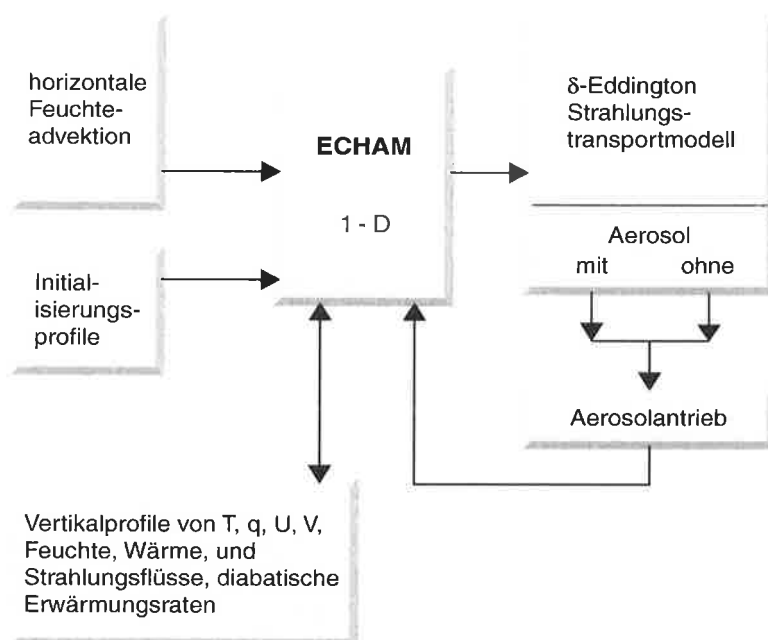


Abbildung 2: Modellkonfiguration der Anomaly Forcing Technik: Die eindimensionale Version des ECHAM3 und das δ -Eddington-Strahlungstransportmodell.

In Abbildung 2 wird die benutzte Modellkonfiguration verdeutlicht. Die meteorologischen Parameter der Säule des ECHAM, wie Wind, Temperatur, Feuchte und Wolkenwasser dienen als Eingabeparameter und initialisieren das Modell. Um ein realistisches

Modellgleichgewicht und Klima zu erreichen, werden ebenfalls auf der Basis des globalen Modells Felder der horizontalen Advektion von Feuchte und Wärme erzeugt, die für jeden Modellzeitschritt zur Verfügung stehen. Das δ -Eddington Modell läuft parallel zum ECHAM Strahlungstransportmodell, einmal mit und einmal ohne Aerosol. Die meteorologischen Parameter der Säule des ECHAM dienen als Eingabeparameter. Die Erwärmungsratedifferenzen aus den Rechnungen mit und ohne Aerosol der 19 Modellniveaus sowie die Strahlungsflussdifferenzen am Oberrand der Atmosphäre und am Boden werden zu den Ergebnissen des ECHAM-Strahlungscode addiert. Das Modell führt nun die numerische Integration der obigen Gleichungen aus und liefert als Ergebnisse die Vertikalprofile von Temperatur, Strahlungsprozessen, und Temperaturänderungen, die durch die diabatischen Prozesse erzeugt werden. Modellläufe können für jeden beliebigen Gitterpunkt zu jedem Zeitpunkt durchgeführt werden.

Strahlungs-Konvektions-Modelle gehen von der Energiegleichung aus und werden genutzt, um den vertikalen Austausch von Wärme auf das Temperaturprofil zu studieren. Sie basieren auf dem Gleichgewicht zwischen einfallender solarer Strahlung und der emittierten langwelligen Strahlung unter Berücksichtigung der konvektiven Vorgänge. Für ein derartiges Modell werden die Profile von CO_2 , O_3 , Wasserdampf und die Verteilung der Wolken berücksichtigt, um damit die Absorption der solaren Strahlung bzw. die Emission der terrestrischen Strahlung zu bestimmen. Der Einfluß dieser Faktoren auf das Temperaturprofil wird damit im einzelnen untersucht. Der wesentliche Unterschied und Vorteil der einsäuligen Modellversion von ECHAM im Vergleich zu Strahlungs-Konvektions-Modellen besteht darin, daß das Modell interaktiv zu einem Gleichgewichtszustand kommt und in der Lage ist, sich ständig auf die sich ändernden Strahlungsbedingungen einzustellen. Im Gegensatz dazu repräsentieren die Ergebnisse der Strahlungs-Konvektions-Modelle einen Gleichgewichtszustand, der aus sich nicht ändernden Strahlungsbedingungen folgt, wie zum Beispiel bei Charlock und Sellers (1980) oder bei Stenchikov und Robock (1994).

Um das ECHAM1D zu testen, wurde eine Vielzahl von Sensitivitätsstudien durchgeführt.

Zunächst wurde der Strahlungshaushalt im Vergleich zum globalen Modell mit Jahresgang untersucht. Auch permanente Monate wurden untersucht. Die Ergebnisse zeigten, daß das Modell sehr gut für beide Zwecke eingesetzt werden kann.

Der nächste Schritt bestand darin, zu überprüfen, ob das Modell auch in der Lage ist, die Temperatur und die Feuchte korrekt zu berechnen. Dazu wurde das Modell mit gemessenen Profilen initialisiert und die zeitliche Entwicklung von Temperatur und Feuchte im eindimensionalen Modell mit der zeitlichen Entwicklung der gemessenen Profilen verglichen. Getestet wurde dies anhand von Vertikalprofilen der Arktis-Expedition (Brümmer, 1992). Auch hier zeigten die Modellresultate gute Übereinstimmung mit den Messungen.

Diese Sensitivitätsstudien, deren ausführliche Beschreibung nicht Sinn dieser Arbeit ist, belegten, daß ECHAM1D genutzt werden kann, um einen Einblick in die diabatischen Prozesse einer Säule zu gewinnen. Außerdem tragen die Ergebnisse zum verbesserten Verständnis und zur Interpretation der globalen Ergebnisse bei.

4.2 Die Globalstrahlung

Es mutmaßen mehrere Autoren darüber, inwieweit Veränderungen der Aerosolzusammensetzung als eine mögliche Ursache der gemessenen reduzierten Globalstrahlung in den letzten Jahrzehnten in industrialisierten Regionen in Frage kommt. Die Globalstrahlung ist die Summe aus der direkten und gestreuten oder diffus reflektierten Solarstrahlung am Boden. Liepert et al. (1994) weisen einen signifikanten Trend einer Abnahme der Globalstrahlung von $3.7 \pm 1.3\%$ pro Dekade an mehreren Stellen in Deutschland nach. Für Estland dokumentiert Russak (1990) einen Trend zur Reduktion um 6.8 % zwischen 1964 und 1986, sowie für Helsinki und Stockholm um -11% und Kaunas um -12%. Xiaowen et al. (1995) weisen die wichtige Rolle von Aerosol in der Sichuan Provinz in China mit einem ein-dimensionalen Modell nach.

Dies liefert die Motivation, die Auswirkungen einer veränderten Aerosolzusammensetzung in mittleren nördlichen Breiten mit Hilfe einer Säule des ECHAM zu untersuchen.

Zur Abschätzung der Änderung der Aerosolzusammensetzung infolge der Industrialisierung werden zwei charakteristische Aerosolmischungen gewählt: Ein mittleres kontinentales Aerosol für den vorindustriellen Zustand und ein mittleres urbanes Aerosol für den hochindustrialisierten Zustand.

Beide Mischungen bestehen aus den GADS Komponenten: INSO, WASO und SOOT, jedoch mit unterschiedlichen Anteilen. Das vorindustrielle Aerosol repräsentiert ein Aerosol in kontinentaler Umgebung, das nur in geringem Umfang durch anthropogene Einflüsse geprägt ist. Das Massenmischungsverhältnis in der bodennahen gut durchmischten Aerosolschicht beträgt $32 \mu\text{g}/\text{m}^3$, davon entsprechen $1.67 \mu\text{g}/\text{m}^3$ den unlöslichen Teilchen, $30 \mu\text{g}/\text{m}^3$ sind wasserlöslich und $0.65 \mu\text{g}/\text{m}^3$ sind Ruß. Als Abschätzung eines typischen Aerosols in hochindustrialisierten Regionen ergibt sich ein Massenmischungsverhältnis von $68 \mu\text{g}/\text{m}^3$ mit $5.9 \mu\text{g}/\text{m}^3$ unlöslichen Teilchen, $62.7 \mu\text{g}/\text{m}^3$ wasserlöslichen Teilchen und $2.1 \mu\text{g}/\text{m}^3$ Ruß.

Komponente	INSO	WASO	SOOT
$\beta_{\text{ext}} [\text{m}^{-1}]$	0.84 E-05	0.10E-07	0.60E-09
$\beta_{\text{scat}} [\text{m}^{-1}]$	0.62E-05	0.10E-07	0.13E-09
ω_0	0.72	0.98	0.22
$r_m [\mu\text{m}]$	0.47	0.02	0.01
$\rho [\text{g}/\text{m}^3]$	2.0	1.8	1.0

Tabelle 1: Optische und mikrophysikalische Eigenschaften der Aerosolkomponenten (mit β_{ext} dem Extinktionskoeffizienten, β_{scat} dem Streukoeffizienten, ω_0 und der Einfachstreueralbedo bei 80% relativer Luftfeuchtigkeit und bei einer Wellenlänge von $0.5 \mu\text{m}$, r_m dem mittleren Radius, sowie der Dichte ρ).

Es werden die optischen Eigenschaften aus Tabelle 1 für 80% relative Luftfeuchtigkeit verwendet. Die optischen Eigenschaften verdeutlichen, die unterschiedliche Wirkungs-

weise der Aerosolkomponenten. WASO und INSO wirken streuend, in Gegensatz zu Rußpartikeln, die eine ausgeprägte Absorptionseigenschaft aufweisen.

Die gewählte Zusammensetzung basiert auf Messungen, daß sich der anthropogene Aerosolanteil im wesentlichen aus Sulfaten, Nitraten und Ruß zusammensetzt. Die Höhe des Rußanteils des kontinentalen Aerosols folgt Messungen von Jennings et al. (1993), der des urbanen Anteils einer Abschätzung des globalen Rußeintrags in die Atmosphäre von Penner (1992) sowie Messungen von Heintzenberg und Winkler (1994). Der anthropogene Sulfatanteil stimmt mit Abschätzungen von Charlson et al. (1992) sowie Kiehl und Briegleb (1993) überein.

Die Vertikalprofile der Teilchenzahldichten pro cm^3 werden für jede Komponente vorgeschrieben (Abbildung 3). Es wird angenommen, daß der Aerosolanteil der bodennahen Schicht bis 850 hPa, das entspricht etwa 1.5 km Höhe, gleichmässig durchmischt ist. Oberhalb dieser Schicht nimmt die Teilchenzahl exponentiell ab. Die Mischungsverhältnisse für urbanes und kontinentales Aerosol sind oberhalb von 750 hPa identisch. Am Oberrand der Atmosphäre ist fast kein Aerosolanteil mehr feststellbar. Die Profile verdeutlichen, daß die geringe Anzahl wasserunlöslicher Partikel wenig Einfluß auf die Streuung haben wird, obwohl diese Teilchen die stärksten streuenden optischen Eigenschaften haben. Die wasserlöslichen Teilchen und Ruß üben den stärksten Einfluß aus. Obwohl der Anteil von Ruß nur etwa 3% des Anteils von WASO beträgt, bewirkt die hohe Anzahl von Rußteilchen eine starke Absorption, die den Effekten der Streuung durch wasserlösliche Teilchen entgegenwirkt. Die optische Dicke des mittleren Aerosols beträgt 0.19, die des urbanen Aerosol 0.4.

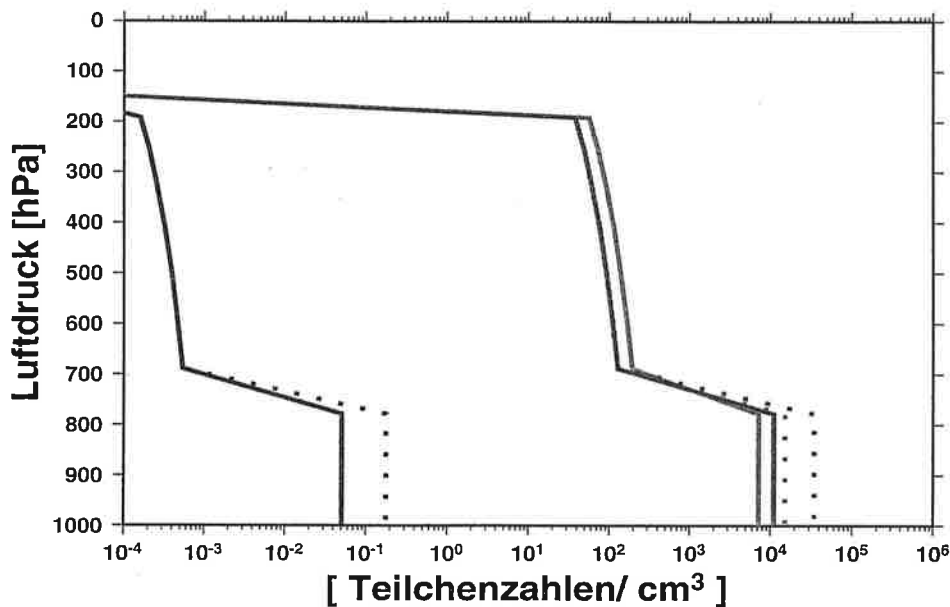


Abbildung 3: Vertikalprofile der Komponenten des urbanen (gepunktete Linien) und mittleren kontinentalen Aerosols (durchgezogene Linien). Die unlöslichen Teilchen liegen in der Größenordnung von 10^{-1} Teilchen/ cm^3 . Die wasserlöslichen Teilchen sind durch die hellgrauen Profile in der Größenordnung 10^4 Teilchen/ cm^3 gekennzeichnet, Rußteilchen durch die schwarzen Profile.

Für die Sensitivitätsstudie wird Europa als Säule gewählt. Sie umfaßt etwa 500 km². Die Bodenalbedo beträgt 0.2, die Rauigkeitshöhe 0.02 cm. Das Modell wird über 15 Jahre mit Jahresgang integriert. Die Ergebnisse repräsentieren zeitliche Mittel über die letzten 10 Jahre Integrationsdauer. Dabei werden folgende Experimente durchgeführt:

- Ohne Aerosol,
- mit dem mittleren kontinentalen Aerosol,
- mit dem urbanen Aerosol,
- mit dem urbanen Aerosol ohne den Rußanteil (SOOT), zur Bestimmung des Rußeinflusses,
- das urbane Aerosol ohne den wasserunlöslichen Anteil (INSO), zur Bestimmung dessen Einflusses,
- sowie mit dem urbanen Aerosol ohne den wasserlöslichen Aerosolanteil, zur Abschätzung des WASO Einflusses.

Die Abbildung 4 oben zeigt den mittleren Jahresgang der täglichen maximalen Globalstrahlungsanomalien durch das mittlere kontinentale und das urbane Aerosol. Die Anomalien ergeben sich aus den Differenzen der Modellintegration mit und ohne Aerosol.

Die Globalstrahlung wird durch Aerosol reduziert. Der berechnete Jahresgang entspricht dem Verlauf, den man der Einstrahlung und dem Sonnenwinkel nach erwartet. Je höher die Sonne steht, desto stärker wird die Globalstrahlung reduziert. Der Jahresgang zeigt eine Variabilität, die durch Rückkopplungsmechanismen, mit der Temperatur, mit der Feuchte und mit den Wolken in dem Modell hervorgerufen werden. Die Globalstrahlungsanomalie des mittleren Aerosols zeigt einen wenig ausgeprägten Jahresgang mit Werten um -20 W/m^2 . Die des urbanen Aerosol hingegen schwanken zwischen -45 W/m^2 in den Wintermonaten bis zu -75 W/m^2 in den Sommermonaten.

Der Anteil der einzelnen Komponenten an der Reduktion der Globalstrahlung durch das urbane Aerosol veranschaulicht, daß im wesentlichen der Rußanteil den ausgeprägten Jahresgang verursacht. Hier ist die Abhängigkeit vom Einfallswinkel der Sonne besonders ausgeprägt. Mit abnehmendem Zenitwinkel, wie es im Sommer der Fall ist, vergrößert sich die Reduktion der Globalstrahlung. Der Effekt der nicht löslichen Teilchen ist vernachlässigbar. Er schwankt zwischen $\pm 5 \text{ W/m}^2$. Die wasserlöslichen Teilchen reduzieren die Globalstrahlung im Mittel um -20 W/m^2 .

Die Abbildung zeigt auch, daß die gesamte Reduktion der Globalstrahlung nicht der Summe der Reduktionen der einzelnen Komponenten entspricht, sondern durch Mehrfachstreuung und Rückkopplungsmechanismen nicht linear ist. Im Sommer wird die Reduktion der Globalstrahlung durch die Rückkopplungsmechanismen leicht verstärkt.

Im Jahresmittel wird die Globalstrahlung durch die veränderte Aerosolzusammensetzung um etwa -16 W/m^2 reduziert was einer Reduktion der Globalstrahlung um etwa 6% entspricht, bezogen auf einen Zeitraum zunehmender Industrialisierung von 100 Jahren. Vergleicht man dies mit den Ergebnissen von Liepert et al. (1994) und Russak (1990), so kann man schliessen, daß der Einfluß von Aerosol an der Reduktion der Globalstrahlung etwa bei 20% liegt, also keineswegs vernachlässigbar ist.

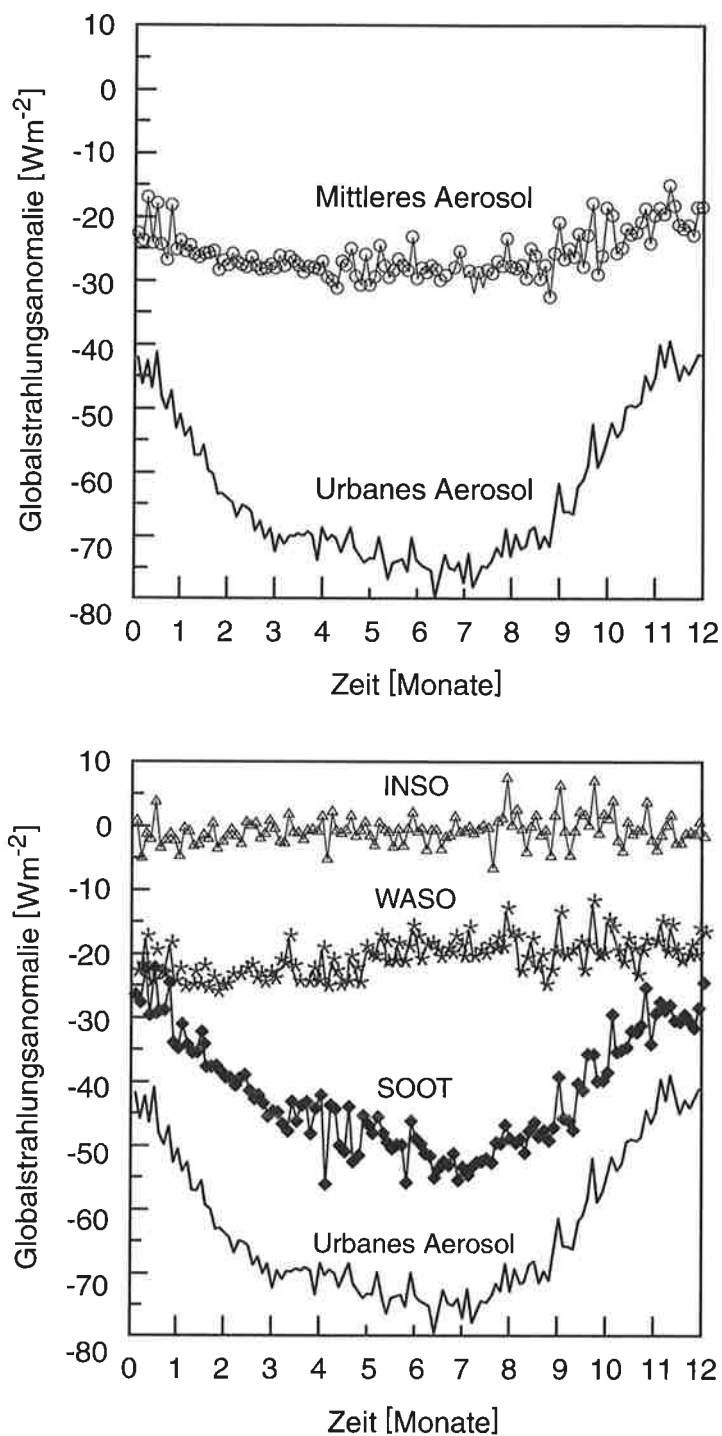


Abbildung 4: Mittlerer Jahresgang der maximalen täglichen Globalstrahlungsanomalien, verursacht durch mittleres kontinentales und urbanes Aerosol (oben). Die untere Abbildung zeigt die Reduktion der Globalstrahlung durch das urbane Aerosole sowie die Reduktion, die durch seine einzelnen Bestandteile INSO, WASO, und SOOT hervorgerufen werden.

4.3 Die diabatischen Prozesse

Um den durch das Aerosol veränderten Strahlungshaushalt auszugleichen, werden die vertikale turbulente Diffusion, die Konvektion und die Kondensation modifiziert. Dies führt zu einer neuen Gleichgewichtstemperatur entsprechend der Modellgleichung für die lokale zeitliche Änderung der Temperatur in Gleichung 3. Diese Prozesse werden im folgenden anhand der zuvor beschriebenen Sensitivitätsstudie zum anthropogenen Aerosoleinfluß in mittleren nördlichen Breiten analysiert.

Abbildung 5 zeigt Jahresmittel der Vertikalprofile der diabatischen Erwärmungsraten [K/Tag], aufgeschlüsselt in die einzelnen Prozesse, Strahlung, vertikale Diffusion, Kondensation und Konvektion, die durch die Veränderung der Aerosolzusammensetzung in mittleren nördlichen Breiten bedingt sind. Im Jahresmittel resultiert ein Strahlungsdefizit durch Aerosol am Boden.

Das anthropogene Aerosol bewirkt eine signifikante Erwärmungsrate durch Strahlung in der Größenordnung von 0.5 K/Tag in Bodennähe. Diese wird verursacht durch die Absorption von Ruß innerhalb der bodennahen Aerosolschicht bis 850hPa, was zu einem Energiegewinn, zu einer Erhöhung der Stabilität und zur Erwärmung innerhalb dieser Schicht führt. Daraus folgt eine Reduktion der vertikalen Diffusion und Konvektion.

Oberhalb dieser Aerosolschicht wächst die Instabilität. Die Erwärmungsratenanomalien durch die vertikale Diffusion und Strahlung werden negativ, Kondensation und Konvektion werden angeregt und die Erwärmungsraten durch Strahlungsprozesse werden negativ.

Die Vertikalprofile der Nettoerwärmungsraten (Abbildung 5, unten) zeigen im Jahresmittel, daß sowohl das mittlere kontinentale Aerosol als auch das urbane Aerosol zu einer Abkühlung innerhalb der Aerosolschicht führen, da weniger Solarstrahlung den Boden erreicht. Wir finden in Bodennähe -0.8 K/Tag für das mittlere Aerosol und -0.4 K/Tag für das urbane Aerosol.

In den höher gelegenen Schichten werden die Erwärmungsratenanomalien durch die Absorption von Ruß positiv bis zu 0.3 K/Tag. Dieser Schicht steht mehr Strahlungsenergie zur Verfügung. Oberhalb des 900 hPa Niveau nehmen die Erwärmungsratenanomalien durch Strahlungsprozesse wieder ab, um bei 825 hPa werden wieder negativ zu werden.

Betrachtet man jedoch die Erwärmungsraten, die sich aus der Änderung vom vorindustriellen zum urbanen Aerosol ergeben, treten auch innerhalb der bodennahen Aerosolschicht positive Anomalien bis zu 0.3 K/Tag auf, die eindeutig auf Ruß zurückzuführen ist.

Diese Sensitivitätsstudie zeigt, wie wichtig es ist, auch Ruß bei der Abschätzung des anthropogenen Aerosoleinflusses zu berücksichtigen. Rußteilchen wirken dem kühlenden Effekt der Sulfataerosole entgegen, und können so wie die Treibhausgase wirken.

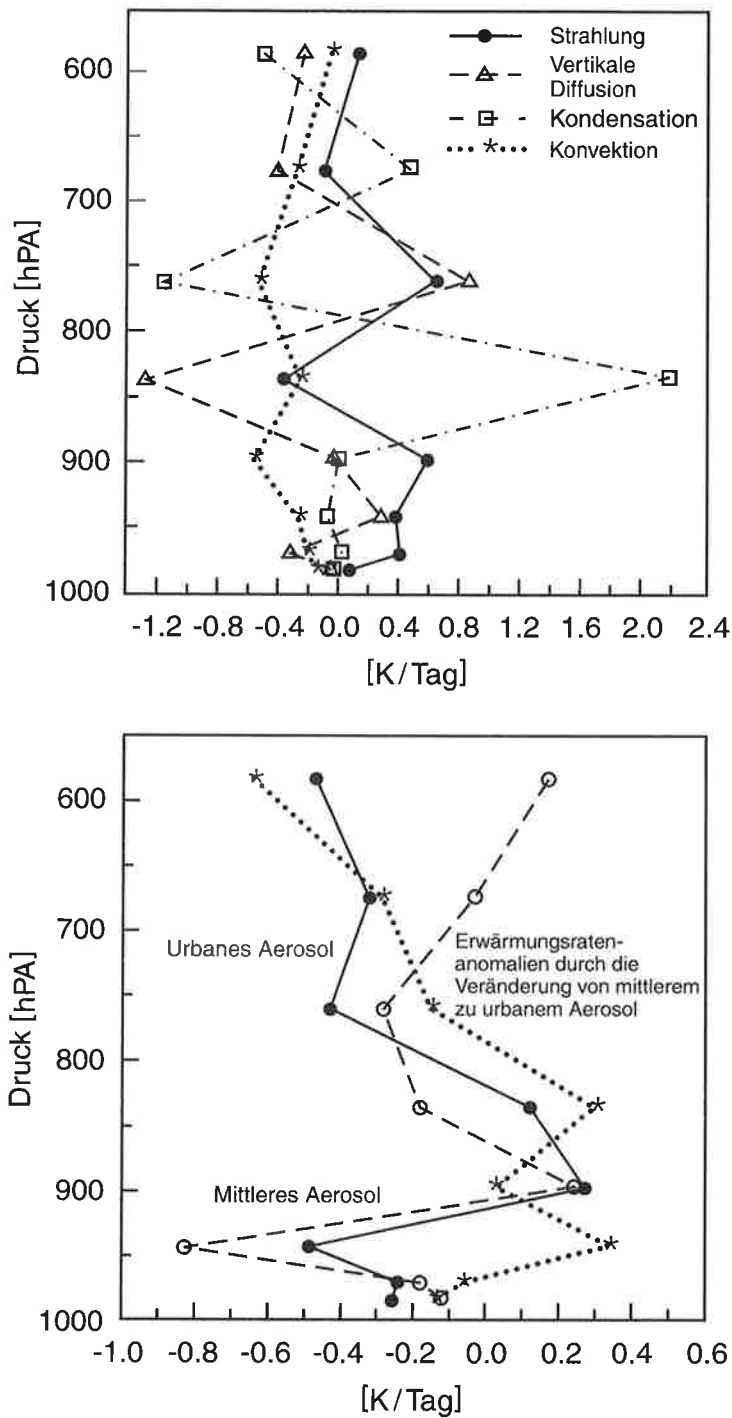


Abbildung 5: Vertikalprofile der Änderung der diabatischen Erwärmungsraten [K/Tag], (durch Strahlung, vertikale Diffusion, Kondensation und Konvektion), verursacht durch den anthropogenen Aerosoleinfluß im Jahresmittel (oben), sowie für das mittlere kontinentale Aerosol, das urbane Aerosol und für die Änderung vom mittleren zum urbanen Aerosol (unten).

5 Das Aerosol im Klimamodell

5.1 Das globale Zirkulationsmodell ECHAM4

Das globale Zirkulationsmodell ECHAM4 ist die vierte Generation einer Modellentwicklung des Max-Planck-Instituts für Meteorologie (MPI) Hamburg, das ursprünglich auf dem spektralen Wettervorhersagemodell des ECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecasts) basiert (Roeckner et al., 1996). Das Modelldesign und die Modellphysik sollen hier nur kurz zusammengefaßt werden. Details können zum einen bei Roeckner (1996) als auch in Deutsches Klimarechenzentrum, Modellbetreuungsgruppe (1992) nachgelesen werden.

5.1.1 Numerisches Verfahren und Parameterisierungen

Numerische Verfahren:

Prognostische Variablen des spektralen Modells sind:

- Vorticity,
- Divergenz,
- Logarithmus des Bodendrucks,
- Temperatur,
- spezifische Feuchte,
- Mischungsverhältnis des Wolkenwassers sowie
- optionale Tracer.

Mit Ausnahme der Mischungsverhältnisse für Wolkenwasser und Tracer werden die Gleichungen spektral gelöst. Das heißt, daß die prognostischen Variablen als Kugelflächenfunktionen (Fouriertransformation in meridionaler Richtung, Legendre-Transformation in zonaler Richtung) dargestellt werden. Das Modell benutzt Dreiecksabschneidung. Die nichtlinearen Terme werden mit Hilfe der Gauß'schen Transformationsmethode gelöst.

Das vertikale Koordinatensystem

ist ein hybrides Sigma-Druck-System mit 19 Schichten. Die Schichtdicken sind variabel in Abhängigkeit von der Bodentopographie und haben ihre höchste Auflösung in der atmosphärischen Grenzschicht. Das niedrigste Niveau liegt in etwa 30 m Höhe und entspricht im wesentlichen der Höhe der Bodenschicht. Der sich anschließende Bereich der Grenzschicht, bis etwa 1.5 km Höhe, wird durch 4 weitere vertikale Niveaus beschrieben.

Das numerische Zeitintegrationsschema

ist ein semi-implizites Leap-Frog-Verfahren und schließt einen Zeitfilter zur Dämpfung rein rechnerischer Lösungen ein.

Randbedingungen der bodennahen Grenzschicht

Wesentliche Informationen über die Beschaffenheit der bodennahen Schicht werden statisch vorgegeben. Dies sind die Orographie, die auf der Grundlage eines US-Navy-Datensatzes berechnet wurde, die Meeresoberflächentemperatur SST, die Rauigkeitshöhe in Abhängigkeit zu der darunter liegenden Bodenschicht (Meer, Meereis, Land), die Vegetation und der Blattflächenindex. Außerdem gehören die Bodeneigenschaften, die Wasseraufnahmekapazität, die Wärmekapazität sowie die thermische Konduktivität dazu, die als Datenbank für ECHAM4 neu erstellt wurde (Claussen und Esch, 1994).

Physikalische Parameterisierungen

Die horizontale Diffusion soll sowohl die Diffusion zwischen den Scales beschreiben als auch eine realistische Energiedissipation am Ende des Spektralbereiches repräsentieren. Da es bisher keine physikalischen Parameterisierungen gibt, wird die horizontale Diffusion im Spektralbereich auf der Grundlage empirischer Erfahrungen berechnet; in der Troposphäre mit einem Schema höherer Ordnung, welches eine Dämpfung der kurzen Wellen bewirkt. Um fiktive Reflexionen innerhalb der höheren Schichten zu vermeiden, wird ein Übergang zu niedrigerer Ordnung am Oberrand der Stratosphäre zugelassen.

Der turbulente Transport von Impuls, Wärme, Feuchte und Wolkenwasser innerhalb der atmosphärischen Grenzschicht wird mit einem Schließungsverfahren höherer Ordnung nach Brinkop und Roeckner (1995) berechnet, das auf der Monin-Obukov-Ähnlichkeitstheorie basiert. Der Eddy-Diffusionskoeffizient wird als Funktion der turbulenten kinetischen Energie berechnet, für die eine Transportgleichung explizit gelöst wird.

Vertikale Flüsse in konvektiven Wolken werden mit einem Massenflußschema für hochreichende, flache und mittlere Konvektion bestimmt, das von Tiedtke (1989) entwickelt und von Nordeng (1995) modifiziert wurde.

Der Wolkenwassergehalt wird mit Hilfe der Wolkenwassertransportgleichung berechnet. Diese berücksichtigt die Quellen und Senken, die auf Phasenübergänge und der Bildung von Niederschlag durch Koaleszenz von Wolkentropfen sowie das gravitationsbedingte Anwachsen von Eiskristallen zurückzuführen sind. Der prozentuale Bedeckungsgrad wird als Funktion der relativen Feuchte parameterisiert.

Das Bodenmodell beinhaltet die Wärme- und Wasserbilanzen des Bodens, die Schneemassen über Land sowie die Wärmebilanz von Inlandeis.

Orographisch angeregte Schwerewellen werden nach einer Methode von Mc Farlane (1987) und Palmer et al. (1986) simuliert, die von Miller et al. (1989) modifiziert wurde.

Schichtwolken werden mit einem prognostischen Wolkenchema berechnet.

5.1.2 Strahlungstransport

Zum Verständnis der Wirkung des Strahlungsantriebs durch Aerosol ist die genaue Kenntnis des Strahlungstransportes im Modell eine Voraussetzung und soll daher ausführlicher beschrieben werden.

Die Erwärmungsraten durch Strahlung werden aus der Divergenz des Nettostrahlungsflusses F berechnet:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{rad} = -\frac{g}{C_{pd}} \frac{\partial F}{\partial p} \quad (6)$$

Der Strahlungstransport wird mit Hilfe eines Zweistrom-Verfahrens gelöst, bei dem sowohl der Tages- als auch der Jahresgang des solaren Antriebs simuliert wird. Da diese Berechnungen sehr rechenzeitintensiv sind, werden sie nur alle zwei Stunden durchgeführt.

Die effektive Emissivität ϵ_e und effektive Transmissivität τ_e werden jeweils innerhalb der vollständigen Strahlungstransportrechnung bestimmt und sind wie folgt definiert:

$$F_T = \epsilon_e \pi B(T) \quad (7)$$

und

$$F_S = \tau_e S_O \quad (8)$$

Dabei sind F_T und F_S die jeweils lang- und kurzwelligen Nettostrahlungsflüsse. $B(T)$ ist die Planckfunktion bei der Temperatur T , S_O der kurzwellige Fluß am Oberrand der Atmosphäre.

Um in den Zeitschritten, bei denen der vollständige Strahlungstransport nicht berechnet wird, die Änderung der Temperatur und des solaren Zenitwinkels zu berücksichtigen, werden die effektive Emissivität ϵ_e und effektive Transmissivität τ_e konstant gehalten und die Strahlungsflüsse nach Gleichung (7) und (8) mit der aktuellen Temperatur und Einfallswinkel der Sonne für jeden Gitterpunkt neu berechnet.

Die langwellige Strahlung

Unter der Annahme einer nicht-streuenden Atmosphäre im lokalen thermodynamischen Gleichgewicht gilt:

$$F = \int_{-1}^{+1} \mu d\mu \int_0^\infty d\nu \left[L_\nu(p_s, \mu) t_\nu(p_s, p, \mu) + \int_{p_s}^0 L_\nu(p', \mu) dt_\nu \right] \quad (9)$$

$L_\nu(p, \mu)$ ist die monochromatische Strahldichte der Wellenzahl ν im Niveau p in Richtung μ und $t_\nu(p, p', \mu)$ ist die monochromatische Transmission durch eine Schicht mit den Grenzen p und p' unter dem gleichen Winkel μ . μ ist der Cosinus des Zenitwinkels.

Dies wird gespalten in den aufwärts und abwärts gerichteten monochromatischen Strahlungsfluß F_ν der Wellenzahl ν . Unter der Annahme, daß der langwellige Strahlungstransport isotrop ist, kann man L_ν durch die Planckfunktion $B_\nu(T)$ ersetzen. Nachdem man

teilweise integriert hat, erhält man die Modellgleichungen (Morcrette und Fouquart, 1985; Morcrette et al., 1986):

$$F_{\nu}^u = [B_{\nu}(T_s) - B_{\nu}(T_a)]t_{\nu}(p_s, p; r) + B_{\nu}(T_p) - \int_{p_s}^p t_{\nu}(p', p; r)dB_{\nu} \quad (10)$$

$$F_{\nu}^d = [B_{\nu}(T_{top}) - B_{\nu}(T_{\infty})]t_{\nu}(p, 0; r) + B_{\nu}(T_p) - \int_p^0 t_{\nu}(p, p'; r)dB_{\nu}. \quad (11)$$

dabei ist B_{ν} die Planckfunktion, inklusive des Faktors π und T die Temperatur (die Indizes s, a, p und top beziehen sich auf Boden, bodennahe Luftschicht, Druckniveau p und Oberrand der Atmosphäre). $t_{\nu}(p, p'; r)$ ist die monochromatische Transmissionsfunktion des Flusses durch die Schicht zwischen dem Druckniveau p und p' , in Richtung θ zur Vertikalen mit dem Diffusivitätsfaktor $r = \sec\theta$. Integrale werden unter Berücksichtigung der lokalen Temperatur und dem Druck gelöst (Morcrette und Fouquart, 1985).

Die vertikale Integration

Nach Diskretisierung der Gleichungen 10 und 11 auf das vertikale Gitter und unter der Annahme, daß die Atmosphäre als Säule homogener Schichten betrachtet werden kann, löst man die Integrale numerisch. Da die Erwärmungsraten stark von der Temperatur in der Umgebung abhängen, Energie also im wesentlichen mit den angrenzenden Schichten ausgetauscht wird, werden sie mit Hilfe einer Zweipunkt-Gauß-Quadratur berechnet. Die Berechnung der Erwärmungsraten weiter entfernter Schichten erfolgt nach einer Trapezregel.

Die Integration über die Wellenzahl

Zur Integration über die Wellenzahl wird der langwellige Spektralbereich in sechs verschiedene Bereiche, die anhand der Zentren der wichtigsten Absorptionsbanden definiert werden, geteilt (siehe Tabelle 2).

Diese spektralen Regionen entsprechen im wesentlichen den Schwingungs-, und Rotationsbanden von H_2O , der $15 \mu m$ Bande des CO_2 , dem atmosphärischen Fenster, der $9.6 \mu m$ des Ozons, der $25 \mu m$ Fensterregion und den Flanken der Schwingungs- und Rotationsbanden des H_2O . Zusätzlich wird der Einfluß weiterer bedeutender Spurengase wie z.B. Methan berücksichtigt. Details und Literaturhinweise dazu findet man bei Roeckner (1996). Für die Spektralbereiche werden mittlere Flüsse berechnet. Dabei werden die Transmissivitäten genutzt, die von Morcrette und Fouquart (1986) anhand eines hochaufgelösten Modell berechnet wurden. Der Temperaturabhängigkeit muß bei der Integration über die Wellenzahlen Rechnung getragen werden. Um die computertechnische Effizienz zu erhöhen, werden die Transmissivitäten in Padè-Approximationen entwickelt.

Der Einfluß von Wolken auf den Strahlungstransport folgt einer Methode von Washington und Williamson (1977). Die Flüsse für wolkenlosen und bedeckten Himmel werden separat berechnet und danach proportional zum Grad der Wolkenbedeckung kombiniert.

Bereich	Spektralbereich [cm ⁻¹]	Wichtige Absorptionsbanden
1	(0-350) und (1450-1880)	Rotations- bzw. Rotations-Schwingungsbanden des H ₂ O
2	(500-800)	15 μm CO ₂
3	(800-970) und (1110-1250)	Atmosphärisches Fenster
4	(970-1110)	9.6 μm O ₃
5	(350-500)	25 μm Fenster
6	(1250-1450) und (1880-2820)	Rotationsschwingungsbanden des H ₂ O

Tabelle 2: Die langwelligen Spektralbereiche des Strahlungstransportmodells im ECHAM4.

Der kurzwellige Strahlungstransport

Die Erwärmungsraten durch Absorption und Streuung kurzwelliger Strahlung werden mit

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{g}{C_p} \frac{\partial F}{\partial p} \quad (12)$$

beschrieben, wobei F der kurzwellige Nettostrahlungsfluß ist.

$$F(\delta) = \int_0^\infty d\nu \int_0^{2\pi} d\phi \int_{-1}^{+1} \mu L_\nu(\delta, \mu, \phi) d\mu d\phi \quad (13)$$

L ist die Strahldichte bei der Wellenzahl ν in die Richtung, die bestimmt wird durch den Azimutwinkel ϕ und $\mu = \cos\theta$ mit dem Zenitwinkel θ .

Die optische Dicke δ ist definiert durch:

$$\delta(p) = \int_p^0 \beta_\nu^{ext}(p) dp \quad (14)$$

mit dem Extinktionskoeffizienten β^{ext} , der sich zusammensetzt aus dem Streukoeffizienten β_ν^{scat} durch Aerosol, dem Extinktionskoeffizienten der Wolkenteilchen β_ν^{ext} und dem molekularen Absorptionskoeffizienten k_ν . Die Strahlungsübertragungsgleichung kann unter Annahme einer planparallelen Atmosphäre mit δ als vertikaler Koordinate in der folgenden Form geschrieben werden:

$$\mu \frac{d}{d\delta} [L_\nu(\delta, \mu, \phi)] = L_\nu(\delta, \mu, \phi) - \frac{\omega_\nu(\delta)}{4} \{P_1 - P_2\}$$

$$\begin{aligned} \text{mit } P_1 &= P_\nu(\delta, \mu, \phi; \mu_0, \phi_0) F_\nu^0 e^{\frac{-\delta}{\mu_0}} \\ \text{und } P_2 &= \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 P_\nu(\delta, \mu, \phi; \mu', \phi') L_\nu(\delta, \mu', \phi') d\mu' d\phi' \end{aligned} \quad (15)$$

F_ν^0 ist die solare Strahlungsflußdichte in Richtung μ_0 , ω_μ ist die Einfachstreueralbedo ($= \beta_\nu^{scat}/k_\nu$) und $P(\delta, \mu, \phi, \nu', \phi')$ ist die Phasenfunktion. Diese beschreibt, wie die aus Richtung (μ', ϕ') kommende Strahlung in Richtung (μ, ϕ) gestreut wird. Im kurzwelligen Strahlungsschema des ECHAM4 wird die Strahlungstransportgleichung gelöst und die Flüsse werden über das kurzwellige Spektrum zwischen 0.2 und 4 μm integriert. Die aufwärts und abwärts gerichteten Flüsse erhält man aus den Reflexionen innerhalb der Schichten und aus den Durchgängen durch die Schichten. Die Photonen-Weg-Methode erlaubt es, die Parameterisierung von Streuprozessen und molekularer Absorption separat zu behandeln.

F_ν^0 wird durch absorbierende Gase, wie Wasserdampf, Kohlendioxid, Sauerstoff und Ozon sowie durch Streuung an Molekülen (Rayleigh-Streuung), Aerosolen und Wolkenteilchen reduziert. Da Streuung und molekulare Absorption gleichzeitig auftreten, ist die genaue Absorbermenge entlang des Photonenweges unbekannt. Die Photonen-Weg-Methode beschreibt die Wahrscheinlichkeit $P(u)du$, daß ein Photon, das zu dem Fluß F_c beiträgt, eine Absorbermenge trifft. Mit dieser angenommenen Verteilung erhält man eine Beziehung zwischen dem Strahlungsfluß der Wellenzahl ν und F_c .

Die spektrale Integration erfolgt in zwei Intervallen:

- 0.2 – 0.68 μm , dem sichtbaren Spektralbereich und
- 0.68 – 4.0 μm , dem nahen Infrarot.

Diese Unterteilung macht das Schema computertechisch effizient, da die Wechselwirkungen zwischen Absorption durch Gase und Streuprozessen nur im nahen Infrarotbereich berechnet werden.

Zur vertikalen Integration wird die Atmosphäre in N homogene Schichten unterteilt. Die aufwärtsgerichteten Flüsse einer Schicht j sind abhängig von $T_b(j)$, der Durchlässigkeit an der Unterkante der Schicht. Die abwärtsgerichteten Flüsse sind abhängig von $R_t(j)$ dem Reflexionsvermögen am Oberrand der jeweiligen Schicht. R_t und T_b beinhalten die anteilige Wolkenbedeckung C , wobei

$$R_t = CR_c + (1 - C)R_{clr} \quad (16)$$

$$T_b = CT_c(1 - C)T_{clr} \quad (17)$$

wobei die Indizes c und clr die bewölkten und wolkenfreien Anteile der Schicht beschreiben. Das Reflexionsvermögen am Oberrand des bewölkten Anteils R_{tc} und die Transmission am unteren Rand T_{bc} werden mit einer δ -Eddington-Approximation berechnet. Für die gegebenen optischen Dicken von Wolken δ_c , von Aerosol δ_a , sowie der molekularen Absorption δ_g und den dazugehörigen Asymmetriefaktoren g_c und g_a werden R_{tc} und T_{bc} berechnet als Funktionen der gesamten optischen Dicke der Schicht

$$\delta = \delta_c + \delta_a + \delta_g, \quad (18)$$

der gesamten Einfachstreuabede

$$\omega = (\delta_c + \delta_a) / (\delta_c + \delta_a + \delta_g) \quad (19)$$

sowie des gesamten Asymmetriefaktors

$$g = g_c \delta_c / (\delta_c + \delta_a) + g_a \delta_a / (\delta_c + \delta_a). \quad (20)$$

In wolkenfreien Zonen wird Streuung und Absorption durch Moleküle und Aerosole berücksichtigt. Um realistisch Mehrfachreflexionen zwischen dem Boden und Wolken-schichten sowie dem klaren Himmel zu berücksichtigen, haben Fouquart et al. (1987) eine gute Approximation entwickelt. Reflexions- und Transmissionsvermögen jeder Schicht werden sukzessive berechnet, indem man zunächst ein nicht reflektierendes, darunterliegendes Medium und dann ein reflektierendes benutzt. Der erste Schritt liefert den Beitrag zum Reflexions- und Transmissionsvermögen der Photonen, die nur mit dieser Schicht wechselwirken, der zweite Anteil liefert den Beitrag der Photonen außerhalb dieser Schicht.

5.2 Das Standardaerosol in ECHAM4

Bisher werden im ECHAM die Aerosole berücksichtigt, die Tanrè, Geleyn und Slingo (1984), auf der Grundlage von Empfehlungen des WCP 12 (1980) in den Anfängen der 80 Jahre zur Benutzung in Klimamodellen entwickelt wurden.

Die Aerosole gehen in Form ihrer optischen Eigenschaften in den Strahlungstransport ein, die auf Shettle und Fenn (1976) basieren. Bezogen auf $0.55 \mu\text{m}$ liegen gewichtete optische Dicken vier verschiedener Aerosole vor. Diese Aerosole sind:

- Kontinentales Aerosol,
- maritimes Aerosol,
- urbanes Aerosol,
- Wüstenaerosol

Die maximal auftretende optische Dicke des kontinentalen Aerosol beträgt 0.2, des maritimen Aerosols 0.05, des Wüstenaerosols 0.75 und des urbanen Aerosol 0.01.

Zusätzlich existieren gut durchmischte Hintergrundaerosole:

- Troposphärisches Hintergrundaerosol,
- stratosphärisches Hintergrundaerosol und
- vulkanisches stratosphärisches Aerosol.

Diese vier Aerosoltypen und die Hintergrundaerosole werden zu 5 neuen endgültigen Aerosoltypen überlagert und kombiniert:

- Kontinentales Aerosol,
- maritimes Aerosol,

- urbanes Aerosol,
- vulkanisches Aerosol,
- stratosphärisches Hintergrundaerosol

Für diese 5 Typen ergeben sich vertikale Verteilungen der optischen Parameter. In den kurzwelligeren Spektralbereichen sind dies:

- δ , die optische Dicke,
- ω , die Einfachstreueralbedo und
- g , der Asymmetriefaktor.

Alle optischen Parameter sind normalisiert auf $0.55 \mu\text{m}$ und für die beiden kurzwelligeren Spektralbereiche identisch.

Im Langwelligen sind die Absorptionskoeffizienten der 5 Aerosoltypen für die 5 Spektralbereiche vorgegeben.

Die Vertikalprofile der optischen Parameter der Aerosole folgen den Empfehlungen des WCP 12 (1980). Sie werden ergänzt, um eine globale Verteilung der Aerosole und ihrer Vertikalprofile zu erstellen. Diese Ergänzungen sind:

- Erhaltung der vertikal integrierten optischen Dicke gemäß den Empfehlungen des WCP 12 (1980).
- Ausgehend von einfachen Definitionen für Aerosol in eisfreien Gebieten, industrialisierten Regionen, in Wüsten und über Wasser wird eine Reduktion über Gebirgen vorgenommen und ein horizontaler Filter nach Gauß angewendet, um eine realistische Überlappung der vorgegebenen Aerosoltypen zu erhalten.
- Für stratosphärisches und troposphärisches Hintergrundaerosol wird angenommen, daß die vertikale Änderung der optischen Dicke mit dem Luftdruck konstant ist.
- Die vertikale Abnahme der optischen Dicke des kontinentalen, urbanen, maritimen und Wüstenaerosols erfolgt exponentiell.
- Eine Gewichtungsfunktion sorgt für den Übergang zwischen stratosphärischem und troposphärischem Aerosol.

Die globalen Verteilungen liegen auf einem spektralen T10-Gitter vor und werden mittels Legendre- und Fouriertransformation in den Ortsraum transformiert.

Dieser Ansatz - im weiteren als Standardaerosol bezeichnet - wird bisher im ECHAM berücksichtigt und soll deshalb hier so ausführlich dargestellt werden, um den Unterschied und die Verbesserung zu verdeutlichen, die die Einführung von GADS ins Klimamodell darstellt.

In dieser Form werden für die Aerosole die optischen Dicken und andere optische Parameter festgelegt. Dieser Ansatz ermöglicht keine Rückschlüsse auf die Massenmischungsverhältnisse oder Konzentrationen von Aerosolen. Daraus folgt, daß es nicht möglich ist, einzelne Komponenten separat zu behandeln.

Das Konzept der Vertikalverteilungen der optischen Parameter weicht von der Realität ab. Messungen zeigen, daß die atmosphärische Grenzschicht gleichmässig durchmischt ist. In der höheren Atmosphäre nimmt das Aerosol exponentiell ab.

Außerdem besteht nicht die Möglichkeit, die duale Schichtung des mineralischen Aerosols zu berücksichtigen. Diese ist jedoch bei Betrachtung der Klimawirkung der Aerosole von Bedeutung.

Es existiert kein Jahrgang der Aerosolverteilung. Jahreszeitliche Variabilität, wie zum Beispiel die Biomassenverbrennung, oder die Abhängigkeit der Seesalzteilchen von der Windgeschwindigkeit, werden nicht berücksichtigt.

Für beide kurzwellige Spektralbereiche werden die gleichen optischen Parameter benutzt. Der spektralen Abhängigkeit wird somit keine Rechnung getragen.

Diese Zusammenfassung des bisherigen Konzepts zur Berücksichtigung von Aerosolen im Klimamodell zeigt, daß es unzureichend ist.

5.3 Integration von GADS in ECHAM

Um den direkten Einfluß der Aerosole auf den Strahlungshaushalt der Erde mit Hilfe des globalen Zirkulationsmodells ECHAM bestimmen zu können, benötigt man für jeden Gitterpunkt in jedem vertikalen Niveau die Massenmischungsverhältnisse der Aerosole sowie die optischen Eigenschaften der Aerosolkomponenten für die zwei kurzwelligen und die langwelligen Spektralbereiche des Morcrette-Strahlungsschema in Abhängigkeit von der relativen Feuchte. Da der globale Aerosoldatensatz für Sommer und Winter auf dem 5×5 Grad Gitter in 19 Niveaus vorliegt, werden die Studien mit ECHAM4 in T21-Auflösung mit 19 Niveaus für Sommer und Winter durchgeführt.

5.3.1 Die Massenmischungsverhältnisse

Die Teilchenzahlen des GADS müssen zur Integration in ECHAM in Massenmischungsverhältnisse umgerechnet werden. Dazu benötigt man das Volumen eines Teilchens mit:

$$V_T = \frac{4}{3}\pi \int r^3 n(r) dr \quad (21)$$

Die Größenverteilung jeder Komponente ist gegeben als Log-normal Verteilung mit dem Mode Radius r_m , der geometrischen Standardabweichung σ um die Breite der Verteilung und die Teilchenzahldichte [Teilchen/cm⁻³] zu beschreiben:

$$\frac{dN(r)}{d \log r} = \frac{N}{\sqrt{2\pi} \cdot \log \sigma} \exp \left(-\frac{1}{2} \left(\frac{\log r - \log r_m}{\log \sigma} \right)^2 \right) \quad (22)$$

Aus der Lösung mittels numerischer Integration über die Größenverteilung mit den Momenten ergibt sich:

$$V_T = \frac{4}{3}\pi r_m^3 \exp^{\frac{2}{3} \ln^2 \sigma}. \quad (23)$$

Außerdem ist die Masse eines Teilchens m_T in [m³g/m³] mit der Dichte ρ_T gegeben durch

$$m_T = V_T \cdot \rho_T \quad (24)$$

und damit die Umrechnung der Teilchenzahlen N in Massenmischungsverhältnisse

$$M_i = \frac{N}{\rho_{Luft}} \cdot m_T. \quad (25)$$

Die Berechnung der Luftdichte in ECHAM erfolgt mit der Gasgleichung

$$\rho_{Luft} = \frac{p}{T \cdot R_D \cdot \left(\frac{R_V}{R_D} - 1 \right) \cdot Q}. \quad (26)$$

Dabei sind:

R_V Gaskonstante feuchter Luft

R_D Gaskonstante trockener Luft

p Luftdruck

T Temperatur

Q spezifische Feuchte.

5.3.2 Optische und mikrophysikalische Eigenschaften

Seesalzteilchen, Sulfate und Schwefelsäure zeigen ein Größenwachstum mit zunehmender Umgebungsfeuchte und verändern damit ihre optischen Eigenschaften.

Für die Untersuchung der Klimawirkung von Aerosolen gehen wir hier von den optischen Eigenschaften bei 80% relativer Luftfeuchtigkeit aus. Dieser Ansatz ist realistisch, da die relative Feuchte über den Ozeanen in der wassernahen Schicht bei 80% liegt. Auch die wasserlöslichen Komponente WASO befindet sich überwiegend in Regionen, wo 80% Luftfeuchtigkeit auftreten.

Tabelle 3 beschreibt die mikrophysikalischen Eigenschaften der Aerosole bei 80% relativer Feuchte. Dies sind der Radius r_m und die geometrische Standardabweichung σ der Log-Normal-Verteilung. Die spezifische Dichte ist gegeben in [g/cm^{-3}].

Um GADS für die Anwendung im Klimamodell anzupassen, wurde eine Mittelung der optischen Eigenschaften auf die Spektralbereiche des ECHAM vorgenommen (pers. Kommunikation mit Ingrid Schult). Die mittleren optischen Eigenschaften des GADS bei 80% relativer Feuchte für den ersten kurzwelligen Spektralbereich zwischen 0.2 und 0.68 μm sowie im langwelligen Bereich zwischen 9 und 10.3 μm sind in Tabelle 4 und Tabelle 5 gegeben.

Fassen wir die mikrophysikalischen und optischen Eigenschaften der einzelnen Komponenten zusammen:

INSO

Die Dichte beträgt 2 g/cm^3 und basiert auf einer Abschätzung, daß diese Komponente aus Staubteilchen und organischem Material besteht.

Diese Teilchen haben neben den streuenden Eigenschaften auch einen hohen Anteil an Absorption im kurzwelligen Bereich. Die optischen Eigenschaften reduzieren sich mit zunehmender Wellenlänge in geringerem Umfang als die der anderen Komponenten.

WASO

Da die wasserlöslichen Teilchen aus verschiedenen Komponenten bestehen, die in Kapitel 2.1 erörtert wurden, nimmt man eine Dichte von 1.8 g/m^3 an.

Im kurzwelligen Bereich wirken sie vor allen Dingen streuend, dagegen nimmt im langwelligen Bereich der Anteil an Absorption im Verhältnis zur Gesamttextinktion zu.

SOOT

Die Teilchen werden als Ketten sphärischer Teilchen beschrieben, die jeweils als unabhängige Absorber betrachtet werden können mit einer Dichte von 1 g/m^3 .

Sie wirken überwiegend absorbierend in allen Spektralbereichen.

Seesalz

Die Seesalzteilchen der zwei Größenklassen haben dieselbe Dichte von 2.2 g/m^3 und dieselbe Standardabweichung der Größenverteilung. Sie unterscheiden sich nur im Radius.

Seesalzteilchen wirken im kurzwelligen und weiten Teilen des langwelligen Spektralbereiches streuend.

Mineralische Komponenten

Auch die mineralischen Teilchen werden mit der gleichen Dichte von 2.6 g/m^3 , jedoch mit unterschiedlichen Größenverteilungen und Radien beschrieben.

Mineralische Teilchen sind überwiegend streuend und im kurzwelligen Teil des Sichtbaren, sowie mit zunehmender Wellenlänge im Langwelligen absorbierend.

Die Extinktion durch Aerosolteilchen nimmt mit zunehmender Wellenlänge generell ab. Je größer die Teilchen, desto größer ist die Extinktion. Im kurzwelligen Spektralbereich ist Ruß der einzige starke Absorber. Bei den anderen Komponenten überwiegen die streuenden Eigenschaften. Im langwelligen Spektralbereich sind jedoch alle Komponenten absorbierend. Die Vorwärtsstreuung nimmt mit zunehmender Wellenlänge ab. Da Aerosolteilchen unabhängig voneinander mit dem Strahlungsfeld wechselwirken, erhält man die Extinktions- Streu- und Absorptionskoeffizienten des Gesamtaerosols durch Summierung der Koeffizienten der Aerosolkomponenten unter Berücksichtigung der jeweiligen Teilchenzahlen. Die Einfachstreueralbedo und den Asymmetriefaktor für das Gesamtaerosol erhält man als gewichtetes Mittel im Strahlungsschema.

Komponente	Name	r_m [μm]	σ	ρ [g/m^3]
Water – Insoluble	INSO	0.47	2.51	2.0
Water – Soluble	WASO	0.03	2.24	1.8
Soot	SOOT	0.01	2.00	1.0
Sea – Salt (acc – mode)	SSAM	0.42	2.03	2.2
Sea – Salt (coarse mode)	SSCM	3.49	2.03	2.2
Mineral (nucleus – mode)	MINM	0.07	1.95	2.6
Mineral (acc – mode)	MIAM	0.39	2.00	2.6
Mineral (coarse – mode)	MICM	1.90	2.15	2.6
Mineral Transported	MITR	0.50	2.20	2.6
H_2SO_4 – Droplets	SUSO	0.12	2.03	2.7

Tabelle 3: Mikrophysikalische Eigenschaften der GADS Komponenten bei 80% relativer Feuchte.

Komponente	Name	Extinktions Querschnitt [cm ² /Teilchen]	Absorptions Querschnitt [cm ² /Teilchen]	Asymmetrie Faktor
Water – Insoluble	INSO	0.84E-07	0.24E-07	0.84
Water – Soluble	WASO	0.12E-09	0.18E-11	0.71
Soot	SOOT	0.74E-11	0.55E-11	0.37
Sea – Salt (acc – mode)	SSAM	0.36E-07	0.82E-13	0.79
Sea – Salt (coarse – mode)	SSCM	0.21E-05	0.37E-10	0.78
Mineral (nucleus – mode)	MINM	0.80E-09	0.59E-10	0.68
Mineral (acc – mode)	MIAM	0.30E-07	0.62E-08	0.78
Mineral (coarse – mode)	MICM	0.77E-06	0.29E-06	0.85
Mineral Transported	MITR	0.57E-07	0.14E-07	0.82
H ₂ SO ₄ – Droplets	SUSO	0.28E-08	0.25E-15	0.78

Tabelle 4: Optische Eigenschaften der GADS Komponenten für 80% relative Luftfeuchtigkeit im 1. kurzwelligen Spektralbereich (0.25 μm – 0.68 μm) des ECHAM.

Komponente	Name	Extinktions Querschnitt [cm ² /Teilchen]	Absorptions Querschnitt [cm ² /Teilchen]	Asymmetrie Faktor
Water – Insoluble	INSO	0.73E-07	0.30E-07	0.67
Water – Soluble	WASO	0.24E-11	0.23E-11	0.19
Soot	SOOT	0.22E-12	0.22E-12	0.01
Sea – Salt (acc – mode)	SSAM	0.38E-08	0.17E-08	0.62
Sea – Salt (coarse – mode)	SSCM	0.24E-05	0.71E-06	0.88
Mineral (nucleus – mode)	MINM	0.32E-10	0.29E-10	0.15
Mineral (acc – mode)	MIAM	0.18E-07	0.10E-07	0.39
Mineral (coarse – mode)	MICM	0.97E-06	0.47E-06	0.7
Mineral Transported	MITR	0.52E-07	0.28E-07	0.46
H ₂ SO ₄ – Droplets	SUSO	0.13E-09	0.12E-09	0.24

Tabelle 5: Optische Eigenschaften der GADS Komponenten für 80 % relative Luftfeuchtigkeit im 2. langwelligen Spektralbereich (9 – 13 μm) des ECHAM.

5.4 Die optische Dicke des GADS

Die Abbildung 6 zeigt die optische Dicke in GADS für die Wintermonate (oben) und die Sommermonate (unten) im ersten kurzwelligen Spektralbereich zwischen $0.25 \mu\text{m}$ und $0.68 \mu\text{m}$. Der Isolinienabstand der optischen Dicke beträgt 0.1.

Die Unterschiede zwischen beiden Abbildungen ergeben sich also durch die zeitliche und räumliche Variation der Aerosoleigenschaften sowie durch die Abhängigkeit von den Schichtdicken.

Die optische Dicke der Nordhemisphäre ist höher als die der Südhemisphäre. Dies ist bedingt durch den höheren Anteil an Landflächen, die zum einen stärker industrialisiert sind, zum anderen einen Großteil mineralischer Teilchen freisetzen. Der Gegensatz zwischen den Hemisphären ist im Nord-Winter am stärksten ausgeprägt.

Ebenso findet man über den Kontinenten höhere optische Dicken als über den Ozeanen. Die Seesalzteilchen haben eine maximale optische Dicke von 0.2. Über den Kontinenten treten maximale optische Dicken von bis zu 0.6 auf. Die optische Dicke ist hoch über den industriellen Regionen der Nordhemisphäre, etwas höher im Sommer als im Winter.

Im Winter existieren erhöhte optische Dicken, verursacht durch Ruß in arktischen Regionen. Im Nord-Sommer findet man erhöhte Konzentrationen von Sulfaten und Ruß als Folge der Biomassenverbrennung über Südamerika und Afrika.

Die Windgeschwindigkeiten über den Ozeanen sind abhängig von den Jahreszeiten und der geographischen Lage. Somit ist die optische Dicke, die durch Seesalzaerosol verursacht wird, im Winter höher im Nordpazifik und Nordatlantik. Sie erreicht dort Werte bis etwa 0.2. Im Sommer treten optische Dicken von 0.18 im Indischen Ozean und niedrigere Werte im Nordatlantik und Pazifik auf.

In der planetarischen Grenzschicht über den Ozeanen besteht das Hintergrundaerosol aus der wasserlöslichen Komponente. In der Nähe industriell beeinflusster Gebiete tragen auch Rußteilchen und wasserunlösliche Teilchen zusätzlich zur optischen Dicke bei.

Die dominierende Komponente am Gesamtaerosol sind die mineralischen Teilchen. Hohe optische Dicken befinden sich sowohl über den Wüstenregionen Afrikas und Asiens, als auch über dem tropischen Atlantik. Die maximale optische Dicke des transportierten Wüstenaerosols ist im Sommer mehr nach Norden verlagert als im Winter, bedingt durch die großräumige Zirkulation.

Im südhemisphärischen Sommer existiert eine erhöhte optische Dicken durch stratosphärisches Schwefelsäureaerosol.

Die Aerosolmassenkonzentrationen über polaren Gebieten sind niedrig. Im arktischen Bereich besteht das Aerosol aus einer Mischung von INSO, WASO, SOOT und SSAM. In der antarktischen Region findet man SUSU zusammen mit Seesalz und transportiertem mineralischen Aerosols. Die optische Dicke liegt bei nur 0.05.

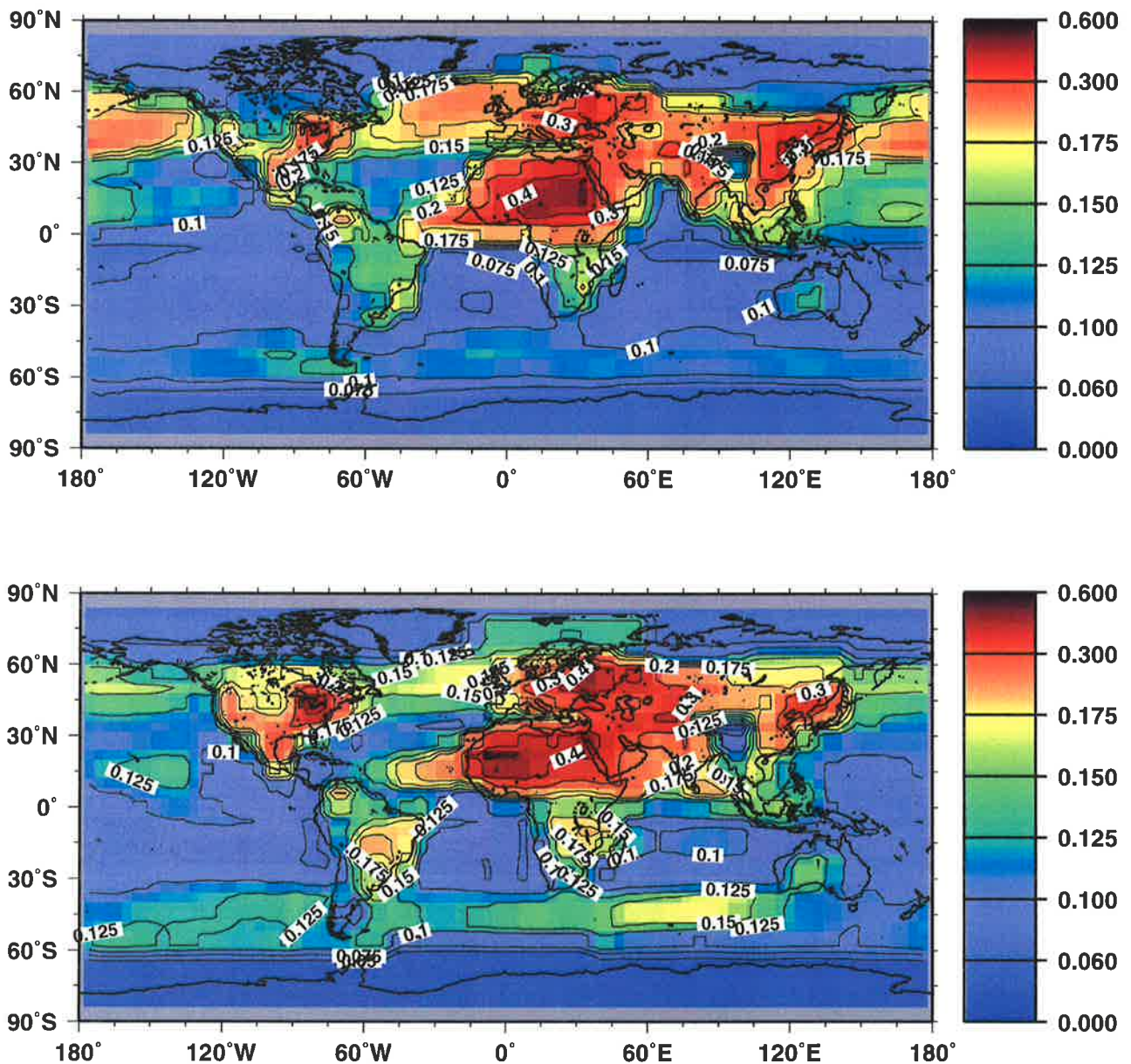


Abbildung 6: Optische Dichte des GADS im ECHAM4 für Januar (oben) und Juli (unten) im 1. kurzwelligen Spektralbereich zwischen $0.25 \mu\text{m}$ und $0.68 \mu\text{m}$ bei 80% relativer Feuchte.

5.5 Die optische Dicke des Standardaerosols

Abbildung 7 zeigt die globale optische Dicke des bisher im Klimamodell benutzten Standardaerosols im kurzwelligen Spektralbereich. Im Vergleich zum GADS ergeben sich auf den ersten Blick folgende gravierende Nachteile:

- Es gibt keine jahreszeitlich bedingte Variation der optischen Dicke.
- Die optische Dicke ist für beide kurzwelligen Spektralbereiche gleich.

Maximale Werte der optischen Dicke mit 0.75 findet man über Nordafrika, hervorgerufen durch das Wüstenaerosol. Diese optische Dicke nimmt radial mit zunehmendem Abstand von Zentralafrika ab. Die Abnahme in Richtung Asien ist weniger stark. Der Einfluß dehnt sich kaum über dem Atlantik aus. Das heißt, in höheren Schichten transportiertes Wüstenaerosol wird in keiner Weise berücksichtigt.

Über Mitteleuropa befindet sich noch ein Drittel der optischen Dicke der mineralischen Teilchen. Andere Wüstenregionen der Erde werden nicht berücksichtigt.

Das kontinentale Aerosol tritt über allen Kontinenten auf. Die größten optischen Dicken befinden sich über Rußland und Mitteleuropa. Auch über dem Pazifik findet man noch ein Viertel der maximalen optischen Dicke.

Die optische Dicke durch das maritime Aerosol ist über den Ozeanen konstant. Auch hier wird wieder ein entscheidender Unterschied zum Globalen Aerosol datensatz deutlich. GADS bestimmt die optische Dicke der Seesalzteilchen jahreszeitenabhängig von der Windgeschwindigkeit, was Messungen verifizieren. Daher werden Seesalzteilchen mit GADS besser repräsentiert.

Das urbane Aerosol hat sein Zentrum über den industrialisierten Regionen Europas und ein weiteres Maximum im Osten Nordamerikas.

In hohen nördlichen Breiten, über Nordeuropa, der Arktis und Sibirien ist die optische Dicke höher als 0.15.

Zusammengefaßt:

Die optische Dicke ist fast überall auf der Erde, mit Ausnahme des Zentral-Pazifik und Indischen Ozeans höher als 0.1. Die geringe Anpassung an die tatsächlichen globalen Verteilungen von Aerosol sowie die allgemeine Überschätzung der optischen Dicke, die im zonalen Mittel im Vergleich zu GADS erkennbar ist, führen zu einem unrealistischen Strahlungsantrieb. Die Struktur der optischen Dicke, die einer stark ausgeprägten Punktquelle mit Zentrum bei 15° Ost und 15° Nord, mit radialer Abnahme gleicht, wird seinen Antrieb primär auf die Wellenzahl 1 ausüben. Ein derartiges Zentrum und einfache Struktur ist bei GADS nicht zu finden. Der Klimaantrieb ist regional und zeitlich differenzierter. Die optische Dicke der GADS Aerosole nimmt mit zunehmender Wellenlänge ab. Dies bedeutet, daß im zweiten kurzwelligen Spektralbereich die optische Dicke der Standardaerosole etwa doppelt so hoch wie die der GADS Aerosole ist. Diese Abbildungen verdeutlichen umso mehr, wie unzureichend und unflexibel Aerosol im Klimamodell bis heute Rechnung getragen wird.

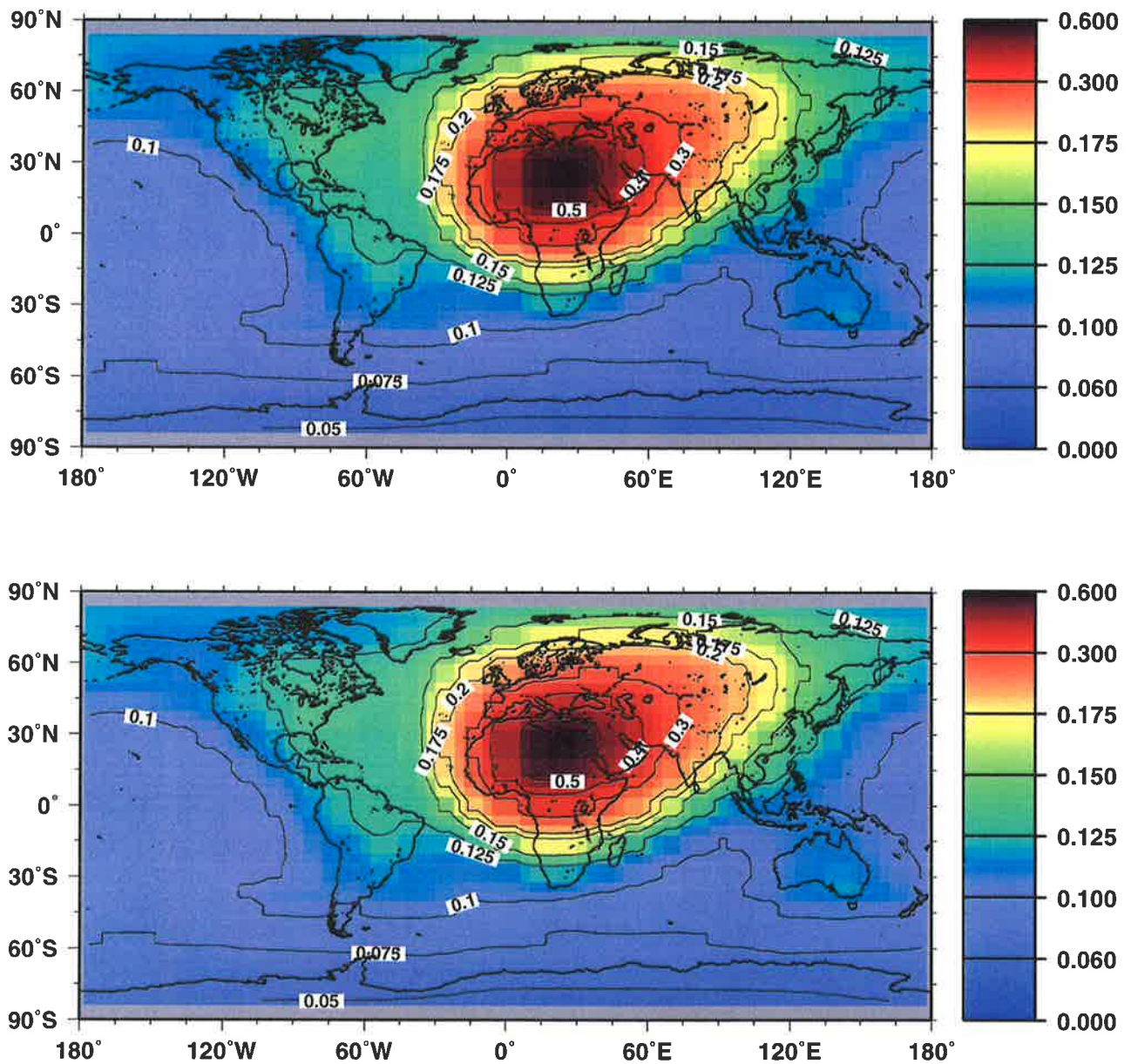


Abbildung 7: Optische Dicke des Standardaerosols in den kurzwelligen Spektralbereichen des ECHAM4 für Januar (oben) und Juli (unten).

5.6 Die Absorbermengen

Mit zunehmender Wellenlänge nehmen die absorbierenden Eigenschaften der Aerosole zu, ihre Gesamttextinktion jedoch ab. Im Allgemeinen wird der langwellige direkte Strahlungsantrieb von Aerosol vernachlässigt. Dies ist nicht gerechtfertigt: Die Absorption des GADS ist um mehr als das Zehnfache größer als die der bisher im Klimamodell berücksichtigten Aerosole und verursacht einen ausgeprägten langwelligen Strahlungsantrieb. Dies stellt einen grossen Unterschied zu dem der Standardaerosole dar. Die Bilanz des gesamten Strahlungsantriebs bestimmt die Rückkopplung mit der Temperaturänderung.

Im Klimamodell wird die Absorption durch Aerosol im langwelligen Spektralbereich in Form von Absorbermengen berücksichtigt. Die dimensionslosen Absorbermengen ergeben sich aus den mit Druck- und Temperatur gewichteten Produkt der langwelligen Extinktionskoeffizienten mit der optischen Dicke aufsummiert über alle Aerosolkomponenten. Beispielhaft zeigt Abbildung 8 die Absorbermengen des Gesamtaerosols nach GADS sowie des ECHAM Standardaerosols für die Wintermonate im 1. langwelligen Spektralbereich ($3.5 - 8.0 \mu m$ und $28.6 - 40 \mu m$).

Bei GADS erkennt man deutlich die räumlichen Strukturen der Absorption hervorgerufen durch die Seesalzteilchen und das mineralische Aerosol. Die Absorption auf der Nordhemisphäre ist größer als die der Südhemisphäre. Große Absorbermengen liegen über den Wüstenregionen Afrikas und Asiens sowie über dem Atlantik westlich von Afrika. Ebenso haben die Seesalzteilchen über dem Nordatlantik und Pazifik hohe Absorption. Dies resultiert daraus, daß die Seesalzteilchen bei einer relativen Feuchte von 80 % im wesentlichen aus Wasser bestehen und die Absorption sich der von Wasserdampf nähert. Außerdem ist die optische Dicke der Seesalzteilchen im Winter aufgrund der hohen Windgeschwindigkeiten erhöht, was diesen starken Einfluß erklärt. Über den Kontinenten findet man niedrige Absorbermengen. Bei 80 % relativer Feuchte ist die Absorption von WASO und SOOT um mindestens eine bis zu drei Größenordnungen geringer ist als die von Seesalz und mineralischen Teilchen.

Die geringere Absorption der mineralischen Teilchen des ECHAM Standardaerosols beruht darauf, daß bei der Entwicklung die optischen Eigenschaften für wasserunlösliche Teilchen verwendet wurden. Man wies bereits damals darauf hin, daß die Einführung optischer Eigenschaften mineralischer Teilchen, die aus Wüstenstaub gebildet werden, erforderlich ist. Die Messungen zeigen, daß mineralische Teilchen aus Quarz und zu 5 - 10 % aus Hematit bestehen, das absorbierend wirkt (Longtin et al. 1988; Patterson et al., 1977; Volz 1973). Auch die globale Verteilung zeigt gravierende Unterschiede. Der Einfluß von ozeanischem Hintergrundaerosol wird vernachlässigt. Die Struktur entspricht der der optischen Dicke. Maximalwerte befinden sich in 15° Nord 15° Ost.

Das Standardaerosol wird im Langwelligen keinen signifikanten Klimaantrieb ausüben. Im Gegensatz dazu werden der langwellige und kurzwellige direkte Strahlungsantrieb des GADS einander entgegenwirken. Der langwellige Antrieb wird den negativen Antrieb der GADS Aerosole reduzieren, eventuell auch in einen positiven Antrieb umkehren.

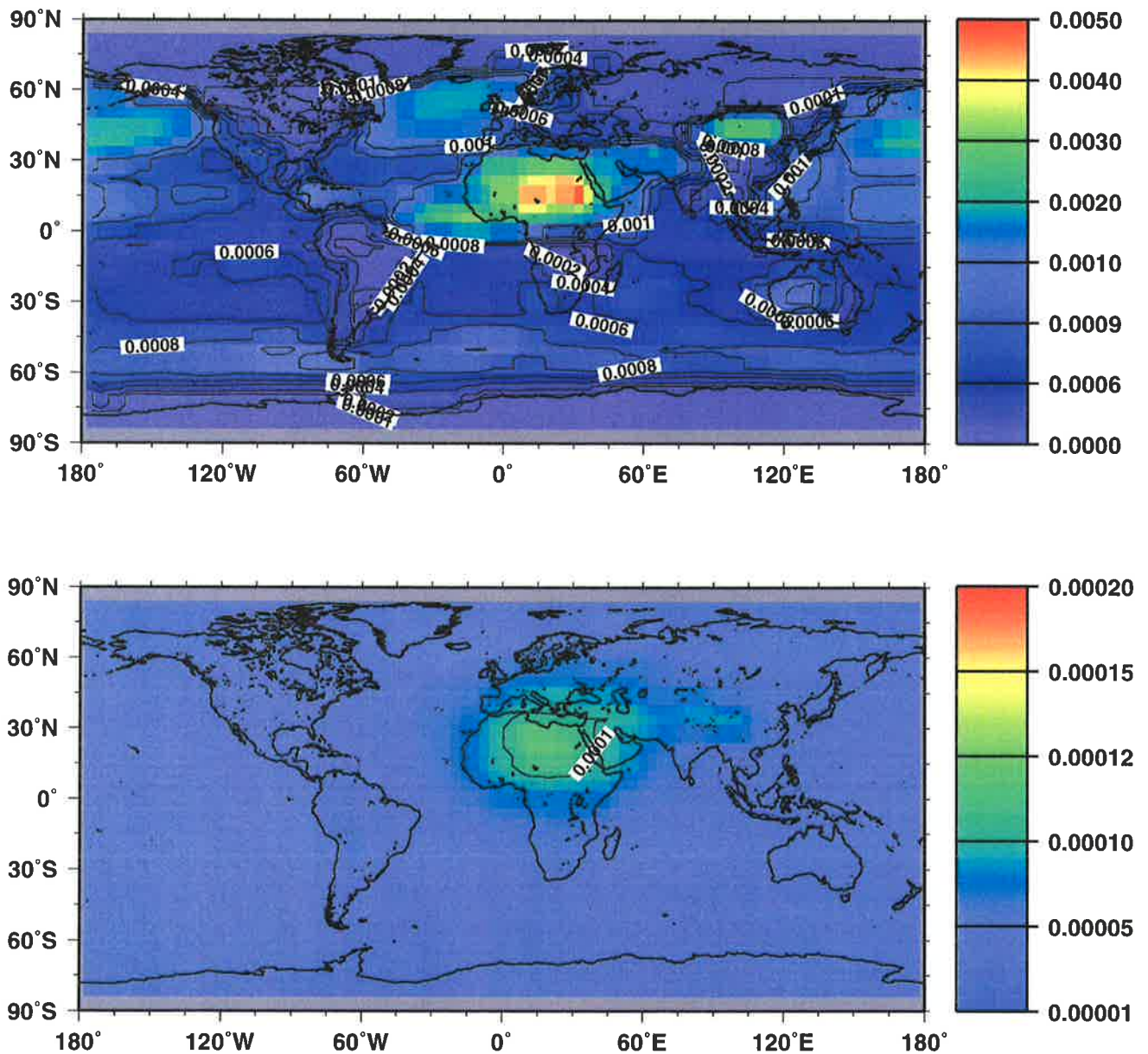


Abbildung 8: Absorbermengen im 1. langwelligen Spektralbereich (3.5 - 8.9 μm und 28.6 - 40 μm), GADS oben, Standardaerosol unten.

6 Sensitivitätsstudien zur globalen Klimawirkung von Aerosol

6.1 Vorgehensweise

Es werden Sensitivitätsstudien mit ECHAM4 in T21-Auflösung mit 19 Niveaus durchgeführt. Die Meeresoberflächentemperatur wird klimatologisch vorgeschrieben. Das Modell wird im permanenten Januar und Juli Mode betrieben. Da Wild et al. (1995) zeigen konnten, daß die horizontale Auflösung des ECHAM keinen signifikanten Effekt auf die globalen und zonalen Mittel der Strahlungsflüsse am Boden, in der Atmosphäre und am Oberrand der Atmosphäre verursachen, ist die T21-Auflösung für unsere Untersuchungen ausreichend.

Die durch Aerosole bedingte optische Dicke sowie die Absorption, die in Kapitel 5 vorgestellt wurden, liefern die Grundlage des Aerosolstrahlungsantriebs im Klimasystem.

Zunächst bestimmen wir den Startwert des direkten Strahlungsantriebs ohne Rückkopplungsprozesse. Ausgehend vom eingeschwungenen Modell starten wir für einen Tagesgang im Januar und Juli alle 4 Stunden ein Experiment. Es werden die Daten des Kontroll-experiments ohne Aerosol und die der anderen Experimente über einen Tag gemittelt und verglichen.

Zur Abschätzung der Klimawirkung werden die Experimente über 24 permanente Monate (Januar und Juli) integriert. Nach einer Einschwingphase des Modells von 4 Monaten, werden aus den folgenden 20 Monaten Mittelwerte gebildet. Zwischen dem Experiment mit Aerosol und dem Modellauf ohne Aerosol werden Differenzen gebildet.

Um den Effekt einzelner Komponenten auszuwerten, bildet man die Differenzen aus dem Experiment, welches alle Aerosole enthält, und dem, welchem vom Gesamtaerosol gerade jene zu untersuchende Komponente fehlt und interpretiert diese.

Die hier untersuchten Einflüsse von Aerosol auf das Klima beschränken sich auf den Strahlungseinfluß. Daher sind nur die Absorption und Streuung der Aerosole wichtig. Dabei hat die Streuung einen bedeutenden Anteil, da ein Großteil der Atmosphäre eine niedrige Bodenbedo hat. Der Anteil der in den Weltraum rückgestreuten Sonnenstrahlung ist für das System Erde-Atmosphäre verloren, die planetare Albedo wird am Oberrand der Atmosphäre erhöht und die Atmosphäre direkt abgekühlt. Die Absorption der Aerosole reduziert auch den solaren Strahlungsfluß, der zur Absorption an der Erdoberfläche zur Verfügung steht. Damit wird die Absorption durch Aerosol von der direkten Erdoberfläche in die Atmosphäre verlagert. Die lokale Konsequenz ist eine Abkühlung des Bodens und eine Erhöhung der Stabilität der bodennahen Troposphäre. Dies führt auch zu einer Reduktion des latenten und sensiblen Wärmeflusses von der Oberfläche in die Atmosphäre und eventuell zu einer Reduktion konvektiven Niederschlags.

Der direkte lang- und kurzwellige Aerosolantrieb erzeugt Abweichungen der diabatischen Erwärmungsraten der Atmosphäre und somit eine Änderung der Temperatur. Als Maß für die Klimasensibilität wird die mittlere Bodentemperaturänderung benutzt, die sich einstellt, wenn das Klimasystem infolge einer Klimastörung ein neues Gleichgewicht er-

reicht hat. Die Klimaänderung auf diese Störung ist nicht einfach die Anpassung der Temperatur, sondern beinhaltet komplexe Rückkopplungsmechanismen, die sowohl den direkten Effekt der Störung vermindern als auch verstärken können.

Diese allgemeinen Mechanismen und Wechselwirkungen, die durch den direkten Klimaantrieb von Aerosol verursacht werden, veranschaulichen wir anhand der folgenden Größen:

- Änderungen der kurz- und langwelligen Strahlungsflüsse am Boden und am Oberand der Atmosphäre (150 hPa).
- Änderungen der bodennahen Lufttemperatur (globale Verteilung, zonale Mittel) und der latenten und fühlbaren Wärmeflüsse ermöglichen Abschätzungen der Stabilität. Die Zonalschnitte der Temperaturdifferenzen geben zudem Aufschluß über die Höhenströmung.
- Änderungen des Geopotentials in 500 hPa erlauben Aussagen zur Beeinflussung der dynamischen Vorgänge in der Atmosphäre.
- Niederschlag und Wolkenbedeckung liefern ergänzende Informationen.

Tabelle 6 gibt eine Übersicht über die durchgeführten Experimente. Kontrolle bezeichnet das Kontrollexperiment ohne Aerosol, GADS die Simulation mit GADS, STANDARD die Simulation mit den Standardaerosolen, SOWA die Simulation zum direkten Strahlungsantrieb von Ruß und wasserlöslichen Teilchen. MINER kennzeichnet das Experiment zum Einfluß mineralischer Teilchen.

Experiment	Beschreibung
KONTROLLE	Ohne Aerosol
GADS	Mit GADS
STANDARD	Mit den Standardaerosolen des ECHAM
SOWA	GADS mit und ohne SOOT und WASO
MINER	GADS mit und ohne mineralische Komponenten

Tabelle 6: Experimente zur Klimawirkung von Aerosol mit dem Klimamodell T21-ECHAM4.

6.2 Der Startwert des globalen direkten Aerosolantriebs

Zuerst betrachten wir den Startwert des Aerosolstrahlungsantriebs, um den direkten Aerosoleffekt ohne jegliche Rückkopplungsmechanismen abzuschätzen. Dazu geht man vom eingeschwungenen Kontrollexperiment aus. Abbildung 9 verdeutlicht diese Methode schematisch. Das Kontrollexperiment ohne Aerosol rechnet einen Tagesgang. Die physikalischen Parameter, die zum Starten des Modells erforderlich sind und die Strahlungsflüsse, werden alle vier Stunden um 0^{00} , 4^{00} , 8^{00} , 12^{00} , 16^{00} , und 20^{00} ausgegeben. Das Experiment mit Aerosol rechnet jeweils 4 Stunden, beginnend mit diesen Startwerten, die Strahlungsflüsse heraus. Innerhalb der vier Stunden spielen Rückwirkungen im Klimamodell, bedingt durch das Aerosol eine untergeordnete Rolle. Man erhält ebenfalls einen Tagesgang mit Werten für 4^{00} , 8^{00} , 12^{00} , 16^{00} , 20^{00} und 0^{00} . Dieses Verfahren wird für einen mittleren Tag im Januar und Juli durchgeführt. Den Aerosolstrahlungsantrieb berechnet man als Differenzen der Strahlungsflüsse mit Aerosol und ohne Aerosol.

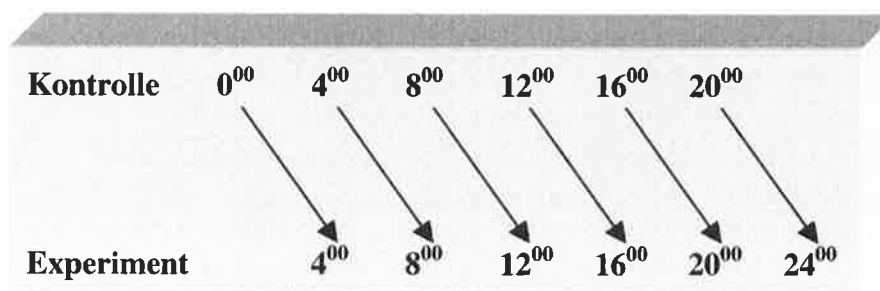


Abbildung 9: Methode zur Berechnung des Startwertes des direkten Aerosolstrahlungsantriebs.

In den wolkenfreien Zonen der Erde im Vergleich zu den wolkenbedeckten Zonen der Erde hängt die Berechnung des Strahlungstransport vom Strahlungsschema selbst und der Verteilung der Absorbern, bzw. streuenden Teilchen ab. Daher bietet sich die Betrachtung des Strahlungshaushalt für die wolkenfreien Zonen zur Abschätzung des direkten Aerosoleffekts an.

Es werden der anfängliche Strahlungsantrieb des GADS und der des Standardaerosols für Januar und Juli diskutiert. Im folgenden werden globale Verteilungen der solaren Strahlungsantriebe durch beide Verteilungen vorgestellt. Die Wirkung des GADS wird außerdem noch detaillierter anhand der zonalen Mittel verdeutlicht. Zum Abschluß faßt Tabelle 7 auf Seite 45 die globalen Mittelwerte beider Verteilungen zusammen, und gibt eine erste Abschätzung, welche Auswirkung die Änderung der Aerosolverteilung von den Standardaerosolen zu GADS im Klimamodell haben wird.

6.2.1 GADS

Der kurzwellige direkte Strahlungsantrieb

Abbildung 10 auf Seite 46 zeigt die globale Struktur des kurzwelligen Strahlungsantriebs durch GADS für Januar (unten) und Juli (oben) im wolkenlosen Fall. Diese spiegelt die Struktur der optischen Dicke wieder, modifiziert durch Bodenalbedo und den Einfallswinkel der Sonne.

Seesalzteilchen über Gebieten niedriger Albedo verursachen mit ihren rückstreuenden Eigenschaften einen negativen Strahlungsantrieb bis zu -7 W/m^2 im nordhemisphärischen Winter und bis -4 W/m^2 im Sommer. Die Komponenten INSO, WASO und SOOT bewirken über industrialisierten Regionen mit niedriger Bodenalbedo und bei niedrigem Sonneneinfallswinkel im Winter der Nordhemisphäre einen leicht positiven Antrieb. Im Sommer erzeugt dieses Aerosol einen negativen Antrieb bis zu ca. -4 W/m^2 . Bei mineralischem Aerosol wird besonders die Abhängigkeit von der Bodenalbedo deutlich. Über dem Ozean mit einer niedrigen Albedo erzeugt das mineralische Aerosol einen negativen Antrieb. Dagegen wird über den Wüsten mit einer Albedo größer als 0.2 ein positiver Antrieb erzeugt. Das bedeutet, daß eine Aerosolschicht über Wüstenregionen eine verminderte Rückstreuung in den Weltraum verursacht und somit zu einem kurzwelligen Energiegewinn der Atmosphäre selbst führt. Über Wasser, das selbst ein ganz geringes Reflexionsvermögen hat, wirkt eine Aerosolschicht stärker reflektierend als der Untergrund. So erhält man einen negativen Antrieb. Das antarktische Aerosol erzeugt einen positiven Strahlungsantrieb im südhemisphärischen Sommer. Eine Aerosolschicht über stark reflektierendem Untergrund reduziert die Rückstreuung. Da die optische Dicke des Gesamtaerosols auf der Nordhemisphäre höher als auf der Südhemisphäre ist, findet man die extremeren Gegensätze des Antriebs in der Nordhemisphäre. Auffällig ist die Region des Himalayas, die Schichtdicken im Modell sind gering, der positive Strahlungsantrieb wird hier überschätzt (im Winter bis 4 W/m^2 , im Sommer 2 W/m^2).

Die zonalen Mittel des direkten solaren Strahlungsantriebs sind Abbildung 12 auf Seite 48 dargestellt. Auf der linken Seite der Abbildung finden wir den solaren Antrieb des GADS am Oberrand der Atmosphäre (oben) sowie am Boden (unten) für Januar und Juli. Durch die Streuung der Sonnenstrahlung an Aerosolen erreicht weniger Sonnenstrahlung den Boden, der Antrieb ist dort im zonalen Mittel stets negativ. Das Maximum der Reduktion im Januar liegt bei 14° Nord mit -8.5 W/m^2 , bedingt durch die mineralischen Teilchen. Ein zweites Maximum an Reduktion findet sich in 60° Süd, dort wo sich erhöhte optische Dicken durch Seesalz befinden. Im Sommer ist der Energieverlust am Boden höher als im Winter, durch den höheren Einfallswinkel der Sonne im Norden sowie durch den höheren Anteil an rückstreuenden Komponenten. Es ergeben sich zwei Minima, eines bei 50° Nord mit -12 W/m^2 , der Region mit hohem Anteil an anthropogenen Aerosolen wie Sulfaten und Ruß, das Zweite bei 15° nördlicher Breite mit -11 W/m^2 , den Zonen maximaler Konzentration an mineralischen Teilchen.

Im Winter vermögen es die mineralischen Teilchen nicht, im zonalen Mittel einen positiven Antrieb auszuüben, da der negative Antrieb der Seesalzteilchen überwiegt. In mittleren nördlichen Breiten führt der anthropogene Aerosolanteil in Kombination mit den Schneeflächen dazu, daß der negative solare Antrieb im Winter bei -1 W/m^2 liegt,

im Sommer bei -4 W/m^2 . Der durch Seesalz bedingte maximal negative Antrieb auf der Südhemisphäre spiegelt die optische hohe Dicke wieder. Im Sommer sind die zonal mittleren Gegensätze stärker ausgeprägt. In den hohen Breiten über den Schneeflächen und bedingt dadurch, daß die Sonne höher steht, wird der Antrieb positiv bis zu 1 W/m^2 . Mineralische Teilchen erzeugen einen positiven Antrieb in den nördlichen Subtropen von 1 W/m^2 . Es existieren bei 48° nördlicher geographischer Breite und bei 44° südlicher Breite zwei Maxima negativen Strahlungsantriebs von jeweils -4.5 W/m^2 , bedingt durch das Seesalzaerosol.

Im globalen Mittel beträgt der gesamte kurzwellige Strahlungsantrieb am Oberrand der Atmosphäre im Januar -1.4 W/m^2 , im Juli -2.1 W/m^2 . Die Sonnenstrahlung wird am Boden im Januar um -4.3 W/m^2 (ca 2%), im Juli um -6.5 W/m^2 (ca 3%) reduziert.

Der langwellige direkte Strahlungsantrieb

Für die Auswertung des langwelligen direkten Strahlungsantriebs betrachten wir den wolkenlosen Fall, dargestellt im zonalen Mittel (Abbildung 13) auf Seite 49, links. Die langwelligen aufwärtsgerichteten Netto-Strahlungsflüsse werden negativ gezählt. Somit geht bei positiven Differenzen zwischen GADS und dem Kontrollexperiment dieser Schicht weniger langwellige Energie verloren.

Grundsätzlich finden wir, sowohl im Winter als auch im Sommer, am Boden und auch am Oberrand der Atmosphäre, positive Werte. Dies bedeutet, daß sowohl am Boden weniger langwellige Energie verlorenght als auch weniger Energie in den Weltraum zurückgestrahlt wird. Konsequenz ist ein Energiegewinn der Atmosphäre, die sich in einer Erwärmung abzeichnen wird. Die bedeutendsten Absorber sind die mineralischen Teilchen und das Seesalzaerosol.

Am Oberrand der Atmosphäre gibt es 2 Maxima: im Juli beträgt es maximal 11 W/m^2 und befindet sich zwischen 15° und 30° Nord, im Januar 9 W/m^2 und befindet sich zwischen 5° und 15° Nord. Der Antrieb ist im Sommer stärker als im Winter ausgeprägt. Im globalen Mittel beträgt der langwellige direkte Strahlungsantrieb am Oberrand der Atmosphäre 3.6 W/m^2 im Januar und 4.3 W/m^2 im Juli.

Am Boden ist der Antrieb im Sommer und Winter von gleicher Größenordnung, und beträgt im globalen Mittel 0.35 W/m^2 im Januar und 0.39 W/m^2 im Juli. Das Maximum am Boden im Juli beträgt 0.85 W/m^2 und fällt mit dem Maximum am Oberrand der Atmosphäre zusammen. Im Januar finden wir das Maximum (0.75 W/m^2) bei 45° Nord. Es fällt mit der Region maximaler Seesalzkonzentration zusammen. Auf der Südhemisphäre bildet sich ebenso sowohl für Sommer als auch für Winter ein Maximum von ca. 0.4 W/m^2 im Bereich der Seesalzteilchen aus.

6.2.2 Das Standardaerosol

Der kurzweilige direkte Strahlungsantrieb

Abbildung 11 zeigt den mittleren kurzwelligen Strahlungsantrieb (wolkenfrei) am Oberrand der Atmosphäre für Januar und Juli für das Standardaerosol im ECHAM. Die Rückkopplung zwischen der Bodenalbedo, dem Einfallswinkel der Sonne und dem direkten solaren Aerosolstrahlungsantrieb ist sehr deutlich, da das Standardaerosol im Sommer und Winter die gleiche optische Dicke hat.

Im Januar findet man am Oberrand der Atmosphäre einen positiven direkten Aerosolstrahlungsantrieb über den schneebedeckten Gebieten der hohen Breiten, mit maximalen Werten im Südosten Kanadas bzw. im Nordosten der Vereinigten Staaten in der Größenordnung von 2 W/m^2 . Auch im Bereich der Gebirgszüge Asiens, insbesondere des Himalayas werden mehr als 4 W/m^2 erreicht, da sich das Aerosol über einer hellen Fläche befindet und der Einfallswinkel der Sonne niedrig ist. In den polaren Breiten nördlich von 60° Nord und südlich von 80° Süd, ist der Antrieb fast Null. Das zweite Maximum eines ausgeprägt positiven Antriebs findet man analog zu den Ergebnissen des GADS über der Sahara. Hier werden Werte über 4 W/m^2 erreicht. In den industrialisierten Regionen Nordeuropas sowie über den Kontinenten der Südhemisphäre und den Ozeanen ist der solare Strahlungsantrieb negativ. Minimale Werte mit etwa -4 W/m^2 findet man um 60° Süd für alle Längen. Die zweite Zone minimaler Werte befindet sich rings um die Sahara. Das Muster entspricht der unrealistischen globalen Verteilung der optischen Dicke des Standardaerosols. Im Juli sind die großen Schneeflächen nördlich von 50° Nord geschmolzen, der Sonneneinfallswinkel steiler, die Oberflächenalbedo niedriger, negativer Antrieb resultiert. Nördlich von 75° Nord, über den verbleibenden Schneeflächen, findet man einen ausgeprägt positiven Antrieb. Der positive Antrieb über der Sahara wird verstärkt durch den hohen Sonneneinfallswinkel und erreicht 15 W/m^2 . In den Regionen des Himalayas finden wir einen negativen Antrieb.

Im zonalen Mittel, Abbildung 12 rechts, erkennt man, daß der direkte Strahlungsantrieb am Oberrand der Atmosphäre und am Boden stärker als der des GADS ist. Im Winter ist der Strahlungsantrieb am Oberrand der Atmosphäre negativ. Die maximale Reduktion befindet sich in 60° Süd mit -8.5 W/m^2 . Dieser Wert entspricht dem Doppelten des Antriebs durch GADS. In den Tropen liegt der Antrieb bei -5 W/m^2 . Die Wirkung des mineralischen Aerosols über den Wüsten reduziert den negativen Antrieb auf -4 W/m^2 . Auch am Boden ist die Reduktion der Sonnenstrahlung ausgeprägter als bei GADS. So erreichen z.B. bei 35° Nord 17 W/m^2 weniger die Erdoberfläche, bei GADS sind dies etwa 7 W/m^2 . Am Boden fällt auf, daß im Sommer von 40° Nord bis -60° Süd ein nahezu linearer Anstieg besteht.

Das globale Mittel des anfänglichen solaren Aerosolstrahlungsantriebs am Oberrand der Atmosphäre für das Standardaerosol beträgt -4.4 W/m^2 im Januar und -4.1 W/m^2 im Juli. Das bedeutet, daß der direkte solare Strahlungsantrieb der Standardaerosole im Januar um das Vierfache, und im Juli doppelt so stark, im Vergleich zu dem der GADS Aerosole ausgeprägt ist. Am Boden ist die ankommende Sonnenstrahlung um das Doppelte im Vergleich zu GADS reduziert.

Der langwellige direkte Strahlungsantrieb

Für die Auswertung des langwelligen direkten Strahlungsantriebs der Standardaerosole am Oberrand der Atmosphäre und am Boden ist sowohl im Januar wie auch im Juli, wie bereits an den Absorbermengen festgestellt, weitaus geringer als der der GADS Aerosole. Räumliche Strukturen sind nur in dem Bereich Afrikas, der Region mit den höchsten optischen Dicken festzustellen. Im Januar haben wir am Boden im globalen Mittel einen geringen Verlust von Wärmestrahlung um 0.9 W/m^2 und am Oberrand von 0.56 W/m^2 . Im Sommer sind dies ebenfalls 0.9 W/m^2 am Boden und 0.64 W/m^2 am Oberrand der Atmosphäre.

Vergleich der Strahlungsantriebe GADS – Standardaerosol

Die Standardaerosole üben am Erdboden mehr Einfluß als GADS aus, so daß wir für die Standardaerosole im Klimamittel eine stärkere Reduktion der Bodentemperatur voraussehen. Dagegen wird der Globale Aerosol datensatz innerhalb der Atmosphäre stärkere Auswirkungen haben, insbesondere durch die hohe Absorption der mineralischen Teil-

	Januar			Juli		
	STANDARD	GADS	STDGADS	STANDARD	GADS	STDGADS
Kurzwellige Nettostrahlung am Boden [W/m^2]	-11.43	-4.3	7.13	-8.20	-6.45	1.75
Langwellige Nettostrahlung am Boden [W/m^2]	0.89	0.35	-0.54	0.68	0.39	-0.29
Kurzwellige Nettostrahlung TOA [W/m^2]	-4.47	-1.35	3.12	-1.30	-2.01	-0.71
Langwellige Nettostrahlung TOA [W/m^2]	0.56	3.63	3.07	0.48	4.29	3.81
Kurzwellige Nettostrahlung Atmosphäre [W/m^2]	6.96	2.95	-4.01	6.90	4.44	-2.46
Langwellige Nettostrahlung Atmosphäre [W/m^2]	-0.33	3.28	3.61	-0.20	3.90	4.10

Tabelle 7: Globale Mittel des anfänglichen Strahlungsantriebs für die Experimente mit GADS und den Standardaerosolen. STDGADS bezeichnet die Differenz zwischen Standard und GADS, TOA bedeutet: Oberrand der Atmosphäre.

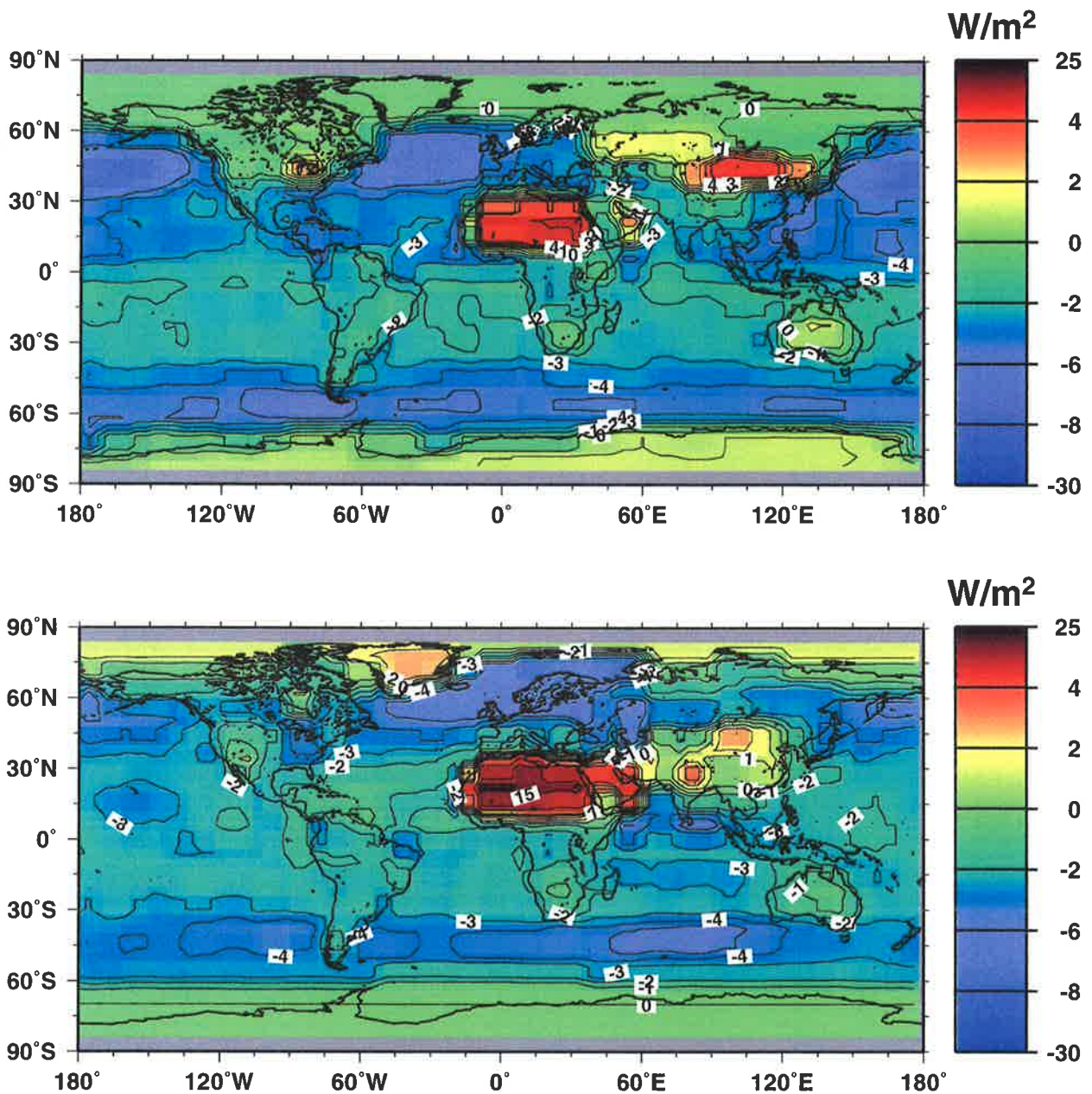


Abbildung 10: Globale Verteilung des anfänglichen kurzwelligen Strahlungsantriebs durch den Globalen Aerosol Datensatz am Oberrand der Atmosphäre, für den wolkenfreien Fall Januar (oben) und Juli (unten).

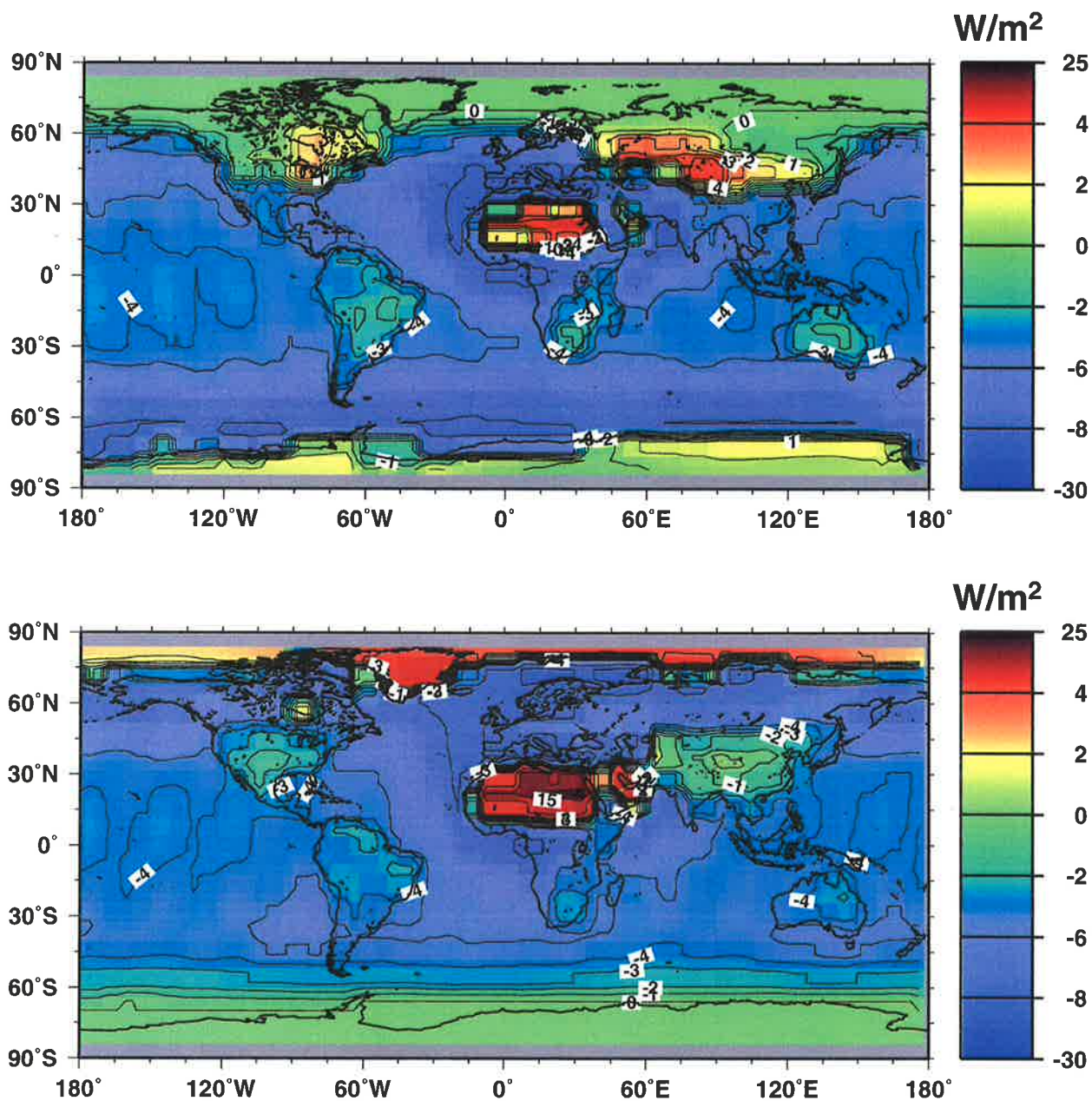


Abbildung 11: Globale Verteilung des anfänglichen kurzwelligen Strahlungsantriebs durch das Standardaerosol am Oberrand der Atmosphäre, für den wolkenfreien Fall Januar (oben) und Juli (unten).

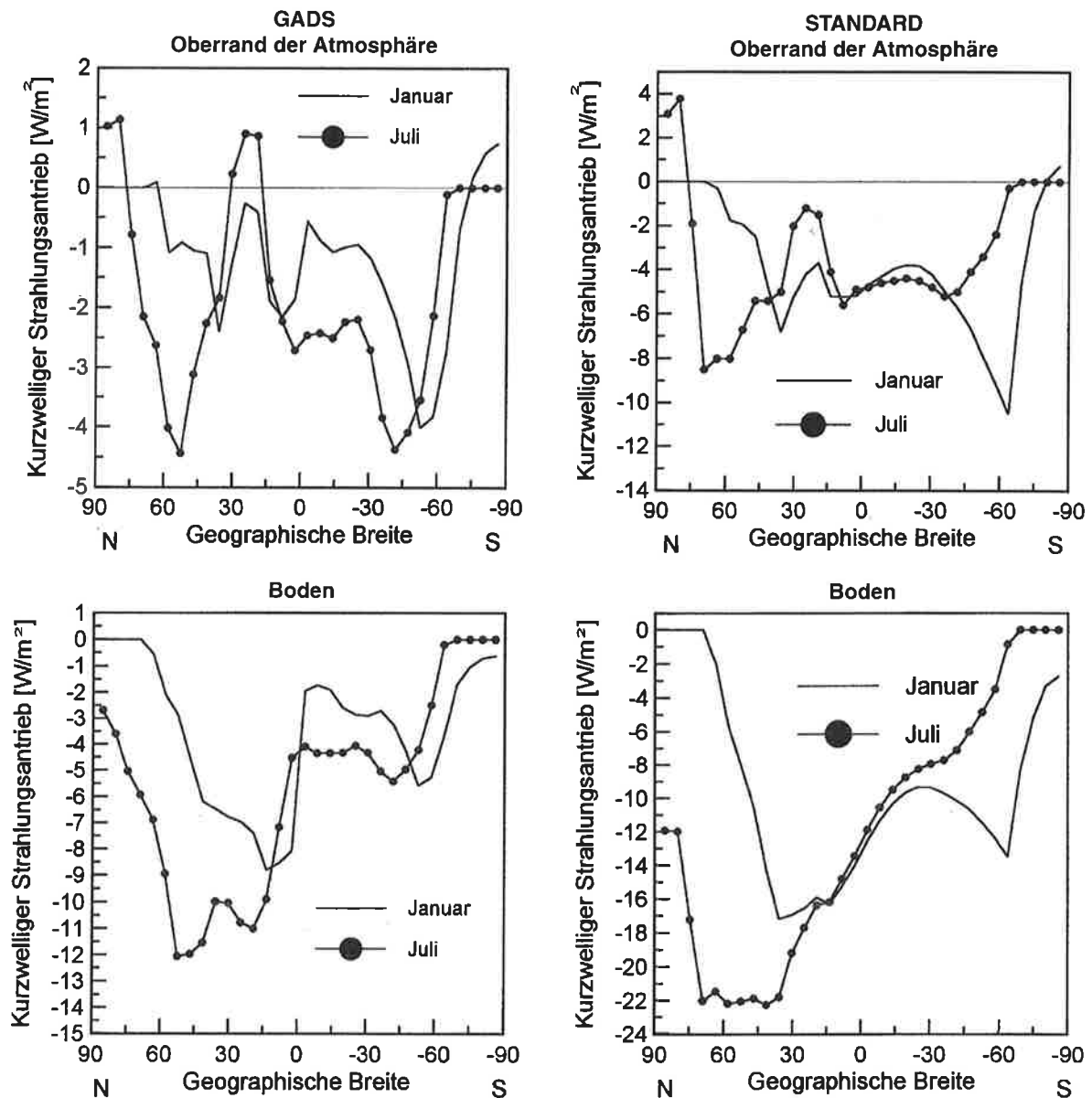


Abbildung 12: Zonale Mittel des anfänglichen kurzwelligen Strahlungsantriebs am Oberrand der Atmosphäre (oben) und am Boden (unten), verursacht durch GADS (links) und das Standardaerosol (rechts) für den wolkenfreien Fall im Januar (durchgezogene Linie) und im Juli (gepunktete Linie).

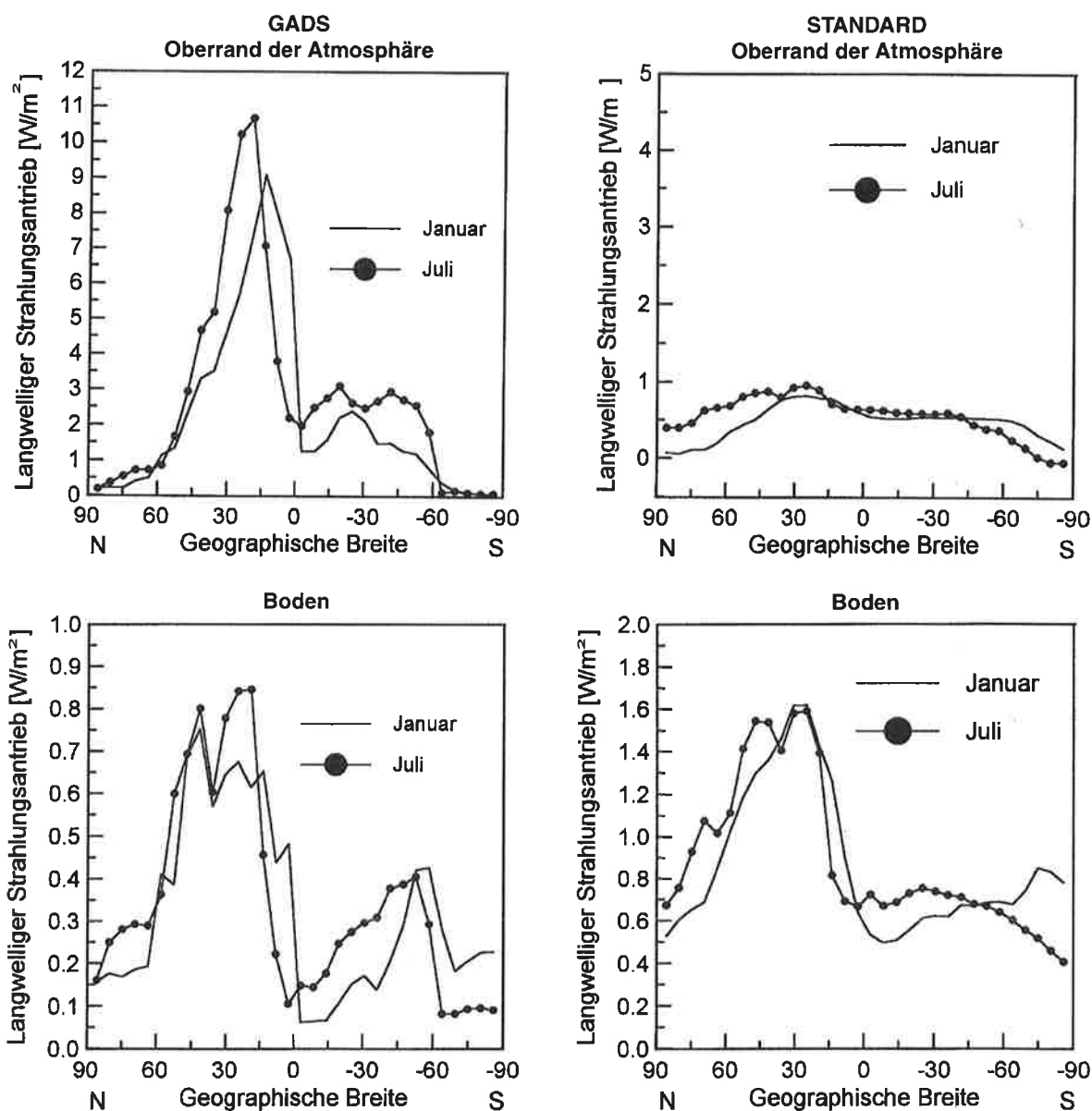


Abbildung 13: Zonale Mittel des anfänglichen langwelligen Strahlungsantriebs am Oberrand der Atmosphäre (oben) und am Boden (unten), verursacht durch GADS (links) und das Standardaerosol (rechts), für den wolkenfreien Fall im Januar (durchgezogene Linie) und im Juli (gepunktete Linie).

6.3 Die globale Klimawirkung des GADS

Um die mittlere Klimawirkung des direkten Aerosolstrahlungsantriebs zu untersuchen, wird das Modell über jeweils 24 permanente Januare und Juli mit und ohne GADS integriert. Nach der Einschwingphase des Modells von 4 Monaten wird über die verbleibenden 20 Monate gemittelt. In diesem Kapitel ist kein direkter Bezug auf bereits existierende Literatur möglich, da es bisher keine Untersuchung zur Klimawirkung des gesamten troposphärischen Aerosols gibt, die einen Vergleich ermöglichen würde.

6.3.1 Die Strahlung

Für die weiteren Betrachtungen gehen wir, da wir die Klimawirkung des GADS betrachten wollen, von der Gesamtstrahlung, also inklusive der wolkenbedeckten Gebiete, aus. Abbildung 14 zeigt die mittleren zonalen Strahlungsantriebe am Oberrand der Atmosphäre (150 hPa), dem Boden und der Differenz, die den Antrieb in der Atmosphäre darstellt, für Januar und Juli. In dieser Abbildung sind sowohl die Antriebe durch GADS als durch das Standardaerosol dargestellt. Ziel dieses Kapitels ist es, die wesentlichen Eigenschaften des Strahlungsantriebs durch GADS herauszuarbeiten; in Kapitel 6.3.6 wird der Vergleich mit den Standardaerosolen durchgeführt.

Kurzweilig

Oberrand der Atmosphäre

- Winter
Zwischen 60° und 25° Nord (Abb. 14, links oben) ist der direkte Aerosolstrahlungsantrieb am Oberrand der Atmosphäre positiv, als Folge der niedrig stehenden Sonne über industrialisierten Regionen sowie der Schneeflächen über weiten Teilen Asiens, Sibiriens und Kanadas. Positiver Antrieb existiert auch südlich von 70° Süd, dort wo sich SUSO über den Schneeflächen befindet, deren Albedo erniedrigt und weniger Sonnenstrahlung in den Weltraum zurückgestreut wird. In den tropischen und subtropischen Regionen ist der kurzweilige Strahlungsantrieb negativ, bedingt durch die hochstehende Sonne. So findet man einen Energieverlust durch GADS in den Weltraum zwischen 10° und 20° Süd von -6 W/m^2 , was etwa 2% entspricht.
- Sommer
Im Sommer (Abb. 14, rechts oben) verändert sich die Struktur des direkten Aerosolstrahlungsantriebs am Oberrand der Atmosphäre, da die Sonne nun auf der Nordhemisphäre, wo sich die höchsten optischen Dicken befinden, höher steht.

Im Sommer polarer Breiten werden verstärkt Wolken gebildet und es fällt mehr Schnee. Es resultiert eine veränderte Bodenalbido, der kurzweilige Strahlungsantrieb am Oberrand der Atmosphäre in diesen Breiten wird positiv. Zwischen 80° Nord und 65° Nord wird der Antrieb negativ. Der positive Strahlungsantrieb (bis 9 W/m^2) durch GADS zwischen 60° Nord und 30° Nord resultiert zum einen aus der direkten Strahlungswirkung des mineralischen Aerosols. Zum anderen findet in den

Gebieten, in denen mineralisches Aerosol über die Ozeane transportiert wird, eine Abkühlung am Boden statt. Die Bewölkung verstärkt sich (siehe Abb. 16), jedoch fällt weniger Niederschlag (siehe Abb. 18). Der positive Aerosolstrahlungsantrieb wird durch diese Rückkopplungsmechanismen verstärkt. Die mineralischen Teilchen des GADS der Subtropen erzeugen im zonalen Mittel einen positiven Antrieb am Oberrand der Atmosphäre. Dies ist auf die solare Absorption, die veränderte Bodenalbedo, den hohen Sonnenwinkel sowie auf Wechselwirkungen in der Atmosphäre zurückzuführen. Für die Südhemisphäre wo sich geringe optische Dicken befinden, ist der kurzwellige Strahlungsantrieb durch Aerosol um das Zehnfache niedriger als auf der Nordhemisphäre. Zwischen 20° und 25° Süd ist der Antrieb positiv mit 2 W/m^2 , zurückzuführen auf die erhöhten Rußanteile der Biomassenverbrennung Südamerikas und Afrikas. Bei 45° bis 60° erzeugen die Seesalzteilchen im zonalen Mittel einen negativen direkten kurzwelligen Strahlungsantrieb von -2 W/m^2 .

Boden

- Winter

Abbildung 14, links unten, zeigt, daß im Winter der kurzwellige Strahlungsantrieb im zonalen Mittel zwischen dem Nordpol und 80° Süd am Boden reduziert wird. Die maximale Reduktion findet man zwischen 15° und 30° Nord. Das bedeutet, daß die einfallende Sonnenstrahlung in Regionen maximaler mineralischer Aerosolkonzentrationen um etwa 4% reduziert wird. Auf der Südhalbkugel erreicht südlich von 80° mehr Sonnenstrahlung den Boden, eine Folge der Wechselwirkung zwischen Reduktion der Wolkenbedeckung und Verringerung des Schneefalls (siehe Abb. 19) was zu einer Erniedrigung der Bodenalbedo führt. Weniger Sonnenstrahlung wird reflektiert.

- Sommer

Im Sommer ist der kurzwellige Strahlungsantrieb am Boden (Abb. 14, rechts unten) zwischen dem Südpol und 15° Nord negativ. Das Maximum des negativen Antriebs befindet sich wie im Winter zwischen 15° und 30° Nord und erhöht sich auf bis zu 24 W/m^2 . Im Gegensatz zum Winter ist der Antrieb zwischen 45° und 60° positiv bis zu 4 W/m^2 , da die Seesalzkonzentration dieser Breiten im Sommer aufgrund der niedrigeren Windgeschwindigkeiten geringer ist und gleichzeitig höhere Rußkonzentrationen vorherrschen. Sowohl der großräumige frontale als auch der konvektive Niederschlag sind dort reduziert (Abb. 19), ebenso die Bewölkung.

Atmosphäre

Der Strahlungsantrieb der Atmosphäre, dargestellt in der mittleren Abbildung der Abbildung 14, wird als Differenz aus dem kurzwelligen Strahlungsantrieb am Oberrand der Atmosphäre und dem Boden berechnet. Dies bezeichnet man auch als Änderung der atmosphärischen Absorption. Sowohl im Sommer (links) als auch im Winter (rechts) erfährt die Atmosphäre einen positiven kurzwelligen direkten Strahlungsantrieb durch Aerosole. Das Maximum befindet sich zwischen 30° Nord und dem Äquator. Das Maximum im Winter beträgt 9 W/m^2 und 18 W/m^2 im Sommer.

Langwellig

Im Gegensatz zu der allgemein verbreiteten Ansicht, daß der dominierende direkte Aerosoleffekt die Streuung der Sonnenstrahlung ist, zeigt sich hier, daß die absorbierende Wirkung der mineralischen Teilchen in der Wüstenregion und westlich der Sahara über dem Atlantik, bedeutender als ihre streuende Wirkung ist. Die Abbildungen 15 der Seite 56 zeigen die zonalen mittleren langwelligeren Strahlungsantriebe am Oberrand der Atmosphäre, in der Atmosphäre und am Boden für die Monate Januar und Juli. Im Klimamodell werden zum Boden gerichtete Flüsse positiv wiedergegeben, Flüsse, die vom Erdboden in die Atmosphäre gerichtet sind werden negativ gezählt. Da wir jeweils die Differenzen zwischen Experiment und Kontrolle betrachten, bedeuten positive Werte eine Reduktion des langwelligeren Nettoflusses.

Oberrand der Atmosphäre

- Winter

Im Winter der Wüstenregionen (Abb. 15, links oben) beträgt die langwellige Strahlungsantriebsänderung durch GADS bis zu 10.5 W/m^2 . Ein weiteres Maximum liegt bei 25° Süd mit 3 W/m^2 , einer Region reduzierter Bewölkung (siehe Abb. 18). Zwischen 5° und 15° Süd wird der Antrieb leicht negativ. Hier dominiert eine Region negativen Antriebs in der Südostpassatregion des Pazifiks. In den höheren Breiten ist der Antrieb ebenfalls negativ und beträgt im Mittel -2 W/m^2 .

- Sommer

Im Sommer wird der langwellige Strahlungsantrieb am Oberrand der Atmosphäre durch GADS im Vergleich zum Winter verstärkt. Dies gilt sowohl für die Regionen positiven als auch negativen Antriebs. Die Maxima bei 45° Nord betragen 9.5 W/m^2 bzw. -5 W/m^2 bei 15° Süd. Grundsätzlich gilt: Der langwellige Strahlungsantrieb ist in den Bereichen der mineralischen Teilchen positiv und in den umgebenden Regionen negativ. Das heißt, daß der langwellige Wärmefluß in den Weltraum in den großen Bereichen der mineralischen Teilchen reduziert wird und in den umliegenden Regionen, insbesondere über den Ozeanen, intensiviert wird. Diese Gegensätze von mehr als 20 W/m^2 regen Umverteilungsprozesse in der Atmosphäre an.

Boden

- Winter

Der langwellige Strahlungsfluß (Abb. 15, links unten) vom Boden in die Atmosphäre wird reduziert. Durch die Absorption und Reflexion von Sonnenenergie durch das Aerosol in der Atmosphäre, steht dem Boden weniger Sonnenenergie zur Verfügung. Der langwellige Strahlungsfluß vom Boden in die Atmosphäre wird daher ebenfalls reduziert. In den Tropen und Subtropen sind dies 3.5 W/m^2 , in niedrigen Breiten 1.5 W/m^2 .

- Sommer

Im Sommer ist der langwellige Strahlungsantrieb differenzierter. Ein Maximum mit

4.5 W/m^2 findet man bei 70° Nord, ein zweites zwischen 15° und 20° Nord mit 8 W/m^2 . Dazwischen ist der Antrieb im zonalen Mittel negativ mit -2 W/m^2 . Dies resultiert aus einer Intensivierung der negativen Antriebe über den Ozeanen und gleichzeitigen Verstärkung der positiven Antriebe über den Wüstenregionen, dem subtropischen Atlantik und dem Indischen Ozean als Folge der hoch stehenden Sonne.

Atmosphäre

- Winter

Für die Atmosphäre selbst ist der langwellige Antrieb mit Ausnahme der Region zwischen 0° und 30° Nord negativ. Die negativen Werte liegen im Mittel in der Größenordnung von -2 W/m^2 . Der positive langwellige Antrieb durch GADS beträgt in 15° Nord 6.8 W/m^2 .

- Sommer

Die Intensivierung der Gegensätze zwischen positiven und negativen Antrieben im Sommer sowohl am Oberrand der Atmosphäre als auch am Boden spiegelt sich in den Antrieben in der Atmosphäre wieder. Negativer Antrieb zwischen Nordpol und 30° nördlicher Breite (bis zu -7.5 W/m^2), positive Werte in den Tropen und Subtropen von bis zu 9 W/m^2 , negativ bis 60° Süd, daran anschliessend bis zu 2 W/m^2 .

Diese Untersuchungen zeigen, daß der direkte langwellige Strahlungsantrieb innerhalb der Atmosphäre das gleiche Ausmaß hat, wie der kurzwellige Strahlungsantrieb durch Aerosol und keineswegs zu vernachlässigen ist. Ist der kurzwellige Antrieb innerhalb der Atmosphäre nur positiv, so wirkt der langwellige Antrieb in den Tropen genau entgegengesetzt.

Gesamt

Entscheidend für die Klimawirkung ist die gesamte Strahlungsbilanz. Diese ergibt sich als Summe der langwelligen und kurzwelligen Strahlungsflüsse, die in den Abbildungen 14 und 15 dargestellt sind. Daher wird auf weitere Abbildungen verzichtet.

Oberrand der Atmosphäre

Im Januar bewirkt GADS am Oberrand der Atmosphäre nördlich von 36° Nord einen negativen Antrieb in der Größenordnung von -1 W/m^2 . Dies bedeutet einen Energieverlust für die Atmosphäre. Es schließt sich ein positiver Antrieb bis 30° Süd an. Der maximale positive Antrieb befindet sich in 13° Nord mit 8 W/m^2 . Dies wird durch die absorbierende Wirkung der mineralischen Teilchen verursacht. Südlich von 30° Süd ist der Antrieb wiederum negativ. Da auf der südlichen Halbkugel die Ozeane flächenmäßig gegenüber den Kontinenten überwiegen und es auch kaum industrialisierte Regionen gibt, vorwiegend reflektierendes Seesalz Aerosol finden, ist der negative Antrieb hier ausgeprägter

und erreicht Werte bis zu -4.1 W/m^2 . Im globalen Mittel ist der Antrieb positiv mit 0.6 W/m^2 .

Im Juli ist das zonale Muster des Gesamtstrahlungsantrieb durch GADS am Oberrand der Atmosphäre noch mehr ausgeprägt. Negativer Antrieb in den höheren Breiten, positiver Antrieb in den niedrigen Breiten der Wüstenregion. Im globalen Mittel ist der Antrieb mit 1.4 W/m^2 positiv.

Boden

Die Temperatur und der Wärmehaushalt der bodennahen Schichten werden durch die Strahlungsbilanz am Boden verändert. Die Bilanz setzt sich zusammen aus der einfallenden und reflektierten Sonnenstrahlung am Boden sowie, der atmosphärischen langwelligeren Einstrahlung und der Ausstrahlung von der Erdoberfläche. Die von der Strahlungsbilanz bedingten Energiegewinne oder -verluste führen zu Wärmeströmen in der Atmosphäre und in der oberflächennahen Bodenschicht. Die Strahlung wird auch dazu verwendet, Wasser zu verdunsten oder Schnee zu schmelzen. Verluste können von der latenten Wärme kompensiert werden, die bei der Kondensation oder Sublimation des Wasserdampfes oder beim Gefrieren frei wird.

Im Winter ist am Boden der gesamte direkte Strahlungsantrieb durch GADS stets negativ. Das bedeutet, daß der Boden einen Energieverlust zu verzeichnen hat. Im globalen Mittel sind dies -3.9 W/m^2 .

Auch im Sommer ist der durch GADS am Boden erzeugte Antrieb negativ, im globalen Mittel -4.2 W/m^2 . Das Maximum des negativen Antriebs befindet sich bei 42° Nord.

Atmosphäre

Die Strahlungsbilanz der Troposphäre ist generell negativ. Die Wärmezufuhr vom Boden erfolgt durch Konvektion und durch das Freiwerden latenter Wärme bei der Kondensation von Wasserdampf. Ist die Strahlungsbilanz der Erdoberfläche negativ, dann verliert die Atmosphäre Wärme durch Leitung an die Erdoberfläche. In den subtropischen Wüstengebieten wird der Atmosphäre durch Konvektion effektiv Wärme zugeführt.

Der Strahlungsantrieb durch GADS innerhalb der tropischen und subtropischen Troposphäre ist sowohl im Sommer (9 W/m^2) als auch im Winter (25 W/m^2) positiv. Mineralisches Aerosol führt somit zu einer Stabilisierung der Troposphäre dieser Region. Dies gilt in geringerem Umfang auch für die mittleren und höheren Breiten.

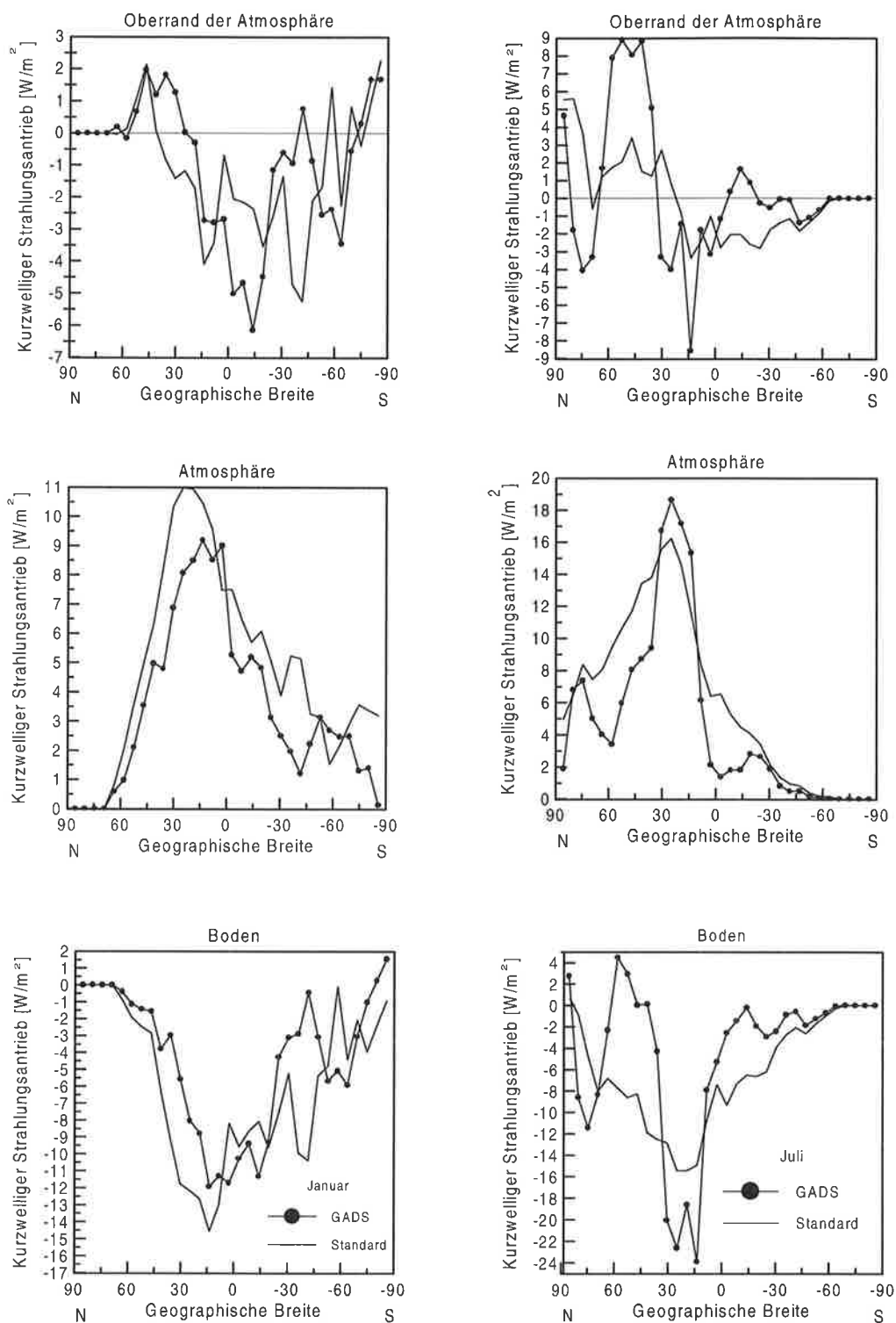


Abbildung 14: Zonale Mittel mittleren kurzweiligen Strahlungsantriebs am Oberrand der Atmosphäre (oben), in der Atmosphäre, und am Boden (unten), verursacht durch den Globalen Aerosoldatensatz (gepunktete Linie) und das Standardaerosol (durchgezogene Linie) im Januar, links, und Juli, rechts.

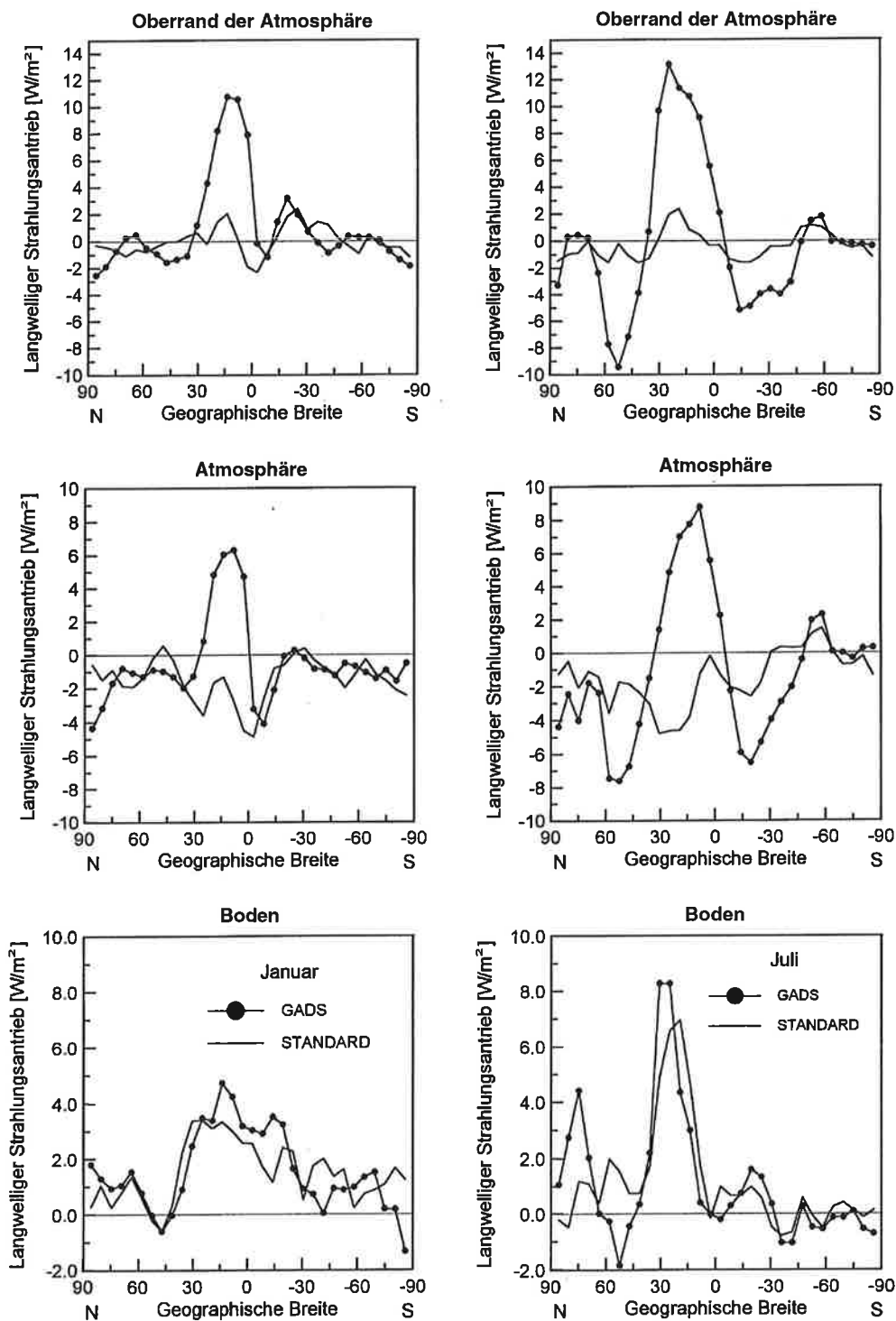


Abbildung 15: Zonale Mittel mittleren langwelligem Strahlungsantriebs am Oberrand der Atmosphäre (oben), in der Atmosphäre, und am Boden (unten), verursacht durch den Globalen Aerosoldatensatz (gepunktete Linie) und das Standardaerosol (durchgezogene Linie) im Januar, links und Juli, rechts.

6.3.2 Die Temperaturänderung

Die Temperaturänderungen in 2 Meter Höhe, die durch GADS hervorgerufen werden, sind in Abbildung 16 auf der Seite 59 dargestellt, Zonalschnitte in Abbildung 17. Da die Meeresoberflächentemperatur im Modell festgehalten und kein Jahresgang berücksichtigt wurde, kann kein Signifikanztest durchgeführt werden. Daher werden bei der Diskussion nur intensive und geographisch ausgedehnte Änderungen der Temperatur berücksichtigt und sind als vorläufig zu betrachten. Dies gilt auch für die Betrachtung der Wärmeflüsse, der Bewölkung und des Niederschlags.

- Winter

Im Januar erfolgt in Bodennähe eine kräftige Abkühlung in den tropischen und subtropischen Breiten Afrikas bis zu -3 K. Diese Abkühlung setzt sich ostwärts über weite Regionen des mittleren Ostens und Asiens fort. In weiten Teilen Nordamerikas, des Großen Beckens und Kanadas wird es bis zu 3 K kälter. Obwohl die Meeresoberflächentemperatur festgehalten ist, wird durch die Seesalzaerosole eine leichte Abkühlung über dem Atlantik westlich von Nordafrika erzeugt. Dies gilt auch für das Nordostpazifische Becken, den westlichen Atlantik und Westpazifik, und führt in diesen Regionen zu einer Reduktion der latenten Wärmeflüsse. Großflächige Erwärmung (bis zu 3 K) findet man über den schneebedeckten Landflächen Grönlands und Nordeuropas, was zur verstärkten Ausbildung von Trögen über den Ozeanen und von Keilen über den Kontinenten führen kann. Die Temperatur in Bodennähe wird im globalen Mittel um -0.2 K erniedrigt.

Die Temperaturänderung setzt sich in der Atmosphäre fort. Im zonalen Mittel der mittleren nördlichen Breiten resultiert eine Abkühlung von 0.5 K bis etwa 1.5 km, der bodennahen Grenzschicht. In der unteren Troposphäre der Südhemisphäre findet eine leichte Erwärmung statt (0.1 K). Die Abkühlung der Atmosphäre setzt sich bis in 500 hPa über Alaska, Nordamerika und Kanada fort. Über Nordafrika und Asien nimmt die Temperaturabnahme mit der Höhe ab. Die Erwärmung über Grönland und Nordeuropa schwächt sich ab. Auf der Südhemisphäre findet im zonalen Mittel eine Erwärmung statt, die mit der Höhe zunimmt. Im globalen Mittel wird die Temperatur in 500 hPa um 0.3 K erhöht.

- Sommer

Im Sommer findet man in den bodennahen Schichten zwischen dem Nordpol und 30° Nord eine Erwärmung. Maxima befinden sich in Nordamerika (4 K), Mitteleuropa (2 K), dem mittleren Osten und Asien (bis zu 3 K). Ausserdem findet man Erwärmung in der Größenordnung von 1 K in Kolumbien und Venezuela, West-Argentinien, im Norden Australiens und in südlichen polaren Breiten. Die Abkühlung in Bodennähe ist geringer als im Winter und beträgt etwa 1 K im Nordwesten Afrikas, der Arabischen Halbinsel, Indien und dem Westen der Sowjetunion. Die Abkühlung über den Ozeanen ist geringer, da die Seesalzkonzentrationen niedriger sind und liegt bei maximal 0.5 K. Im Gegensatz zum Winter erhält man im globalen Mittel eine Erwärmung von 0.17 K in den bodennahen Schichten.

Das zonale Vertikalprofil zeigt, daß Temperaturänderungen durch GADS die gesamte Atmosphäre durchdringen. Zwischen dem Nordpol und 30° Nord findet man

Erwärmung, die mit der Höhe zunimmt. In 500 hPa beträgt sie 1.5 K und erstreckt sich vom Nordpol bis 40° Süd. Südlich davon findet eine Abkühlung von 0.2 K innerhalb der Atmosphäre statt.

Zusammengefasst: Im Winter führt GADS im globalen Mittel zu einer Abkühlung der bodennahen Schichten von -0.2 K, im Sommer dagegen zu einer Erwärmung von 0.17 K. Troposphärisches Aerosol wirkt regional inhomogen sowohl erwärmend als auch abkühlend in Abhängigkeit von der Zeit und verstärkt oder reduziert somit den globalen Treibhauseffekt.

Die Temperaturänderungen durch GADS beschränken sich nicht auf die bodennahen Schichten, sondern setzen sich in der gesamten Atmosphäre durch. Im Winter besteht auf der Nordhemisphäre der Trend zur Abkühlung, auf der Südhemisphäre zur Erwärmung, im Sommer herrschen umgekehrte Verhältnisse. Die Verstärkung der Temperaturgegensätze zwischen Nord- und Südhemisphäre kann zu einer Südverlagerung im Winter (und zu einer Nordverlagerung im Sommer) der Zone maximaler Baroklinität und der innertropischen Konvergenzzone führen. Davon werden die Monsungebiete Afrikas und Asiens beeinflusst und im Zusammenhang damit möglicherweise auch die äquatoriale Zonalwindzirkulation.

6.3.3 Die Auswirkungen auf den latenten und fühlbaren Wärmefluß

Der Ausgleich von Temperatur- und Feuchtegradienten wird durch die turbulenten Flüsse fühlbarer Wärme (Konvektion) und latenter Wärme (Verdunstung) herbeigeführt. Somit wirkt sich die Veränderung der Temperatur direkt auf den latenten und fühlbaren Wärmefluß aus, die hier ohne Abbildung kurz beschrieben werden.

Durch GADS wird der latente Wärmefluß reduziert. Dies ist zu erwarten, da eine Abkühlung über den Ozeanen und den tropischen Regionen Afrikas und Asiens auftritt. Damit wird der Temperaturgradient und die Kondensation in Bodennähe reduziert. Dieser Prozess stellt ebenfalls eine mögliche Ursache für die Reduktion des Schneefalls über Eurasien dar. Im globalen Mittel wird der latente Wärmefluß durch GADS im Januar und Juli um 6% reduziert.

Auch der fühlbare Wärmefluß wird über weiten Teilen der Kontinente reduziert. Über den Ozeanen, insbesondere in den Regionen hoher Konzentrationen an Seesalzaerosol und dort wo mineralische Teilchen von der Wüste über das Wasser transportiert werden, wird er erhöht und ebenfalls zur Verstärkung der Konvektion beitragen. Im zonalen Mittel zeigt der fühlbare Wärmefluß für GADS sowohl im Januar als auch im Juli geringe Schwankungen. Der fühlbare Wärmefluß am Boden wird im globalen Mittel um 6% durch GADS reduziert.

Eine detailliertere Diskussion der Wärmeflüsse erfolgt in Kapitel 6.3.6, wo ein Vergleich mit den Standardaerosolen durchgeführt wird.

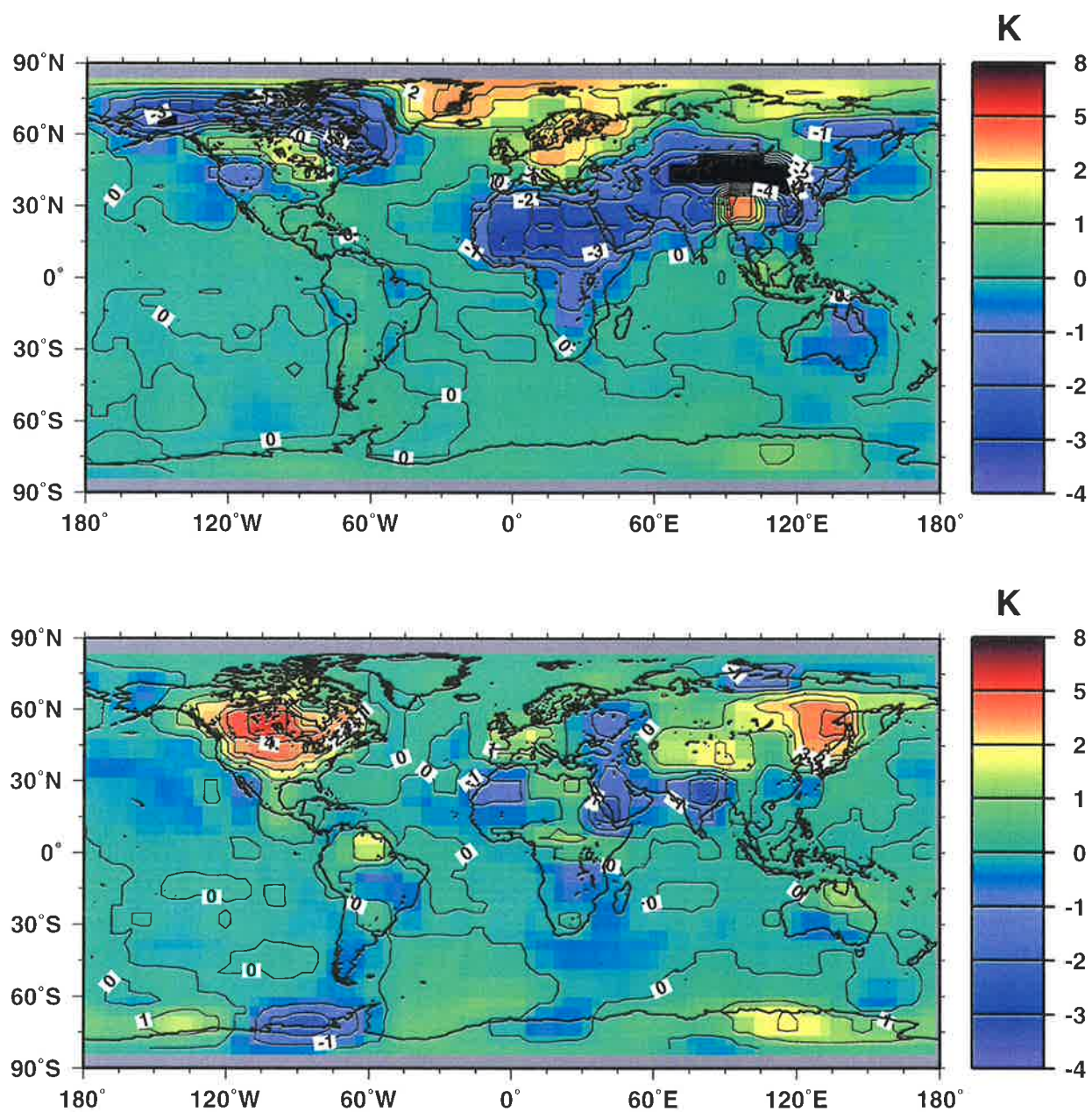


Abbildung 16: Globale Verteilung der mittleren Temperaturänderung [K] in 2 Meter Höhe, bedingt durch GADS für Januar (oben) und Juli (unten).

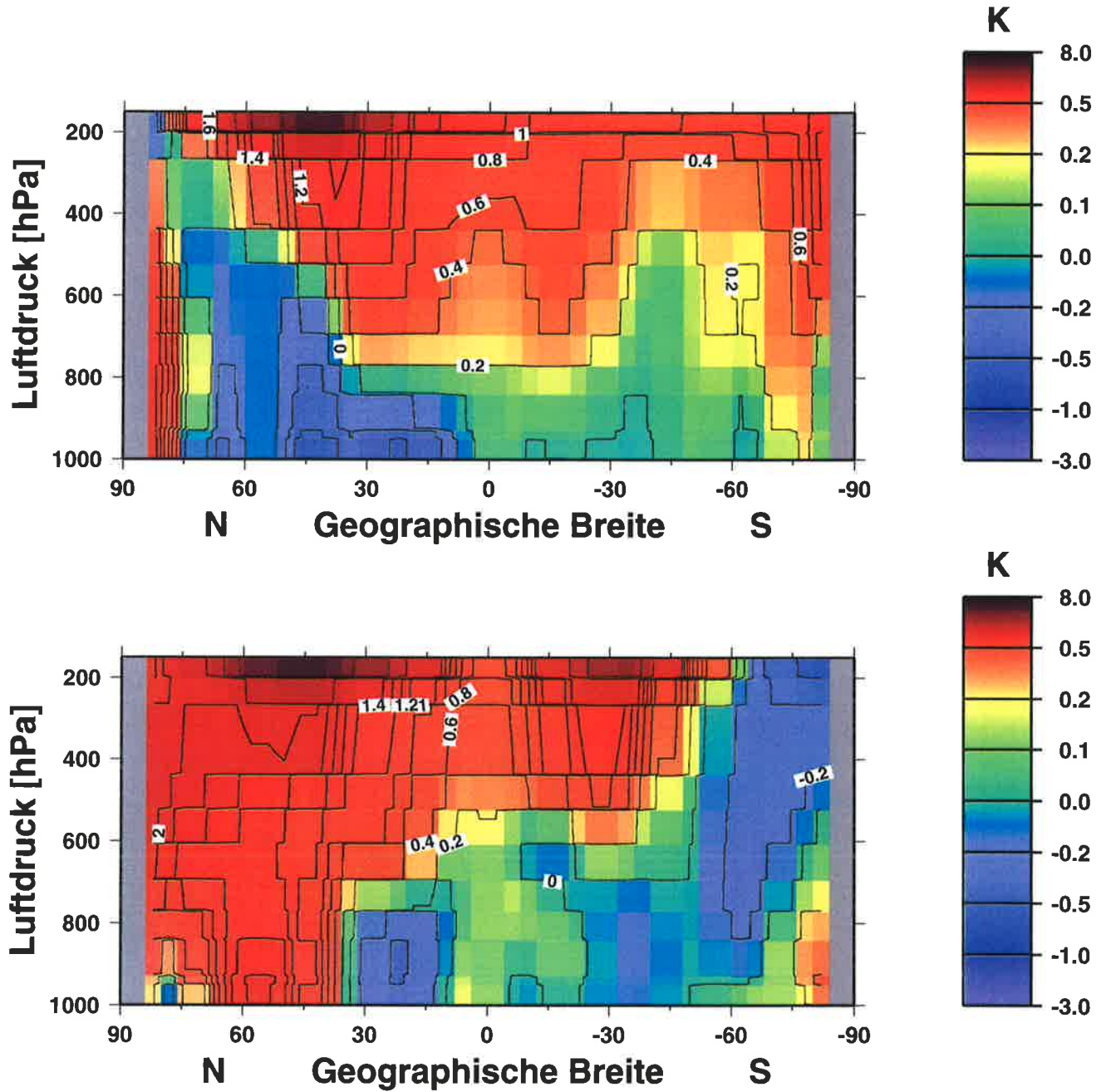


Abbildung 17: Zonalschnitt der mittleren Temperaturanomalie [K] durch GADS für Januar (oben) und Juli (unten).

6.3.4 Die Änderung der Wolkenbedeckung und des Niederschlags

Abbildung 18 zeigt die Globalverteilung der Änderung der Wolkenbedeckung durch GADS für Januar und für Juli, Abbildung 19 das zonale Mittel der Änderungen des Niederschlags.

- Winter

In nördlichen und südlichen polaren Breiten wird die Wolkenbedeckung infolge des positiven direkten Aerosolstrahlungsantriebs verstärkt. Hier wird der Schneefall im zonalen Mittel um etwa 5% erhöht (siehe Abb. 19, links unten). Über dem Pazifik (hohe optische Dicken durch Seesalzaerosol) wird die Wolkenbedeckung und der großflächige Niederschlag reduziert. Das Geopotential wird erhöht (Abb. 20), das ostpazifische Hochdruckgebiet verstärkt. Ein direkter Zusammenhang besteht zwischen der Reduktion der Konvektion über Nordamerika zwischen 30° Süd und 60° Nord und der Reduktion der troposphärischen Temperaturen. Niederschlag und Wolken werden reduziert, mehr Strahlung wird zurückgestreut, die Kühlung wird weiterhin verstärkt. Das Geopotential wird in diesem Bereich im 500 hPa Niveau um bis zu 15 gpm reduziert (Abb. 20). Im Westen der Vereinigten Staaten, den Wüsten- und Steppenklimate findet eine Abkühlung und Verstärkung der Bewölkung statt, verursacht durch die pazifischen Seesalzteilchen. Im Osten der Vereinigten Staaten setzt sich eine Erwärmung, bedingt durch hohe optische Dicken mit einem großen Rußanteil, durch. Der Wasserkreislauf in Süd Afrika bis zum Hochland von Äthiopien wird durch den Strahlungsantrieb der mineralischen Teilchen stark beeinflusst. Hier befindet sich eine Zone verstärkter meridionaler Temperaturgradienten (Abb. 16) und Druckgegensätze (Abb. 20). Die Erniedrigung der Bodentemperatur (Abb. 16) sowie des vertikalen Temperaturgradienten (Abb. 17) führt zu einer Reduktion der Konvektion, des konvektiven und frontalen großflächigen Niederschlags (Abb. 19 links, mitte und oben), jedoch zu einer verstärkten Bewölkung. In den Gebieten der Sahara und Sahelzone zwischen 10° und 35° Nord wird die Wolkenbedeckung um 0.1 reduziert. Zwischen dem Äquator und 30° Süd wird die Bewölkung reduziert, der großflächige frontale Niederschlag über den Kontinenten erhöht, der konvektive Niederschlag weiterhin reduziert. Südlich von 30° Süd wird die Wolkenbedeckung verstärkt, ohne gravierende Auswirkung auf den Niederschlag.

- Sommer

Die Rückwirkungen des Aerosolstrahlungsantriebs auf die Bewölkung sind im Juli geringer als im Januar (Abb. 18, unten). In polaren und mittleren Breiten findet man auf beiden Hemisphären einen höheren Bewölkungsgrad. Die optische Dicke der Seesalzteilchen über dem Nordpazifik und Nordatlantik ist niedriger, da die Windgeschwindigkeiten in diesen Gebieten im Sommer geringer sind, und somit der Strahlungsantrieb durch Seesalz gering. Mit der zunehmenden Sonnenstandhöhe resultiert eine Temperaturzunahme in dieser Region, die sich bis in die Tropopause und Stratosphäre durchsetzt (Abb. 16 unten, Abb. 17 unten). Dieses wirkt sich direkt auf das Geopotential aus, das in diesen Breiten zunimmt. Großflächig finden wir reduzierte Bewölkung in der Südostpassatzzone vom Nordatlantik bis zum Pazifik, über weiten Teilen Südamerikas bis zum Südwesten Afrikas. Der Niederschlag

über den Ozeanen dieser marinen Trockenklimate ist kaum beeinflusst. Im Sommer wird die Bewölkung über dem Hochland von Äthiopien, der arabischen Halbinsel bis zum Hochland von Iran verstärkt, ebenso über dem südchinesischen Bergland. Diese Gebiete bilden sich über den Grenzgebieten zwischen Regionen mit hohen und niedrigen Konzentrationen mineralischer Teilchen aus.

Zusammengefaßt: Aerosol führt in polaren Breiten zu verstärktem Schneefall. Der konvektive Niederschlag wird im zonalen Mittel sowohl für Sommer und Winter reduziert und zeigt, daß Aerosol in der Troposphäre stabilisierend wirkt. Der großräumige frontale Niederschlag im Bereich der innertropischen Konvergenzzone nimmt zu, angeregt vom direkten Strahlungsantrieb der mineralischen Teilchen. Der Bewölkungsgrad nimmt dort, wo sich mineralische Teilchen befinden, im Winter zu, im Sommer ab. Die Rückwirkungen des Strahlungsantriebs durch Aerosolteilchen auf die Bewölkung und Niederschlag sind zum Teil sehr groß. Das liegt am fehlenden Jahresgang der Experimente und daran, daß kein indirekter Aerosoleffekt berücksichtigt werden kann.

6.3.5 Das Geopotential

Die Geopotentialänderungen [gpm] durch GADS im 500 hPa Niveau für Winter und Sommer sind in Abbildung 20 auf Seite 65 dargestellt.

- Winter

Im Winter wird das zirkumpolare Tief verstärkt. Die Tröge über Ostasien und Nordamerika werden um 15 gpm intensiviert. Die Rücken über Nordeuropa werden ebenfalls verstärkt. Daraus folgt, daß kalte Luft weiter bis nach Nordamerika vordringt. Nördlich von 70° Nord wird es bewölkt, es fällt mehr Schnee. Wärmere Luftmassen befinden sich über Nordeuropa und Asien. Das Geopotential wird über weiten Teilen Afrikas und Asiens reduziert und damit das asiatische Hochdruckgebiet. Kältere Luftmassen können nach Süden vordringen. Über dem subtropischen Atlantik findet man starke meridionale Gradienten der Geopotentialänderungen im Bereich der innertropischen Konvergenzzone. Verstärkte Bewölkung und Niederschläge sind die Folge.

- Sommer

Die Zirkulation im Sommer ist wesentlich stärker zonal symmetrisch als im Winter. Auf der Nordhemisphäre nördlich 30° Nord führt Aerosol zu einer Erhöhung des Geopotentials um bis zu 50 gpm. Es bilden sich 3 Maxima: Nordamerika, Europäisches Nordmeer sowie im Osten der Rußlands. Starke Geopotentialänderungen entstehen rings um die Sahara. Im Bereich der innertropischen Konvergenzzone werden Gradienten verstärkt, die Baroklinität erhöht und die Konvektion angeregt. Auffallend ist auch die Verstärkung des Hochdruckgebiets zwischen Südamerika und Südafrika; der Südostpassat kann verstärkt werden.

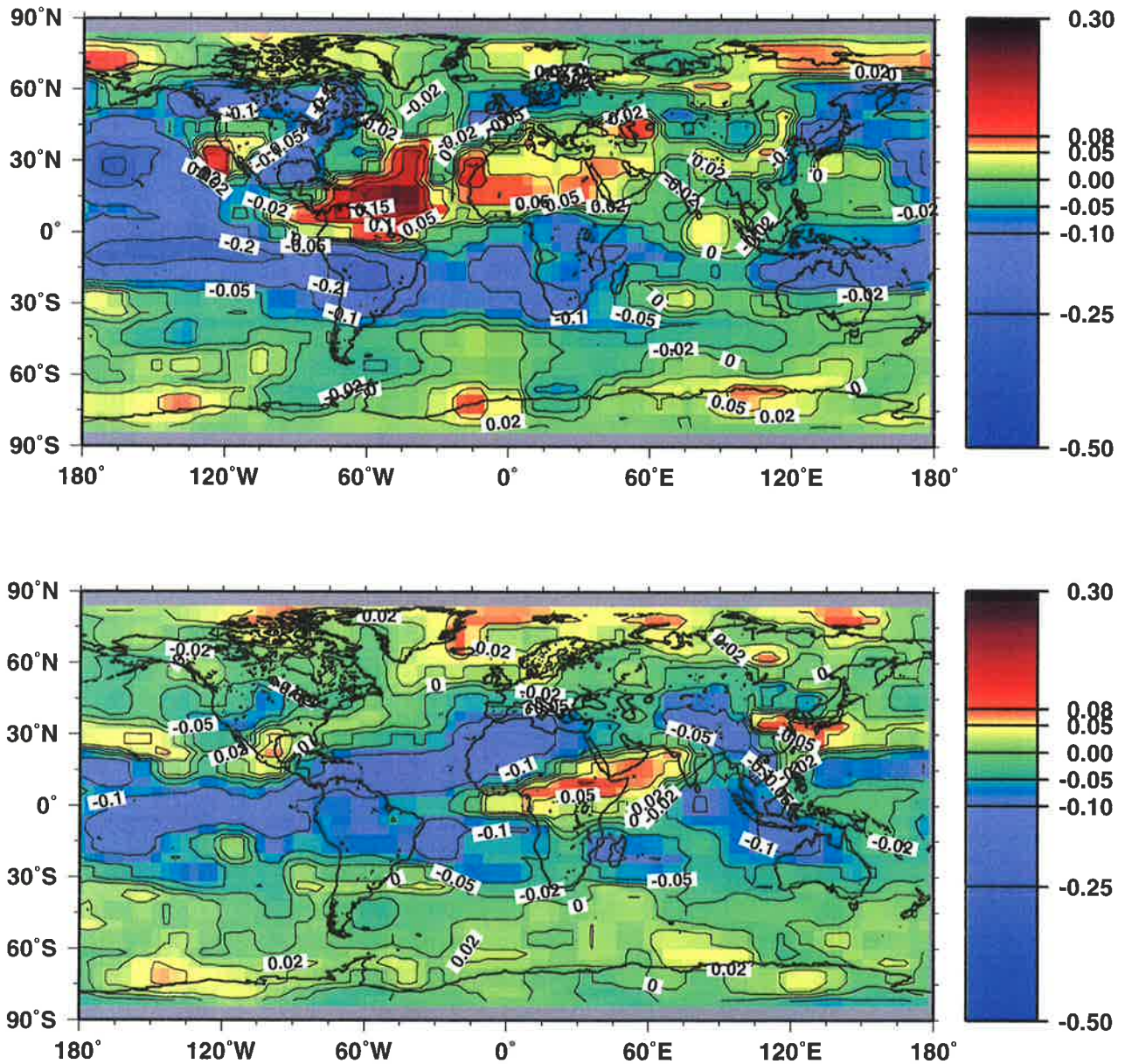


Abbildung 18: Mittlere globale Verteilung der Differenzen der Wolkenbedeckung [%], verursacht durch den direkten Strahlungsantrieb der GADS Aerosole im Januar (oben) und Juli (unten).

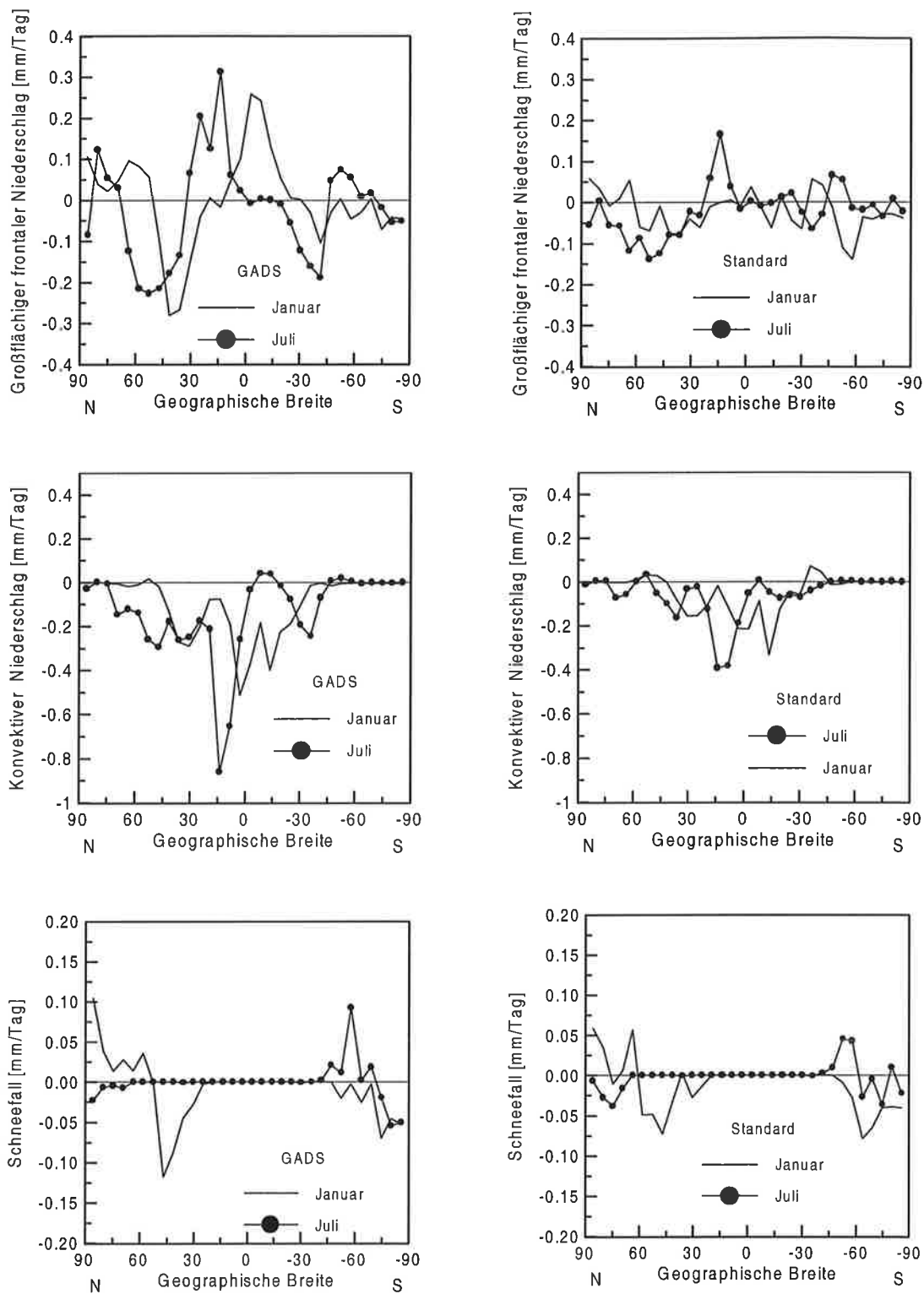


Abbildung 19: Zonale mittlere Differenzen des großflächigen frontalen Niederschlags (oben) und konvektiven Niederschlags (mitte) und des Schneefalls (unten), verursacht durch den Aerosolstrahlungsantrieb des GADS (links) und des Standardaerosols (rechts). Der Monat Januar wird durch die durchgezogene Linie gekennzeichnet, Juli durch die gepunktete Linie.

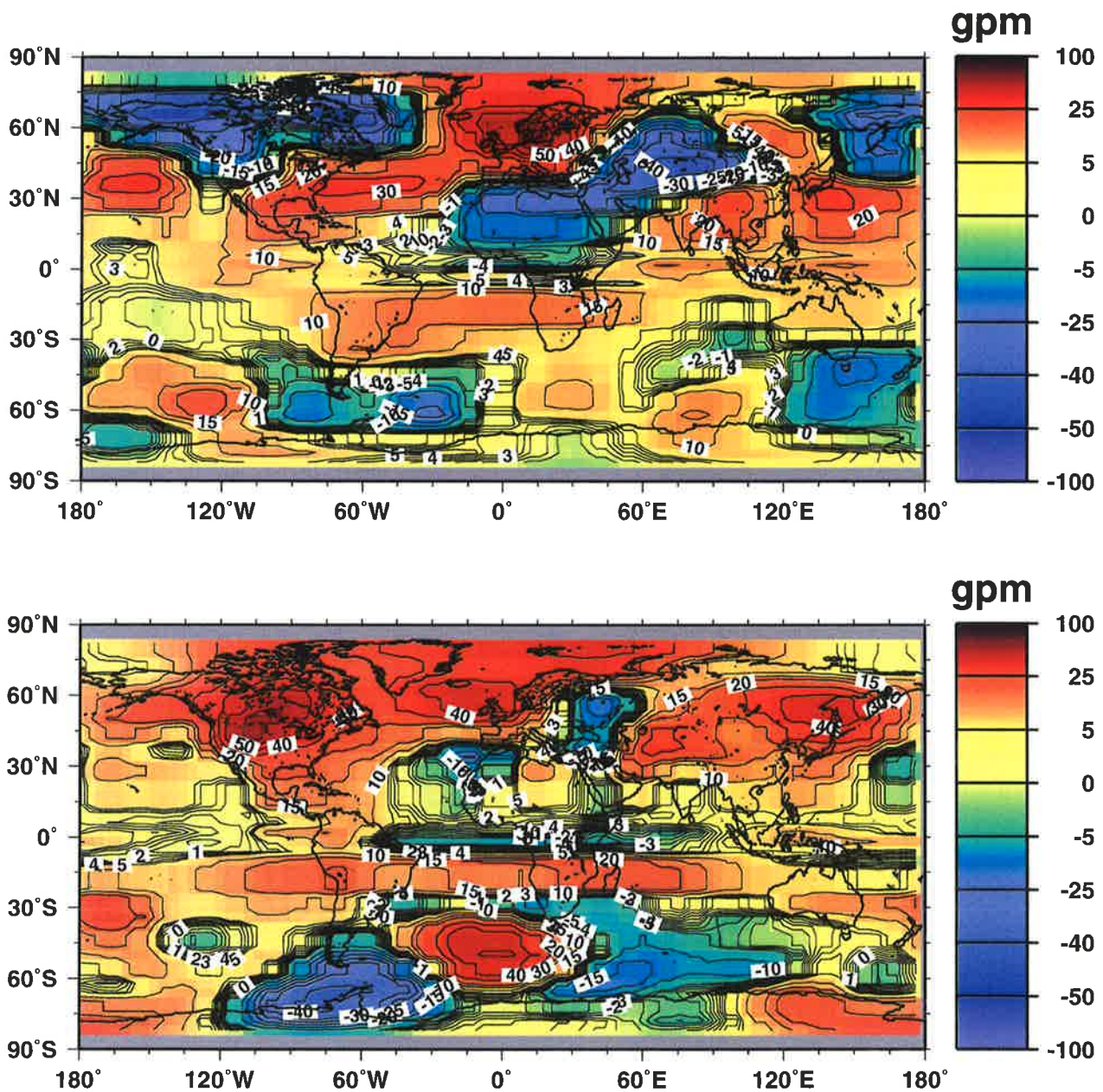


Abbildung 20: Globale Verteilung der mittleren Geopotentialanomalie [gpm] im Januar (oben) und Juli (unten), bedingt durch GADS in 500 hPa.

6.3.6 Vergleich mit den Standardaerosolen

Die Strahlung

Kurzweilig

Oberrand der Atmosphäre

Der kurzweilige Strahlungsantrieb durch das Standardaerosol ist im Winter zwischen 45° Nord und 50° Süd negativ, dabei negativer als der durch GADS. Er resultiert aus den hohen optischen Dicken des Standardaerosols, die bis über weite Teile des Atlantiks und Indischen Ozeans reichen (Abb. 7). Die Ausnahme stellt die Region zwischen 10° Nord und 15° Süd dar. Hier überwiegt der negative Antrieb durch GADS, hervorgerufen durch die mineralischen Aerosole. In polaren Breiten erzeugen beide Aerosolverteilungen vergleichbaren positiven Antrieb über den Schneeflächen. Im globalen Mittel beträgt der Strahlungsantrieb -1.63 W/m^2 für das Standardaerosol und -1.40 W/m^2 für GADS (siehe Tabelle 8 auf Seite 67).

Das Standardaerosol hat im Sommer und im Winter identische optische Dicken. Im Sommer ist der Antrieb bis 20° Nord positiv, dabei ist er über den Schneeflächen überschätzt und den industrialisierten nördlichen Breiten unterschätzt. In den mittleren nördlichen Breiten erreicht der positive Antrieb durch GADS 9 W/m^2 , der durch das Standardaerosol 2 W/m^2 . Südlich von 20° Nord und der gesamten Südhemisphäre ist der Antrieb durch das Standardaerosol negativ. Der Antrieb durch GADS ist regional differenziert und repräsentiert die Aerosolverteilung besser. Im globalen Mittel sind es -0.63 W/m^2 für das Standardaerosol und -0.1 W/m^2 für GADS.

Boden

Der kurzweilige Strahlungsantrieb durch das Standardaerosol ist im Winter negativ. Mit Ausnahme der Regionen zwischen 5° Nord und 25° Süd und 50° Süd und 70° Süd ist er negativer als für GADS. So ergeben sich im globalen Mittel -7.5 W/m^2 für das Standardaerosol und -5.9 W/m^2 für GADS.

Der kurzwellige negative Strahlungsantrieb durch das Standardaerosol zeigt im Sommer einen ähnlichen Verlauf wie im Winter und keine Übereinstimmung mit dem durch GADS. Im globalen Mittel sind es -7.67 W/m^2 für das Standardaerosol und -5.48 W/m^2 für GADS.

Atmosphäre

Im zonalen Mittel wird mehr kurzweilige Strahlung durch die Standardaerosole (6.0 W/m^2) in der Atmosphäre als durch die GADS Aerosole (4.5 W/m^2) absorbiert.

Langwellig

Oberrand der Atmosphäre

Der langwellige Strahlungsantrieb des Standardaerosols (Abb.15) am Oberrand der Atmosphäre schwankt im Winter und Sommer von -2 W/m^2 bis 2 W/m^2 und beträgt damit nur ca. 1/5 des Antriebs durch GADS. Dies resultiert aus den geringen Absorbermenngen (Kapitel 5.6) im Vergleich zu GADS. Stark ausgeprägt ist bei GADS der Einfluß mineralischer Teilchen, der bereits in Abschnitt 6.3.1 diskutiert wurde.

Boden

Am Boden sind die Antriebe durch GADS und das Standardaerosol im Januar sehr ähnlich. Zeigten sich am Boden bei der Berechnung der Startwertes des Antriebs Unterschiede zwischen GADS und den Standardaerosolen im wolkenfreien Fall, so sind diese durch die Wechselwirkung mit dem Klimasystem reduziert. Im Sommer zeigt das Standardaerosol ein ähnliches Verhalten wie im Winter, die Gegensätze zu GADS werden verstärkt.

Atmosphäre

Die Standardaerosole verursachen einen langwelligen Energieverlust. GADS übt dagegen sowohl positiven als auch negativen Antrieb aus.

	Januar			Juli		
	STANDARD	GADS	STDGADS	STANDARD	GADS	STDGADS
Kurzwellige Nettostrahlung am Boden [W/m^2]	-7.65	-5.90	1.75	-7.67	-5.48	-2.19
Langwellige Nettostrahlung am Boden [W/m^2]	1.79	1.97	0.18	1.48	1.28	-0.20
Kurzwellige Nettostrahlung TOA [W/m^2]	-1.63	-1.40	-0.23	-0.63	-0.10	0.53
Langwellige Nettostrahlung TOA [W/m^2]	0.19	2.02	1.83	-0.24	0.86	1.10
Kurzwellige Nettostrahlung Atmosphäre [W/m^2]	6.02	4.50	-1.52	7.04	5.38	-1.66
Langwellige Nettostrahlung Atmosphäre [W/m^2]	-1.60	0.05	1.65	1.26	-0.42	1,68

Tabelle 8: Strahlungsantriebe, global gemittelt. Dabei bedeutet: GADS: Experiment mit GADS, STANDARD: Experiment mit den Standardaerosolen, STDGADS: GADS-STANDARD, TOA Oberrand der Atmosphäre.

Die Temperaturänderung

Die Temperaturänderungen in der bodennahen Schicht, die durch das Standardaerosol hervorgerufen werden, sind in Abbildung 21 auf Seite 69 für die Monate Januar und Juli dargestellt. Ergänzend zeigt Abbildung 22 die Zonalschnitte der mittleren Temperaturänderungen durch das Standardaerosol.

Winter

Die Antriebe durch das Standardaerosol und durch GADS bewirken über Zentralafrika, Arabien und weiten Teilen Asiens einen Temperaturrückgang. Je höher dabei der Strahlungsantrieb ist, desto größer ist die Temperaturabnahme. Die größten Unterschiede in der Auswirkung der Strahlungsantriebe durch GADS und das Standardaerosol finden wir über Nordamerika, Alaska und Kanada. Über Alaska und Kanada findet eine Erwärmung durch das Standardaerosol statt, eine Abkühlung durch GADS. Dies resultiert aus Folgendem: Das Standardaerosol hat im arktischen Bereich höhere optische Dicken als GADS (Abb. 6 und Abb. 7) und weist in diesen Regionen keine differenzierten regionalen Strukturen auf, GADS hingegen unterscheidet die Seesalzteilchen über den Ozeanen und kontinentale sowie industriell beeinflusste Mischungen über dem Kontinenten der Nordhemisphäre.

Die zonalen Vertikalschnitte zeigen, daß die Standardaerosole einen geringeren Einfluß auf die Temperatur als GADS ausüben. Die Abkühlung über Afrika findet nur in den bodennahen Schichten statt. Darüber entsteht großräumig eine leichte Erwärmung der Nordhemisphäre (bis 0.6 K) und eine geringe Abkühlung der Südhemisphäre (-0.2 K). In mittleren nördlichen Breiten wird die Atmosphäre bis 500 hPa durch das Standardaerosol erwärmt, durch GADS abgekühlt. Im südpolaren Bereich findet man eine intensive Erwärmung der gesamten Atmosphäre, die bei GADS nicht vorhanden ist.

Sommer

GADS verursacht größere Temperaturanstiege über Asien und Nordeuropa (Standard: 1K, GADS: bis zu 4 K), das Standardaerosol größere Temperaturabnahmen über Afrika und Indien (Standard: -3 K, GADS: 1 K). GADS erzeugt eine Erwärmung über weiten Teilen Nordamerikas, die Standardaerosole zeigen kaum Wirkung. GADS verursacht eine leichte Erwärmung über Europa, das Standardaerosol Abkühlung, eine Folge des unterschiedlichen Absorptionsverhaltens beider Verteilungen.

Im Sommer findet man eine Erwärmung der Atmosphäre zwischen dem Nordpol und 30° Süd, die jedoch nur etwa ein Drittel im Vergleich zu der Erwärmung durch GADS ausmacht. Die Abkühlung im Bereich der mineralischen Aerosole ist ebenfalls weniger ausgeprägt als bei GADS. In südpolaren Breiten erzeugen beide Verteilungen eine vergleichbare Abkühlung der gesamten Troposphäre.

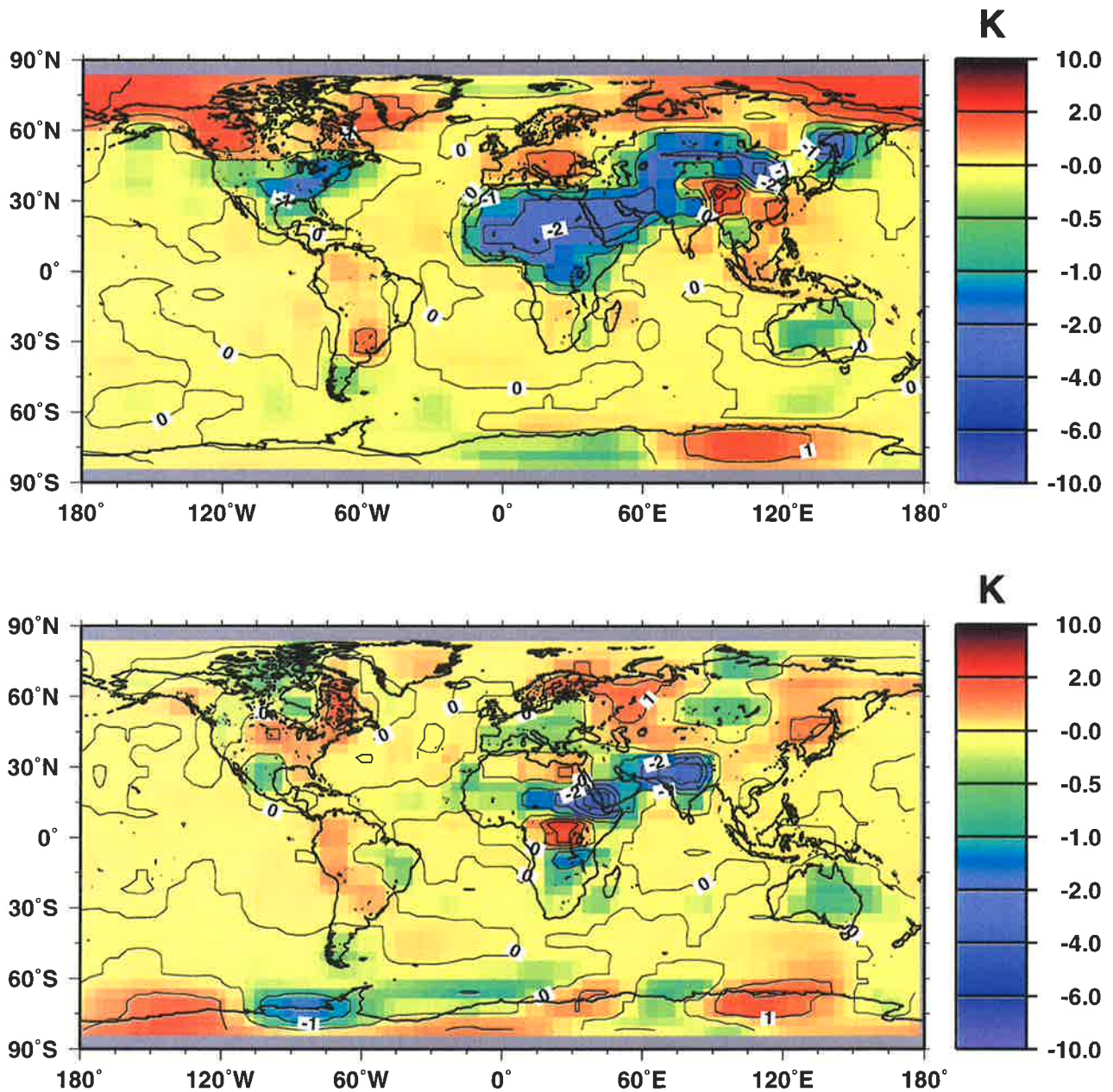


Abbildung 21: Globale Verteilung der mittleren Temperaturänderung [K] in 2 Meter Höhe, bedingt durch das Standardaerosol im Januar (oben) und Juli (unten).

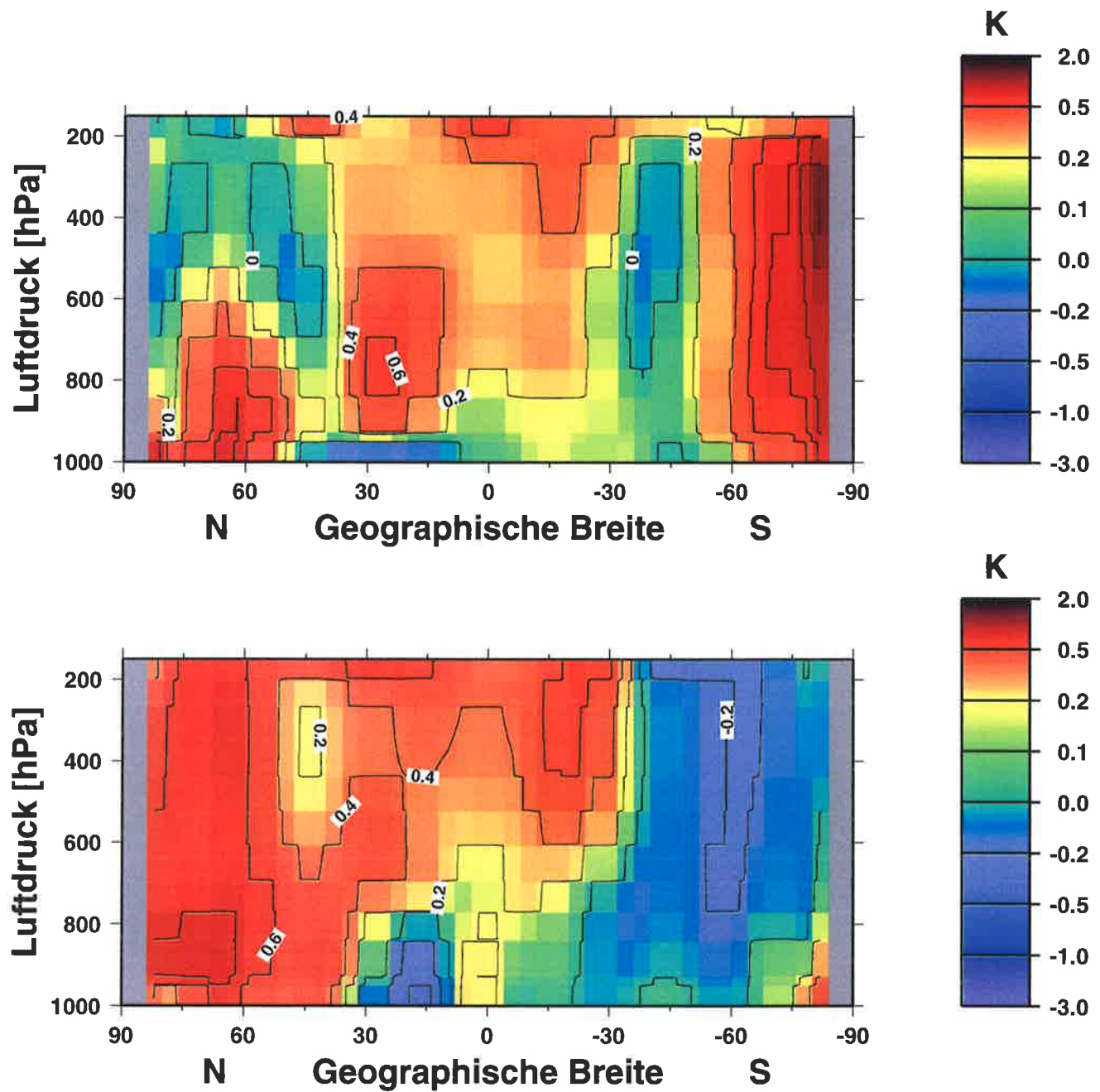


Abbildung 22: Zonalschnitte der mittleren Temperaturänderung [K] durch das Standard-aerosol im Januar (oben) und Juli (unten).

Latenter und fühlbarer Wärmefluß

Latenter Wärmefluß

Die räumliche Struktur der Wärmeflußänderungen im Januar ist für beide Aerosolverteilungen ähnlich. Global überwiegt die Reduktion des Wärmeflusses. Ausnahme bildet die Region über dem Atlantik, wo sich mineralische Teilchen befinden. Hier besteht ein starker meridionaler Wärmeflussgradient: Starke Reduktion des Wärmeflusses nördlich von 15° Nord (GADS: 20 W/m^2 , STANDARD: 5 W/m^2), starker Anstieg südlich davon (GADS: 20 W/m^2 , Standard 5 W/m^2). Im Ostpazifik erfolgt ebenso ein verstärkter latenter Wärmefluß.

Im Sommer wird der Wärmefluß ebenfalls über dem Atlantik westlich von Afrika reduziert. Die oben beschriebenen Gegensätze, die hier im Januar vorherrschen, gibt es im Sommer nicht. Einen verstärkten Wärmefluß findet man über den Ozeanen zwischen 30° und 60° Süd.

Durch GADS und das Standardaerosol wird der latente Wärmefluß reduziert. Für das Standardaerosol ergeben sich im globalen Mittel Reduktionen von 3% im Januar und Juli. Das zeigt, daß der Einfluß des GADS auf die Kondensation fast doppelt so groß ist, wie der der Standardaerosole.

Fühlbarer Wärmefluß

Im Winter findet man eine markante Reduktion des fühlbaren Wärmeflusses durch das Standardaerosol über Afrika, Asien und Australien. Für GADS existiert ein differenziertes räumliches Muster auf der Nordhemisphäre: Reduktion der Wärmeflüsse über den Kontinenten, Verstärkung über den Ozeanen in der Größenordnung von $\pm 5 \text{ W/m}^2$. Die Änderungen auf der Südhemisphäre sind für beide Aerosolverteilungen nicht signifikant.

Im Sommer ist die Reduktion der fühlbaren Wärmeflüsse über den Kontinenten durch das Standardaerosol stärker ausgeprägt und erreicht Werte bis zu 15 W/m^2 über Afrika, Asien, Nordamerika und Australien. GADS erzeugt im Sommer reduzierte Flüsse über Nordafrika und Osteuropa. Im Gegensatz dazu werden durch das Standardaerosol die Wärmeflüsse über Amerika und Nordeuropa angeregt. Auf der Südhemisphäre findet man für GADS ein Gebiet ausgeprägter zonaler Gegensätze, das man ebenso bei den Geopotentialänderungen (siehe Abb. 20) findet: Reduktion zwischen Südamerika und Südafrika, Anstieg westlich und östlich dieser Region. Das Standardaerosol regt hier den Wärmefluß in geringem Umfang an.

Der fühlbare Wärmefluß am Boden wird im globalen Mittel sowohl im Sommer als auch im Winter um 6% durch GADS und um 3% durch das Standardaerosol reduziert.

Bei der Betrachtung der bodennahen Flüsse zeigt es sich, daß GADS auch wenn seine Auswirkungen auf die Bodentemperaturen vergleichbar mit denen der Standardaerosole sind, die Prozesse in der Atmosphäre, wie auch Kondensation und Konvektion mehr beeinflusst.

Wolkenbedeckung und Niederschlag

Das Standardaerosol wirkt sich nur in geringem Umfang auf die Bewölkung aus, wie man in Abbildung 23 auf Seite 74 direkt erkennt.

Kleinräumige Anstiege der Wolkenbedeckung findet man über dem Hochland von Mexiko, im Süden Südamerikas und westlich davon bis zu 0.05%. Geringfügige Reduktionen gleicher Größenordnung finden über Zentralafrika und Ostasien statt. Eine Zuordnung zu dem Aerosolstrahlungsantrieb ist nicht möglich. GADS verursacht dagegen Änderungen des Bedeckungsgrades zwischen -0.3% und 0.3%, die mit dem Aerosolstrahlungsantrieb korrelieren.

Im Sommer wird die Bewölkung über dem Hochland von Äthiopien, der arabischen Halbinsel bis zum Hochland von Iran um bis zu 0.1% verstärkt und kann den hohen optischen Dicken des Standardaerosols dieser Region zugeordnet werden. Rings um dieses Gebiet wird die Wolkenbedeckung reduziert. Dies findet man westlich von Südafrika, über Zentral Südamerika, dem westlichen Atlantik und Nordeuropa.

Großräumiger frontaler Niederschlag

Der großräumige frontale Niederschlag wird durch das Standardaerosol in geringerem Umfang als durch GADS beeinflusst.

Markant für GADS ist im Winter eine Reduktion um 0.28 mm/Tag zwischen 45° und 30° Nord sowie eine Verstärkung des Niederschlag zwischen 20° Nord und 20° Süd von 2 mm/Tag. Für das Standardaerosol fehlt diese Struktur.

Ähnliches gilt für den Sommer. GADS verursacht 2 Regionen reduzierten Niederschlags (70° bis 35° Nord sowie 15° bis 45° Süd), eine Region intensivierten Niederschlags zwischen 35° Nord und dem Äquator. Für das Standardaerosol findet man zwar ähnliche Strukturen, jedoch in ihrem Umfang nur halb so stark ausgeprägt.

Konvektiver Niederschlag

Beide Aerosolverteilungen reduzieren den konvektiven Niederschlag, GADS etwa doppelt so stark wie das Standardaerosol. Die intensivste Reduktion findet sich im Bereich der innertropischen Konvergenzzone.

Schneefall

Der Schneefall wird im Winter der nördlichen polaren Breiten verstärkt, in mittleren nördlichen sowie in südpolaren Breiten reduziert. Im Sommer wird der Schneefall nördlicher polarer Breiten reduziert und in mittleren südlichen Breiten verstärkt. In diesem Verhalten stimmen beide Verteilungen überein.

Das Geopotential

Im Januar schwächt das Standardaerosol das zirkumpolare Tief ab. Für die gesamte Nordhalbkugel verändert sich das Geopotential durch GADS und das Standardaerosol in entgegengesetzte Richtungen: GADS erhöht das 500 hPa Geopotential über Nordamerika und Asien, erniedrigt es über dem Pazifik und Atlantik. Das Standardaerosol erhöht das Geopotential über den Kontinenten und reduziert es über den Ozeanen. Die Auswirkungen beider Aerosolverteilungen sind auf der Südhemisphäre ähnlich und von geringerem Umfang.

Im Sommer erkennt man, daß GADS wesentlich intensivere und strukturiertere Geopotentialänderungen hervorruft. Das gilt insbesondere für die Nordhemisphäre. Das Standardaerosol erzeugt Änderungen von bis zu 5 gpm, GADS bis zu 50 gpm. Dabei besteht für GADS der Trend das Geopotential auf der Nordhemisphäre zu erhöhen mit Ausnahme der Region des tropischen Atlantiks. Auf der Südhemisphäre südlich von 30° Süd reduzieren die Standardaerosole das Geopotential zwischen 120° West und 120° Ost. Im Gegensatz dazu verstärkt GADS die vorhandene Druckverteilung.

Fazit ist, daß der direkte Strahlungsantrieb des GADS und seine Rückkopplung mit dem Klimasystem das Geopotential stärker beeinflusst als der des Standardaerosols und zum Teil entgegengesetzte Wirkung hat.

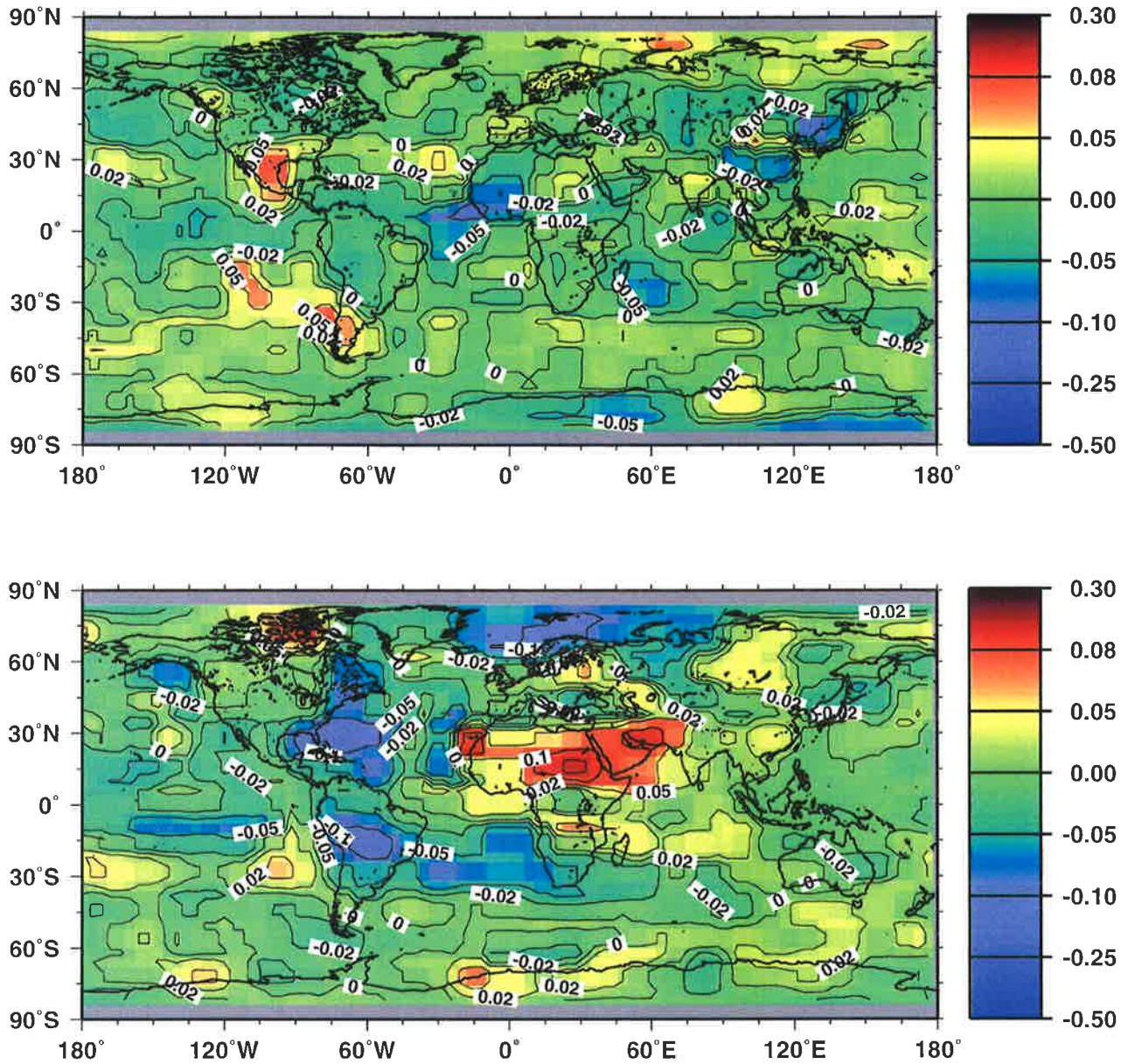


Abbildung 23: Mittlere globale Verteilung der Differenzen der Wolkenbedeckung [%], verursacht durch den direkten Strahlungsantrieb des Standardaerosols im Januar (oben) und Juli (unten).

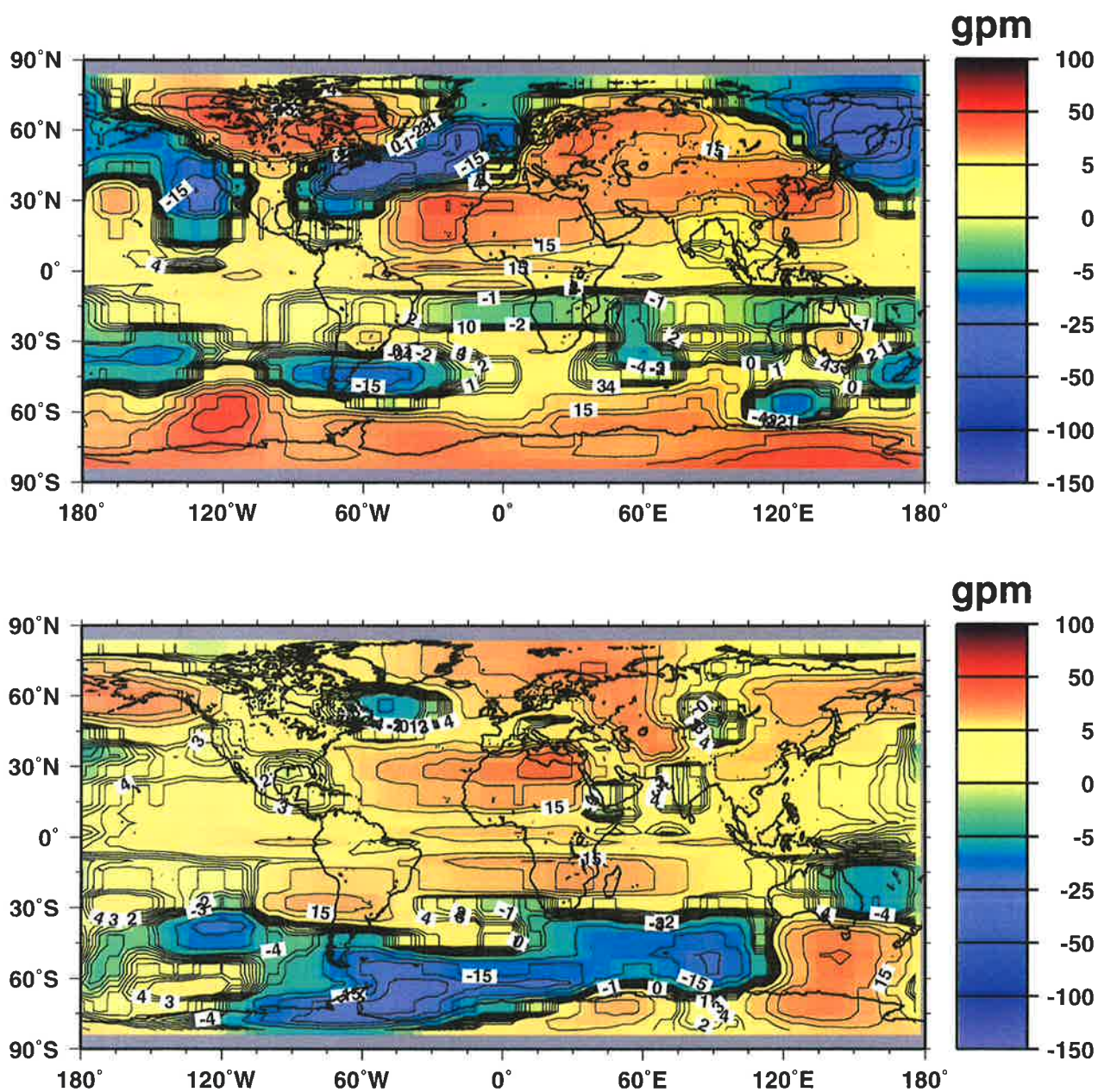


Abbildung 24: Globale Verteilung der mittleren Geopotentialanomalie [gpm] im Januar (oben) und Juli (unten), bedingt durch das Standardaerosol in 500 hPa.

7 Versuch einer Validierung

Neben den bodengebundenen Langzeitmessungen sind Satellitendaten bedeutend für die Validierung der in globalen Klimamodellen berechneten Strahlungsflüsse. Die derzeit umfassendste und genaueste Datenbasis liefert das Earth Radiation Budget Experiment ((ERBE Science team, 1986), (Barkstrom, 1984). Die ERBE Daten geben monatliche Mittelwerte der Strahlungsgrößen auf einem $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ Gitter. Die Strahlungsgrößen, die hier zum Vergleich genutzt werden, sind die in den Weltraum zurückgestrahlte langwellige (OLR) und kurzwellige Strahlung, sowohl für den wolkenlosen Teil der Atmosphäre, als auch den bedeckten. Die geschätzte Ungenauigkeit der ERBE Daten liegt bei 10 W/m^2 . Hier werden die Monatsmittel für Januar und Juli betrachtet.

Eine intensive Untersuchung zur Validierung des mit dem ECHAM berechneten Strahlungshaushalts der Erde im Vergleich zu den ERBE Daten wurde von Chen und Roeckner (1995) durchgeführt. Die Studien wurden mit verschiedenen Modellauflösungen durchgeführt (bis T106, das entspricht einem 1.1° Gitter). Für den Vergleich wurde das Klimamodell mit Jahresgang über 5 und 10 Jahre integriert. Wesentliche Ergebnisse: Die zonalen Mittel der OLR der ERBE Daten und des ECHAM4 mit dem Standardaerosol zeigen im Januar gute Übereinstimmung in den mittleren Breiten. In den Tropen überschätzt das ECHAM4 die OLR in Äquatornähe und unterschätzt die OLR im subtropischen Bereich. Die Abweichungen liegen in der Größenordnung von 10 W/m^2 . Im Juli stimmen die Satellitendaten und Modellberechnungen sehr gut überein. Einige Gebiete zeigen bei den ERBE Daten niedrige OLR ($< 220 \text{ W/m}^2$): die Innertropische Konvergenzzone (ITCZ), im Bereich der Südpazifischen Konvergenzzone (SPCZ), des Kongo und Amazonas und Gebieten intensiver Konvektion. In den Subtropen ist die OLR in den trockenen und warmen Gebieten der absinkenden Luftmassen maximal. Die mit dem Klimamodell einschließlich Standardaerosol berechnete OLR ist über dem Amazonas und Kongo um mehr als 20 W/m^2 höher als für die im ERBE Datensatz gemessene OLR.

Ein direkter Vergleich mit der Untersuchung von Chen und Roeckner (1995) ist nicht möglich, da wir Experimente im perpetual Mode durchgeführt haben, die Modellauflösung T21 beträgt und mit einer festen Meeresoberflächentemperatur gerechnet haben. Außerdem wurde in der Einschwingphase die Nettostrahlungsbilanz des Klimamodells mit Hilfe der Niederschlagsphysik so abgestimmt, daß sie im Mittel ausgeglichen ist. Um dennoch eine Validierung unserer Experimente mit den ERBE Daten zu versuchen, werden die Monatsmittelwerte der Strahlungsflüsse für Januar und Juli (Mittelwerte der Jahre 85 bis 88) von dem $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ Grad Gitter auf die Auflösung des ECHAM T21 interpoliert.

Abbildung 25 zeigt beispielhaft Streudiagramme, in denen die kurz- und langwellige Nettostrahlung am Oberrand der Atmosphäre des ERBE mit denen des GADS und denen der Standardaerosole verglichen werden. Die Streudiagramme für GADS und ERBE sowie Standardaerosol und ERBE zeigen gleiche Muster. Die Strahlungsflußdifferenzen zwischen (Standard - ERBE) und (GADS - ERBE) zeigen ähnliche Struktur. Bei den langwelligen Strahlungsflußdifferenzen (Abb. 25, rechts unten) erkennt man, daß GADS zu einer Reduktion der OLR und somit zu einer Verbesserung des Strahlungshaushalts führt.

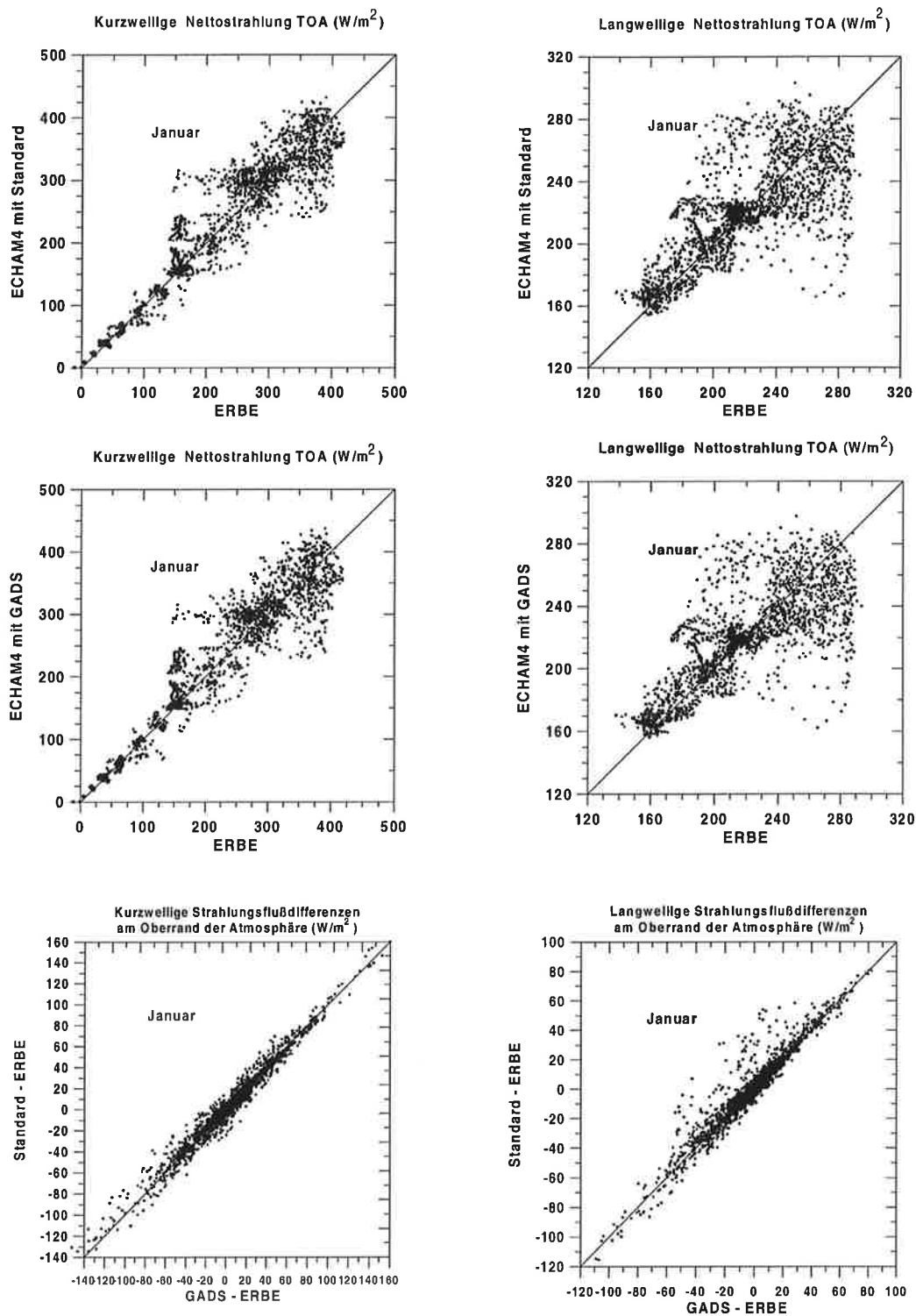


Abbildung 25: Die kurzwellige (links) und langwellige (rechts) Nettostrahlung des ECHAM4 mit den Standardaerosolen (oben) und dem GADS (mitte) im Vergleich zu den ERBE Daten. Die unteren Abbildungen stellen die Strahlungsflußdifferenzen zwischen Standardaerosol - ERBE und GADS - ERBE dar.

Die zonalen Mittel (Abb. 26) dieser Strahlungsflußdifferenzen zeigen, daß GADS zu einer Verbesserung der kurzwelligen Nettostrahlung zwischen 50° Nord und 10° Nord sowie zwischen 20° Süd und 45° Süd um 2 - 3 W/m^2 führt. In den Tropen selbst bewirkt GADS eine geringfügige Verschlechterung des Strahlungshaushalts, was eventuell daran liegt, daß Wüstensturmasbrüche in den Wintermonaten von GADS zu stark und zu weit über dem Atlantik angenommen werden. Im Langwelligen (Abb. 26, rechts) wird die OLR in den Tropen durch GADS nicht verbessert. Das liegt daran, daß für unsere Experimente der direkte Strahlungsantrieb sehr intensiv ist und die Rückwirkungen auf das Klimasystem als vorläufig zu betrachten sind. Geringfügige Verbesserungen durch GADS findet man zwischen 75° und 50° Nord, 40° und 30° Nord sowie zwischen dem Äquator und 15° Süd und zwischen 30° und 45° Süd.

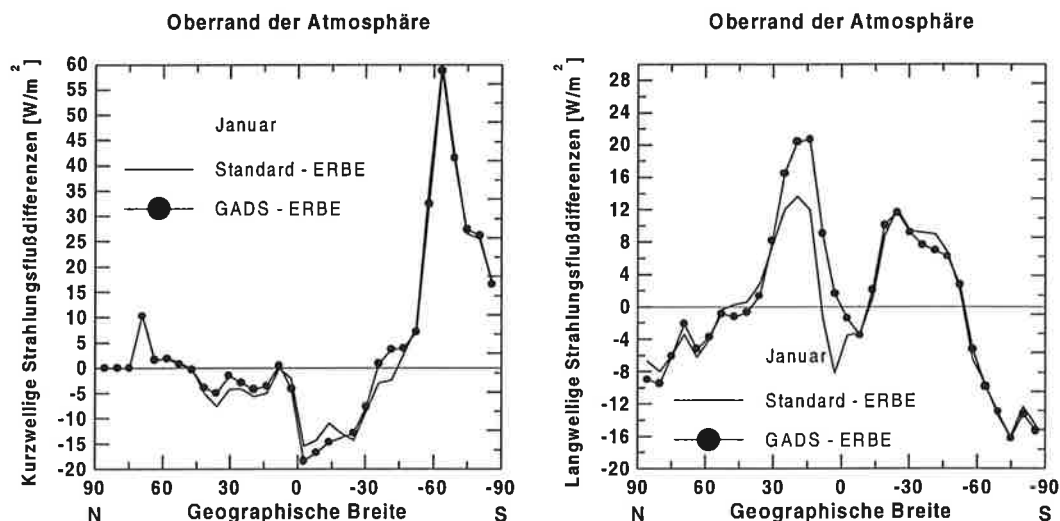


Abbildung 26: Zonale Mittel der kurzwelligen (links) und langwelligen (rechts) Nettostrahlungsflußdifferenzen (Standard - ERBE) und (GADS - ERBE) im Januar.

Eine weitere Arbeit wird für den qualitativen Vergleich der berechneten Strahlungsflüsse herangezogen. Wild und Roeckner (1995) vergleichen die vom ECHAM berechneten Bodenflüsse mit der Datenbasis GEBA (Global Energy Balance Archive) (Ohmura et al., 1989), (Gilgen et al., 1996) und Bodenmessungen aus dem BSRN (Baseline Surface Radiation Network) (WCRP, 1991). Auf der Grundlage dieser Daten und den Ergebnissen von ERBE beurteilen sie die zonalen und globalen Jahresmittel der Strahlungsbilanz. Zwar ist auch hier kein direkter Vergleich mit diesen Daten möglich, da Jahresmittelwerte betrachtet werden, aber GADS bewirkt eine qualitative Verbesserungen des Strahlungshaushalts, die erwähnt werden sollen. Sie gehen davon aus, daß die Nettosonnenstrahlung am Boden

in nördlichen Breiten durch das ECHAM4 leicht unterschätzt wird. GADS wirkt dem entgegen, insbesondere in den Sommermonaten (Abb. 14 unten). Da die optische Dicke der Standardaerosole in diesen Breiten zu hoch ist, erreicht dort weniger Solarstrahlung den Boden als mit GADS.

Die langwellige Strahlungsbilanz am Boden setzt sich zusammen aus der aufwärts gerichteten thermischen Emission am Boden und der zum Erdboden gerichteten langwelligen Strahlung. Wild et al. (1995) zeigen, daß in den meisten Klimamodellen der langwellige Strahlungstransport zum Boden in den wolkenfreien Zonen unterschätzt wird. Sie folgern, daß eine Verstärkung der einfallenden langwelligen Strahlung zum Großteil auf eine vermehrte Emission langwelliger Energie der wolkenfreien Atmosphäre zum Boden zurückzuführen ist. Im ECHAM4 wurde diese Bilanz bereits derart verbessert, daß die Messungen und Modellrechnungen gute Übereinstimmung zeigen. Jedoch zeigen zonale Mittel im Vergleich zu den BSRN Daten, daß die einfallende langwellige Strahlung eine Tendenz aufweist, in niedrigen Breiten unterschätzt und in hohen Breiten überschätzt zu werden. Abbildung 27 zeigt die Veränderung der am Boden einfallenden langwelligen Strahlung vom Standardaerosol zum GADS im zonalen Mittel für Januar und Juli. Hier erkennt man, daß der GADS zu einer Verbesserung der Modellergebnisse des ECHAM führt. In den mittleren und hohen nördlichen Breiten wird der zum Erdboden gerichtete langwellige Strahlungsfluß um bis zu 10 W/m^2 im Juli und 5 W/m^2 im Januar reduziert und wirkt der Überschätzung entgegen. Dies gilt auch für die Südhemisphäre südlich von 30° Süd, jedoch in geringerem Umfang. Zwischen dem Äquator und 20° Süd erhöht GADS den Strahlungsfluß und trägt hier ebenfalls zu einer Verbesserung bei.

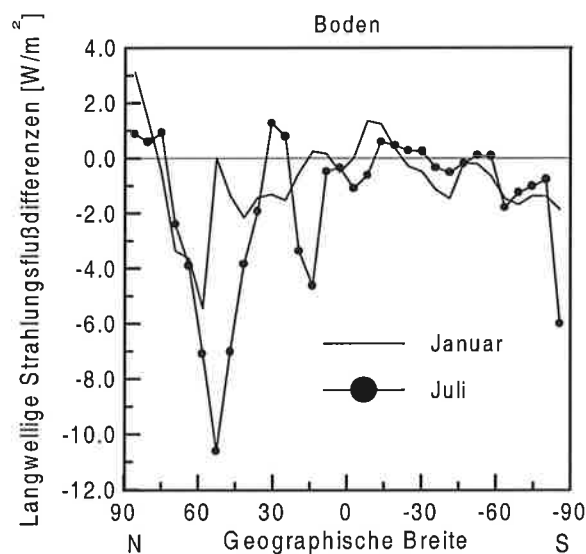


Abbildung 27: Zonale Mittel der zum Boden gerichteten langwelligen Strahlung, verursacht durch die Veränderung von den Standardaerosolen zum GADS für Januar und Juli.

8 Der Strahlungsantrieb von Aerosolkomponenten

8.1 Mineralische Teilchen

Die Masse mineralischer Teilchen wird in den ariden und semiariden Zonen der Erde freigesetzt. Angetrieben durch das Windfeld werden mineralische Aerosole aus dem Krustenmaterial von Landoberflächen aufgewirbelt. Diese Freisetzung ist abhängig von der Reibungsgeschwindigkeit, die wiederum von einer Vielzahl von Faktoren abhängt, wie Bodentyp, Art der Partikeln und Grösse, Bodenfeuchtigkeit und Vegetation. Die globale Verteilung mineralischer Aerosole hat deshalb eine ausgeprägte räumliche und zeitliche Variabilität.

Tegen and Fung (1994) weisen nach, daß die allgemeine Annahme mineralisches Aerosol als natürliches Hintergrundaerosol zu betrachten, falsch ist. 30 - 50 % mineralischer Teilchen werden durch anthropogenen Einfluß freigesetzt. Menschen verändern die Bodenoberflächen derart, daß durch Erosionsprozesse mineralische Teilchen freigesetzt werden können und die Desertifikation fortschreitet. Insofern ist es von großer Bedeutung, auch Staubteilchen bei der Abschätzung des anthropogenen Aerosoleinfluß auf das Klima zu berücksichtigen. Besonders durch die Tatsache, daß mineralische Teilchen in der 8 - 14 μm Region absorbieren und damit hier ähnlich wie Treibhausgase wirken. Man geht allerdings bisehr davon aus, daß mineralische Teilchen nicht signifikant als Kondensationskerne dienen und ihr Anteil am direkten Aerosolstrahlungsantrieb gering sind.

Carlson und Benjamin (1980) zeigen, daß Sahara Staub über dem Ozean die Atmosphäre erwärmen, die Oberfläche abkühlen und somit die thermische Stabilität wachsen kann. Für typische Sommerbedingungen errechnen eine atmosphärische Erwärmungsrate von 1 K pro Tag für typische Sommerbedingungen zwischen 500 und 100 hPa im Vergleich zu staubfreien Bedingungen. Dieses Verhalten konnten wir anhand der globalen Klimawirkung des GADS verifizieren (Abbildung 16).

Alpert et al. (1998) zeigen, daß mineralische Teilchen einen gravierenden Einfluß auf die langwellige Strahlung haben. Sie weisen nach, daß Fehler in der Vorhersage der troposphärischen Temperatur mit NASA/Goddard Modellierungen existieren, die sowohl räumlich als auch von der Stärke her, durch mineralische Teilchen über dem östlichen Nordatlantik zu erklären sind, die in den Modellen nicht berücksichtigt sind. Sie gehen davon aus, daß die regionalen Erwärmungsraten durch Wüstenstaubstürme bei 6 K pro Jahr liegen.

Die mineralischen Teilchen des GADS, deren optischen Eigenschaften sorgfältig ermittelt wurden, üben einen bedeutenden direkten Strahlungsantrieb sowohl im kurzwelligen als auch im langwelligen Spektralbereich aus und werden hier im Vergleich zur Literatur genauer betrachtet.

Die Abbildung 28 zeigt die optische Dicke der mineralischen Teilchen. Die wichtigsten Zentren mineralischer Aerosolquellen findet man in Nord und Westafrika, Zentralasien, Arabien, Indien, Australien und im Westen von Nord- und Südamerika. Die höchste Konzentration befindet sich nördlich des Äquators bis zu 30° Nord. Hier hat der GADS eine duale Schichtung. Über dem afrikanischen Kontinent befinden sich mineralische Teil-

chen aller drei Größenklassen. In höheren Schichten wird mineralisches Aerosol über den Atlantik westlich der Sahara und über das ostchinesischen Meer transportiert, die MITR Komponente. Die maximalen optischen Dicken durch mineralisches Aerosol betragen 0.5 über dem afrikanischen Kontinent.

Der mit GADS berechnete kurzwellige Strahlungsantrieb mineralischer Teilchen am Oberand der Atmosphäre ist positiv über den Landflächen und negativ über den Ozeanen. Die räumliche Struktur entspricht der der optischen Dicke. Das globale Mittel ist 0.2 W/m^2 im Januar und 0.35 W/m^2 im Juli.

Vergleich zu Modellierungen

Tegen (1996) zeigt, daß der kurzwellige Strahlungsantrieb mineralischer Teilchen überwiegend negativ ist, da im zonalen Mittel die Oberfläche grundsätzlich dunkler als die der mineralischen Teilchen ist. Sie findet einen maximalen negativen Antrieb von -1.2 W/m^2 in 30° Nord, dort wo sich die hohen optischen Dicken über dem Arabischen Ozean befinden. Mit geringen Werten tritt ein negativer Antrieb über dem Nordatlantik und der Westküste Afrikas auf.

Der langwellige Strahlungsantrieb ist maximal mit 1.7 W/m^2 in 20 bis 25° Nord, wo die mineralischen Teilchen der Sahara, Sahel Zone und Arabischen Halbinsel dominieren (Tegen, 1996). Der langwellige Strahlungsantrieb ist immer positiv, da die Absorption im langwelligen Spektralbereich immer zum Treibhauseffekt beiträgt.

Im zonalen Mittel ist der Strahlungsantrieb durch mineralisches Aerosol negativ. Der gesamte Strahlungsantrieb in 20° Nord beträgt $+0.8 \text{ W/m}^2$ im Vergleich zu -0.2 W/m^2 des wolkenlosen Anteils. Maximalen Gesamtantrieb im wolkenlosen Fall findet sie bei 40° Nord mit -1.2 W/m^2 , obwohl sich die maximale optische Dicke in 10° bis 30° Nord findet. Dies ist eine Folge der beiden entgegengesetzt wirkenden Effekte zwischen dem positiven Antrieb über hellen Flächen und dem negativen Antrieb über dem Ozean. Das globale Mittel ist nahezu 0.

Vergleichen wir den solaren zonalen mittleren Strahlungsantrieb mineralischer Teilchen im ECHAM4 (Abbildung 31) mit den Ergebnissen von Tegen (1996), so finden wir sowohl in Tropopausenniveau als auch am Boden gute Übereinstimmung, sowohl in den Absolutwerten als auch in der Struktur. Die wesentlichen Unterschiede zeigen sich im langwelligen Strahlungsantrieb. Findet Tegen einen positiven Antrieb am Boden von maximal 1.8 W/m^2 , so betragen die Maximalwerte des langwelligen Antriebs durch mineralische Teilchen des GADS im ECHAM4 4 W/m^2 im Januar und 5.2 W/m^2 im Juli. Die Begründung für diese Unterschiede liefern die absorbierenden optischen Eigenschaften der mineralischen Aerosole.

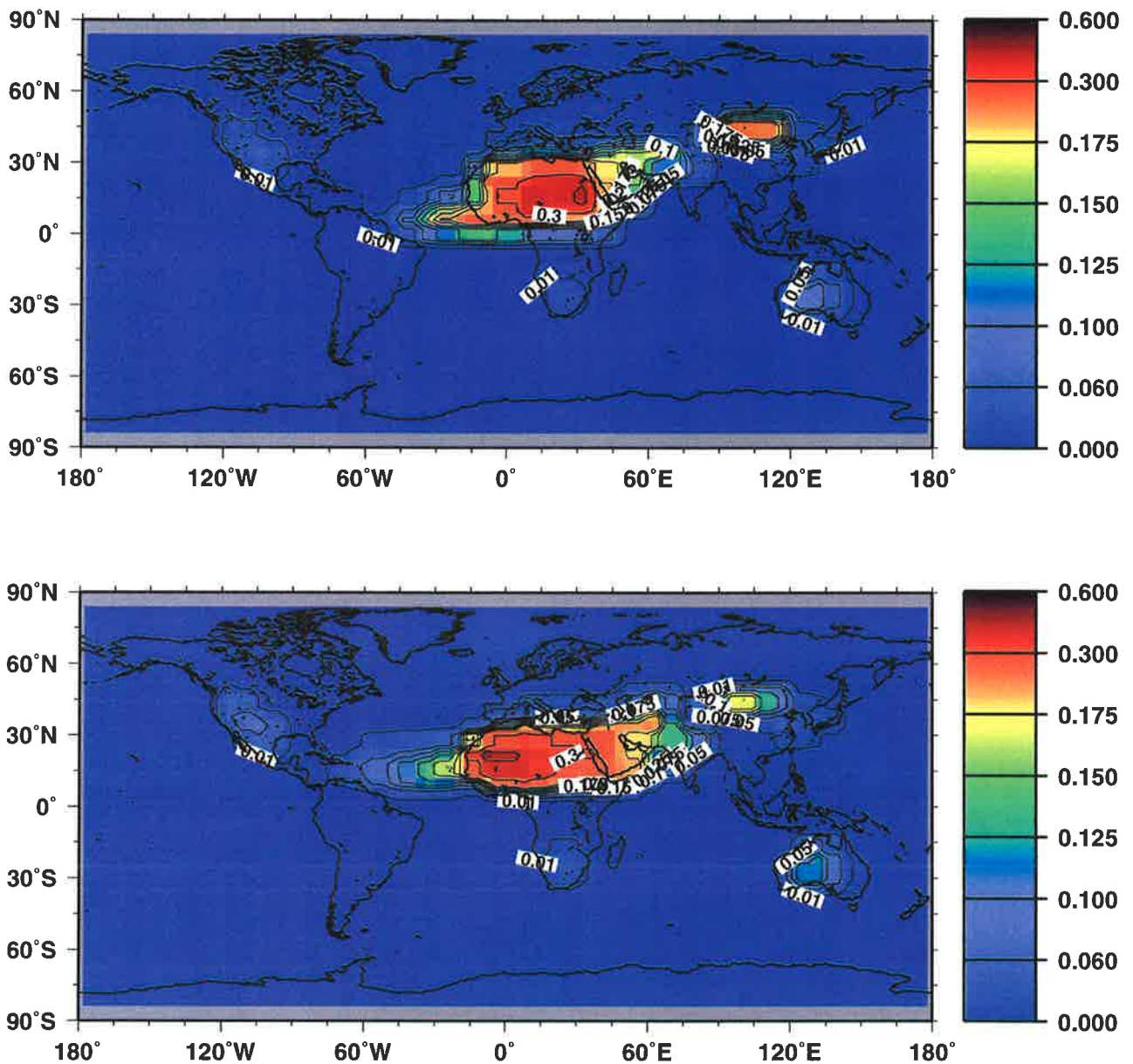


Abbildung 28: Optische Dicke der GADS Aerosole mineralischen Ursprungs für Januar (unten) und Juli (oben).

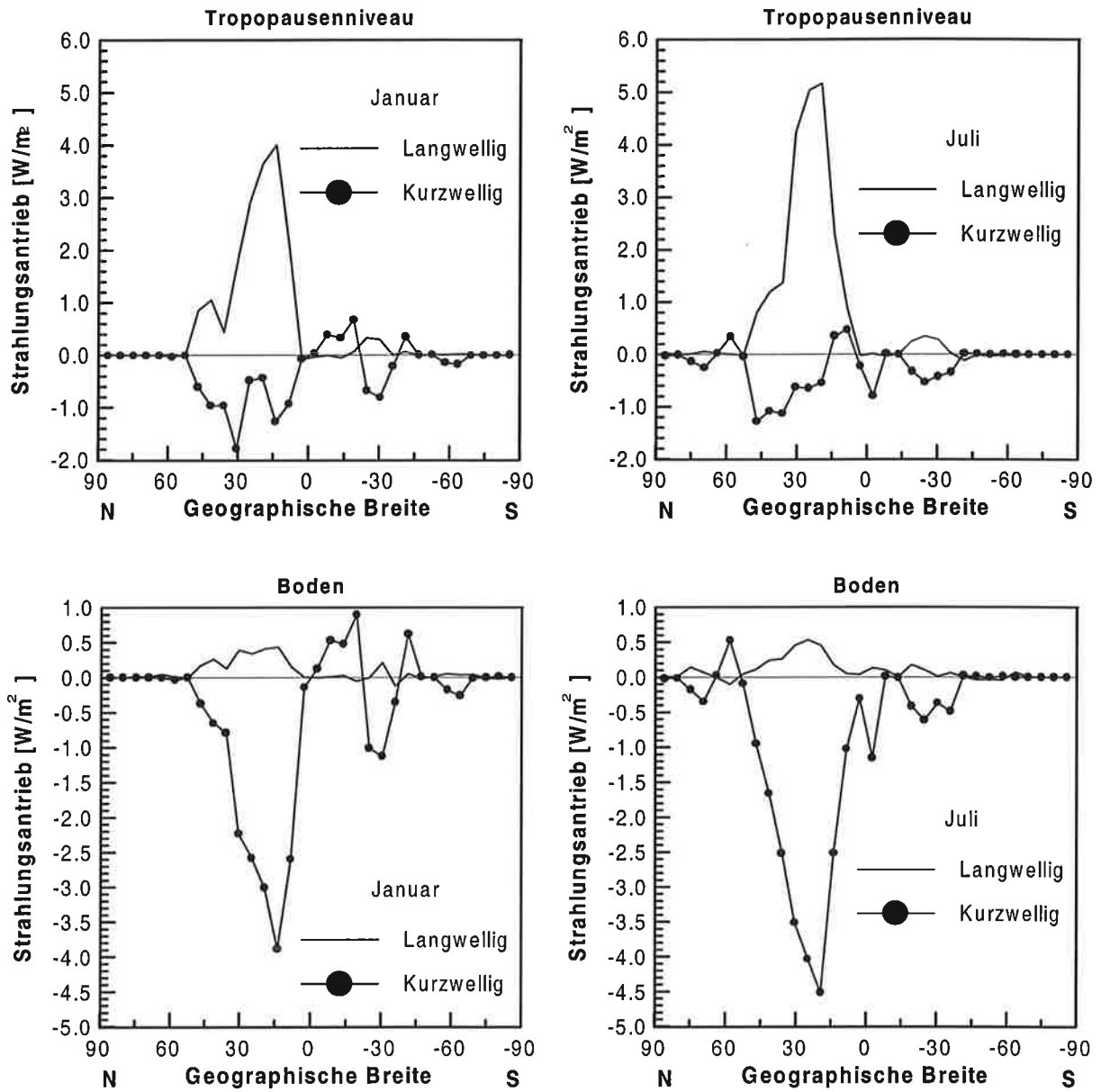


Abbildung 29: Kurzweiliger (gepunktete Linie) und langweiliger Strahlungsantrieb (durchgezogene Linie) im Tropopausenniveau und am Boden durch die GADS Aerosole mineralischen Ursprungs für Januar (links) und Juli (rechts).

8.2 Wasserlösliche Teilchen und Ruß

Eine Anwendungsmöglichkeit des GADS ist die Abschätzung des initialen Strahlungsantriebs durch Ruß und wasserlösliche Teilchen als eine Abschätzung zum anthropogenen Aerosoleinfluß. Dazu wird der Anfangsantrieb, wie in Kapitel 6.2 beschrieben, einmal mit GADS und einmal ohne WASO und ohne SOOT berechnet. Anschließend werden die Differenzen zwischen beiden gebildet. Hier werden die optischen Eigenschaften der Aerosole in Abhängigkeit von der Luftfeuchtigkeit berücksichtigt.

Da anthropogene Sulfat- und Ruß-Emissionen gemeinsame Quellen haben, besteht anthropogenes Aerosol aus einer Mischung beider Komponenten. Daher ist es sinnvoll, diese gemeinsam zu betrachten. Die Komponenten haben unterschiedliche optische Eigenschaften. Sulfate und die anderen wasserlöslichen Teilchen wirken überwiegend streuend, Ruß absorbierend. Der Antrieb der Komponenten ist nicht gleich der Summe der Antriebe der einzelnen Komponenten, sondern wird bestimmt durch die nichtlineare Wechselwirkung von Streuung und Absorption. Der Antrieb ist abhängig vom Mischungsverhältnis zwischen Sulfat und Ruß, von der Bodenalbedo und dem Sonnenstand.

Die optische Dicke für Januar (oben) und Juli (unten) sind in der Abbildung 30 dargestellt. Da Ruß und auch die wasserlöslichen Aerosolkomponenten anthropogen sind, findet man maximale optische Dicken bis zu 0.3 in den dicht besiedelten Gebieten Nordamerikas, Europas und Asiens. In den Regionen der Biomassenverbrennungen Afrikas und Südamerikas existieren im Sommer optische Dicken in Höhe von 0.2, im Winter maximal 1.5. Die optische Dicke ist im Sommer höher als im Winter, dabei sind die Unterschiede auf der Nordhemisphäre größer. Die optische Dicke über den Ozeanen unterliegt nur geringen Schwankungen. Zu beachten sind auch erhöhte optische Dicken im Winter der arktischen Regionen.

Diese Aerosolmischung bewirkt den solaren Strahlungsantrieb, der in Abbildung 31 dargestellt ist. Im Winter finden wir in den schneebedeckten Regionen der Nordhemisphäre einen leicht positiven kurzwelligen Strahlungsantrieb, bedingt durch den niedrigen Einfallswinkel und die hohe Bodenalbedo. Rußteilchen üben unter diesen Bedingungen einen positiven Strahlungsantrieb aus. Über den Gebieten erhöhter optischer Dicken Nordamerikas, Europas, Asiens, Südamerikas und Südafrikas, wird der Antrieb negativ bis zu 3 W/m^2 . Im Januar beträgt das globale Mittel des Startwertes des Antriebs -0.44 W/m^2 für den wolkenfreien Fall. Im Sommer überwiegt der negative kurzwellige Antrieb der wasserlöslichen Aerosole. Nur in Arktischen Regionen, besonders über Grönland findet man einen leicht positiven Antrieb, verursacht durch das hohe Reflexionsvermögen der Schneeflächen sowie durch den hohen Einfallswinkel der Sonne. Dabei spielt der hohe Rußanteil, der einen positiven Antrieb bewirkt, eine große Rolle. Aus den gleichen Gründen findet man ein leicht positiven Antrieb über Zentral-Asien. Im Gegensatz dazu findet man in den anderen Regionen einen negativen Antrieb, dessen räumliche Struktur mit den Quellen übereinstimmt. Der Antrieb ist im Juli höher als im Januar. Maximale Werte mit -4 W/m^2 befinden sich im Juli über dem Osten der USA und Mitteleuropa. Über den Ozeanen beträgt er zwischen -1 und -0.2 W/m^2 . Der globale Mittelwert des Startwertes des kurzwelligen Antriebs am Oberrand der Atmosphäre ist -0.5 W/m^2 .

Vergleich zu Modellierungen

Hayword und Shine (1995) berechneten den globalen Antrieb durch Ruß und Sulfatteilchen zwischen -0.10 und -0.28 W/m^2 . Sie gehen dabei von der Sulfatverteilung nach Langner und Rohde (1991) aus, unter der Annahme eines konstanten Ruß/Sulfat Mischungsverhältnis.

Eine weitere Vergleichsmöglichkeit bieten die Ergebnisse der Untersuchungen von Schult et al. (1996), die den gemeinsamen Effekt von Sulfaten und Ruß abschätzen. Hier wird das dreidimensionale Transport-Chemie Modell MOGUNTIA genutzt, um die Massenkonzentrationen beider Aerosolkomponenten zu berechnen. Die mittlere dreidimensionale Sulfat-Verteilung für die jeweiligen Monate werden von Langner und Rohde (1991) übernommen. Die mittleren Rußverteilungen werden nach einer Methode von Cooke und Wilson (1996) berücksichtigt. Diese Verteilungen und abgeleitete optische Eigenschaften dienen als Eingangswerte für ein δ -Eddington Strahlungsmodell, um Abschätzungen zum kurzwelligen Strahlungsantrieb am Oberrand der Atmosphäre im wolkenfreien Fall vorzunehmen. Sie berechnen den Antrieb für mittlere Januar- und Juli- Bedingungen.

Die globale Verteilung und Stärke des Antriebs zeigen ähnliche Muster und dieselbe Stärke wie der Antrieb durch die GADS Komponenten. Im Januar ist der Antrieb über den schneebedeckten Regionen der Nordhemisphäre positiv (zwischen 0 und 1 W/m^2). Maximalen positiven Antrieb findet man über den mittleren nördlichen Breiten Asiens. Ein negativer Antrieb existiert über Europa und dem Osten der Nordamerikas. Diese Struktur stimmt mit der des GADS überein. Schult et al. berechnen jedoch einen positiven Antrieb über den Wüstenregionen Afrikas. GADS erzeugt hier fast keinen Antrieb. GADS erzeugt einen negativen Antrieb über den Regionen der Biomassenverbrennung Südamerikas und Afrikas. Schult et al. (1996) finden im Juli einen regional geringer ausgeprägten kurzwelligen Strahlungsantrieb als GADS. Die Unterschiede in der Intensität und Verteilung zu GADS lassen sich wie folgt begründen: Bei den GADS Aerosolen besteht die Komponente WASO nicht nur aus Sulfaten, sondern auch aus anderen wasserlöslichen Teilchen, wie z.B. Nitraten. Das bedeutet, daß die WASO Komponente, die auch als Hintergrundaerosol großflächig vorhanden ist, den negativen Anteil des Antriebs verstärkt und dem positiven Strahlungsantrieb durch Rußteilchen entgegenwirkt. Außerdem betrachten wir einen gemittelten Tagesgang, Schult et al. dagegen machen die Berechnungen unter mittleren Bedingungen. Die globalen Mittel des kurzwelligen Strahlungsantriebs im globalen Mittel berechnen diese mit -0.56 W/m^2 im Januar und -0.64 W/m^2 im Juli.

Die Studien von Schult et al. (1996), die wesentlich aufwendiger, präziser und rechenzeitintensiv sind, erreichen vergleichbare Ergebnisse wie unsere Sensitivitätsstudie mit den GADS Aerosolen. Damit macht diese Anwendung deutlich, daß GADS im Klimamodell zur Validierung und ersten Abschätzungen von intensiven Prozeßstudien einzelner Aerosolkomponenten hervorragend genutzt werden kann.

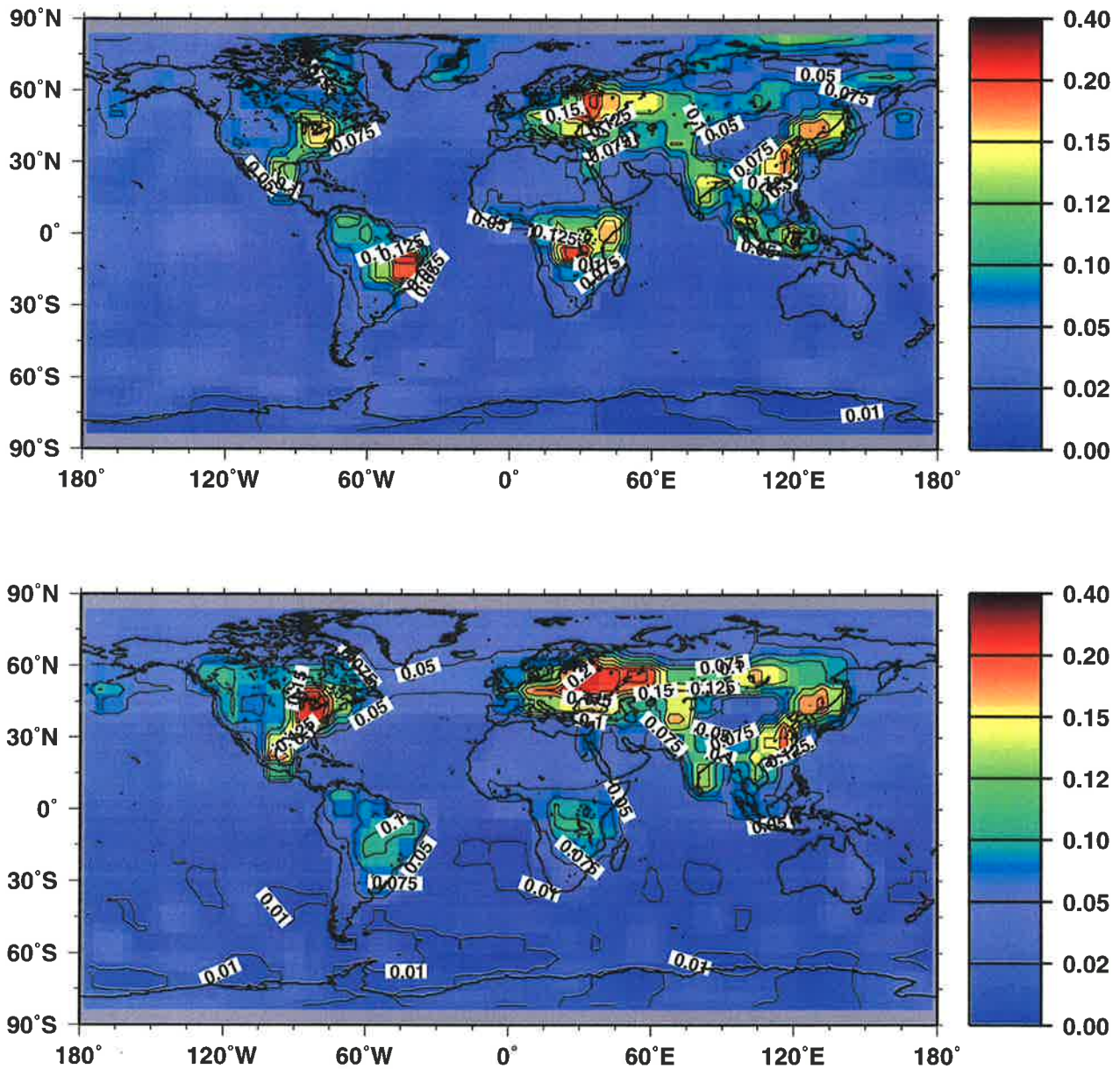


Abbildung 30: Optische Dicke der GADS Komponenten WASO und SOOT für Januar (oben) und Juli (unten).

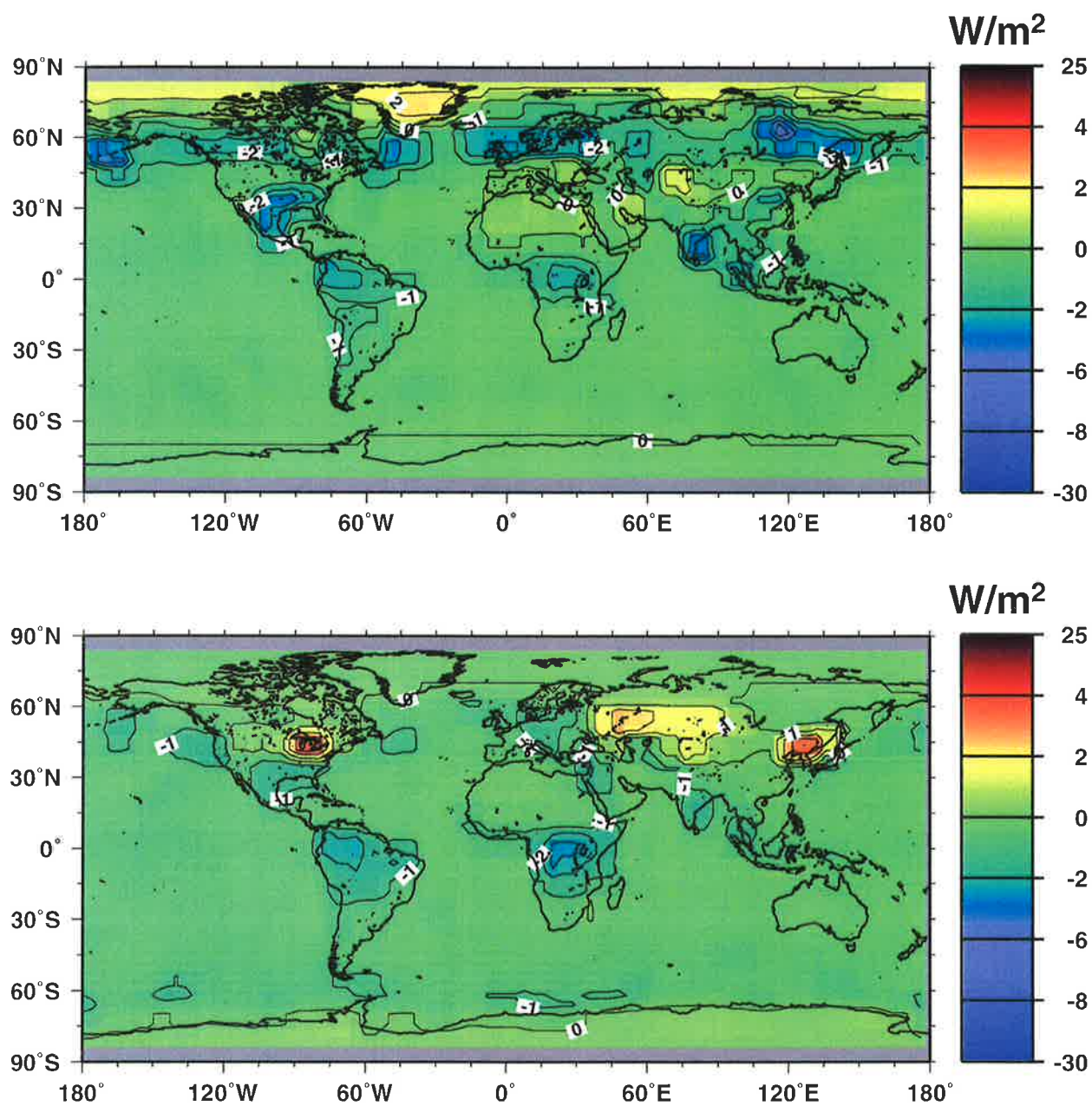


Abbildung 31: Startwert des direkten kurzwelligen Strahlungsantriebs der GADS Komponenten WASO und SOOT für Januar (unten) und Juli (oben) am Oberrand der Atmosphäre.

9 Diskussion und Ausblick

9.1 Diskussion

In dieser Arbeit werden Anwendungsmöglichkeiten des Globalen Aerosol Datensatzes vorgestellt und die Klimawirkung berechnet. Der GADS besteht aus der globalen Verteilung der Teilchenzahlen 10 verschiedener typischer Aerosolkomponenten auf einem 5×5 Grad Gitter mit einer vertikalen Auflösung von 19 Niveaus. An jedem Gitterpunkt ist das Gesamtaerosol als externe Mischung der Komponenten vorgeschrieben. Die optischen Eigenschaften dieser Komponenten liegen für acht verschiedene Feuchteklassen vor.

Mit Hilfe des δ -Eddington Strahlungstransportmodells wird gezeigt, daß der kurzwellige Strahlungsantrieb durch Aerosol am Oberrand der Atmosphäre eine nicht lineare Abhängigkeit von Zenitwinkel und Bodenalbedo hat. Für ein global mittleres Aerosol berechnen wir, daß der Strahlungsantrieb überwiegend negativ ist und nur unter besonderen Bedingungen, wie hoher Bodenalbedo und/oder hochstehender Sonne, positiv werden kann.

Die weiteren Studien zur Auswirkung des direkten Aerosolstrahlungsantriebs auf die diabatischen Prozesse in einer vertikalen Säule (ECHAM1D) zeigen, daß Aerosol einen möglichen Verursacher der reduzierten Globalstrahlung Europas darstellt. Es wird nachgewiesen, daß der durch anthropogene Aerosole erzeugte Klimaantrieb nicht ausschließlich auf die Wirkung der Sulfat-Aerosole beschränkt werden kann. Ruß als anthropogenes Aerosol muß im Klimamodell berücksichtigt werden. Durch die Annahme einer veränderten Aerosolzusammensetzung während der letzten 100 Jahre wurde die Globalstrahlung im globalen Mittel um -16 W/m^2 reduziert. Der Vergleich zu den Ergebnissen von Russak (1990) und Liepert et al (1994) zeigt, daß der Einfluß von Aerosol an der Reduktion der Globalstrahlung etwa bei 20% liegt.

Der Globale Aerosol Datensatz wird in das globale Zirkulationsmodell (ECHAM4) integriert. Aus den Teilchenzahlen der GADS Aerosolkomponenten werden Massenmischungsverhältnisse bestimmt und die optischen Eigenschaften der Aerosole an die Spektralbereiche des ECHAM4 angepasst.

Der direkte Aerosolstrahlungsantrieb wird für die wolkenfreien Gebiete bestimmt, Rückkopplungsmechanismen werden ausgeschlossen. Im globalen Mittel beträgt der gesamte kurzwellige Strahlungsantrieb durch GADS am Oberrand der Atmosphäre im Januar -1.4 W/m^2 , -2.1 W/m^2 im Juli. Die Sonnenstrahlung wird am Boden im globalen Mittel im Januar um -4.3 W/m^2 , im Juli um -6.5 W/m^2 reduziert.

Um die mittlere Klimawirkung des direkten Aerosolstrahlungsantriebs zu untersuchen, werden die Ergebnisse aus permanenten Januar und Juli Simulationen des ECHAM4 über 20 Jahre gemittelt und ausgewertet. Es werden die Änderungen der Strahlungsflüsse, Temperatur, Wärmeflüsse, Bewölkung und Niederschlags sowie des Geopotentials, verursacht durch die Wechselwirkung und Rückkopplungen des direkten Aerosolstrahlungsantriebs mit dem Klimasystem, betrachtet. Die wichtigsten Ergebnisse sind:

Der global mittlere kurzwellige direkte Strahlungsantrieb am Oberrand der Atmosphäre durch GADS beträgt im Januar -1.4 W/m^2 , -0.1 W/m^2 im Juli; am Boden sind es -5.9 W/m^2 im Januar und -5.5 W/m^2 im Juli. Durch Wechselwirkung und Rückkopplung mit dem Klimasystem wird der anfängliche kurzwellige Strahlungsantrieb reduziert.

Der langwellige direkte Strahlungsantrieb durch GADS beträgt am Oberrand der Atmosphäre im Januar 2.02 W/m^2 und 0.86 W/m^2 im Juli. Dies ist ein neues Ergebnis. In den meisten Abschätzungen zum direkten Strahlungsantrieb von Aerosol wird der langwellige Effekt vernachlässigt (z.B. Coakley et al. (1985), Blanchet (1994)). Die Absorption der mineralischen Teilchen ist für den langwelligen Strahlungsantrieb sehr bedeutend. Tegen (1996) untersucht den langwelligen Strahlungsantrieb mineralischer Teilchen, nutzt andere optische Eigenschaften, und somit ist der von ihr berechnete Strahlungsantrieb geringer. Das Ergebnis verdeutlicht, daß die optischen Eigenschaften der mineralischen Teilchen genau bestimmt werden müssen, bevor eine abschließende Beurteilung der Klimawirkung des direkten Aerosolstrahlungsantriebs vorgenommen werden kann.

Im globalen Mittel kühlt das Aerosol die bodennahen Schichten um -0.2 K im Winter, erwärmt sie im Sommer um 0.17 K . Dies zeigt, daß die Gesamtheit der Aerosole den globalen Treibhauseffekt je nach Jahreszeit und Region verstärken oder reduzieren kann.

Die Temperaturänderung setzt sich in der Atmosphäre fort. So findet man z.B. analog zu Charlson und Benjamin (1980), daß Sahara-Staub über dem Ozean zur Abkühlung der bodennahen Schichten und Erwärmung der Atmosphäre führt und damit die thermische Stabilität erhöht wird. Dies zeigt sich in der Wolkenbedeckung und dem konvektiven Niederschlag unserer Experimente. Der konvektive Niederschlag wird im zonalen Mittel sowohl im Sommer als auch im Winter reduziert. In polaren Breiten führt Aerosol zu verstärktem Schneefall.

Ein Vergleich der Klimawirkung, der bis heute im Klimamodell beinhalteten Aerosole mit der des GADS zeigt, wie unzureichend Aerosolen bisher im Modell Rechnung getragen wurde.

Der Versuch einer Validierung des Strahlungshaushalts des ECHAM4 inklusive GADS mit ERBE-Messungen weist auf qualitative Verbesserungen des Strahlungshaushalts durch GADS hin. Eine direkte Vergleichsmöglichkeit mit der Literatur gibt es derzeit nicht.

Die Flexibilität und Variabilität des Einsatzes von GADS in Klimamodellen dokumentieren die Studien zum anfänglichen Strahlungsantrieb von wasserlöslichen Teilchen und Ruß, sowie die mit mineralischen Teilchen. Es wurde nachgewiesen, daß die Resultate eine gute Übereinstimmung mit der Literatur zeigen.

GADS ist ein zeitgemäßer Ansatz zur Integration der direkten Strahlungswirkung von Aerosolen sowohl in Strahlungstransportmodelle als auch in Klimamodelle. Es ist flexibel einsetzbar und kann als Richtwert für detaillierte Prozeßstudien eingesetzt werden.

9.2 Ausblick

Langfristige Klimarechnungen werden heute im Allgemeinen mit Modellen höherer horizontaler und auch vertikaler Auflösung als T21 durchgeführt. Deshalb müssen auch die Eingangsdaten an die entsprechend benutzte Modellauflösung angepaßt werden.

Die vertikale Interpolation der Aerosoldaten kann linear vorgenommen werden. Um die horizontale Auflösung zu erhöhen, ist Detailarbeit notwendig. Berücksichtigt werden müssen die Land-Meer-Verteilung der Erde und die Aerosolquellen. Ein vereinfachtes Interpolationsverfahren macht hier keinen Sinn. Dies gründet schon allein auf der Tatsache, daß der Strahlungsantrieb durch Aerosol eine ausgeprägte Abhängigkeit von der Bodenalbbedo zeigt. Ausserdem gibt es derzeit keine ausreichend genaue Datenbasis und keine Messungen, die dazu als Grundlage dienen könnten.

Eine weitere Notwendigkeit ist eine Anpassung des GADS an den Jahresgang. Hier ist eine Interpolation möglich. Die Januar Verteilung entspricht bereits einer mittleren Aerosolverteilung von Dezember bis Februar, die des Juli, den Sommermonaten Juni, Juli, August. Die Monate April und Mai (Frühling) sowie Oktober und November (Herbst) ergeben sich aus der linearen Interpolation zwischen den Winter- und Sommerverteilungen. Die fehlenden Monate der Umstellung bestimmt man als lineare Interpolation zwischen Winter und Frühling (März) sowie Sommer und Herbst (September). Dies ist ein erster Ansatz, um einen Jahresgang der Aerosolverteilung bereit zu stellen.

Über die Verbesserung des GADS hinaus gibt es weitere Möglichkeiten zur Berücksichtigung von Aerosolen im Klimamodell. Von besonderer Bedeutung ist der indirekte Aerosoleffekt. Unsere Untersuchung zur Klimawirkung des direkten Aerosolstrahlungsantriebs berücksichtigt keine direkte Wechselwirkung zwischen Wolken und Aerosolen. Auch erfährt die Aerosolverteilung bisher keine Rückkopplung. Dies sind ganz entscheidende Wechselwirkungen, die wiederum komplexe Rückkopplungen hervorrufen. Erste Versuche, die den Transport einschließlich der Bildung, Umwandlung und Senken von Aerosol berücksichtigen, werden für einzelne Komponenten durchgeführt; für die Gesamtheit der Aerosole wird dies auch aufgrund fehlender Computerkapazität kurzfristig nicht möglich sein.

Insofern sollte GADS mittelfristig als Referenzverteilung in Klimamodellen berücksichtigt werden und die Standardaerosole ersetzen.

Weitere Untersuchungen des indirekten Aerosoleffektes sind notwendig, um zu einer abschließenden Beurteilung der Klimawirkung von Aerosolen zu gelangen.

10 Danksagung

Danken möchte ich Herrn Prof. Dr. Hartmut Graßl für die Initiierung und Betreuung meiner Arbeit. Besonders hervorzuheben ist dabei die Geduld und Ausdauer, die Arbeit auch nach meinem Ausscheiden aus dem Institut über die Distanz Hamburg-München-Genf zu unterstützen.

Eine besondere Zeit in meinem Leben war die Zusammenarbeit mit Dr. Ingrid Schult, die mich immer motiviert hat, zu Diskussionen beigetragen und kritische Fragen gestellt hat. Ihr persönlicher Einsatz ging stets weit über das dienstliche Maß hinaus und war besonders vorbildlich. Auch nachdem wir beide aus dem Institut ausgeschieden waren, war sie immer für mich ansprechbar. Ich danke ihr für die Anregung, den Globalen Aerosol datensatz in das Klimamodell zu integrieren.

Dr. Elke Keup-Thiel hat mir ebenfalls über die Distanz hinweg stets freundschaftliche Hilfe und Anregungen zuteil werden lassen. Auch hierfür gilt ihr mein Dank.

Ferner danke ich Dr. Michael Ponater, der mich mit Ideen, Anregungen und Programmen unterstützt hat.

Das Max-Planck-Institut für extraterrestrische Physik in Garching hat es mir ermöglicht die technischen Einrichtungen (außerhalb meiner regulären Arbeitszeiten) jederzeit zu nutzen, um die Arbeit zu beenden. Dafür danke ich besonders Herrn Prof. Dr. Gerhard Haerendel.

Dr. Peter Köpke hat mir bei Fragen zum GADS immer engagiert geholfen, wofür ich mich besonders bedanke.

Abkürzungen und Symbole

$B(T)$	Planckfunktion bei der Temperatur T
BASP	Baseline Surface Radiation Network
C	Kondensation
C_p	spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck
$C_{p,d}$	spezifische Wärmekapazität trockener Luft bei konstantem Druck
CV	konvektive Prozesse
DASA	Direkter Aerosol Strahlungsantrieb
DELED	δ -Eddington-Strahlungstransportmodell
DKRZ	Deutsches Klima Rechenzentrum Hamburg
E	Verdunstung
ECHAM3, ECHAM4, ECHAM1d	Modellversionen des globalen Klimamodells ECHAM der MPI Hamburg
ECMWF	European Centre for Medium Range Weather Forecasts
f	Coriolisparameter
ERBE	Earth Radiation Budget Experiment
F	Strahlungsflußdichte
g	Schwerebeschleunigung
g	Asymmetriefaktor
gpm	Geopotentielle Meter
GADS	Global Aerosol Data Set
GEBA	Global Energy Balance Archive
INSO	Wasserunlösliche Teilchen
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
L_ν	Phasenfunktion der Wellenzahl ν
m	Wolkenwasser
m_T	Masse eines Teilchen
MITR	Mineralische Teilchen, transportiert über große Distanzen
MIAM	Mineralische Teilchen, Accumulation Mode ($0.1 \mu m < r_m < 1 \mu m$)
MINM	Mineralische Teilchen, Nucleus Mode ($0.01 \mu m < r_m < 0.1 \mu m$)
MICM	Mineralische Teilchen, Coarse Mode ($1 \mu m < r_m < 10 \mu m$)
MPI	Max-Planck-Institut für Meteorologie Hamburg
OLR	Outgoing Longwave Radiation
OPAC	Optical Properties of Aerosols and Clouds
p	Luftdruck [hPa]
Q	Spezifische Feuchte
r	Diffusivitätsfaktor
r_m	Mittlerer Radius der Aerosol-Größenverteilung
R_V	Gaskonstante feuchter Luft
R_D	Gaskonstante trockener Luft
S_0	Solarer Strahlungsfluß am Oberrand der Atmosphäre
SOOT	Ruß
SSAM	Seesalzteilchen, Accumulation Mode ($1 \mu m < r_m < 10 \mu m$)
SSCM	Seesalzteilchen, Coarse Mode ($r_m > 10 \mu m$)
SST	Meeresoberflächentemperatur

SUSO	Stratosphärisches Aerosol
T	Temperatur
TOA	Oberrand der Atmosphäre
T21	Dreiecksabschneidung des spektralen Modells bei der Wellenzahl 21
U und V	Horizontalgeschwindigkeiten
U_g und V_g	geostrophische Komponenten der Horizontalgeschwindigkeit
WASO	Wasserlösliche Teilchen, z.B. Sulfate und Nitrate
WCP 12	World Climate Research Program Report 12
WCRP	World Climate Research Program
β_{ext}	Extinktionskoeffizient
β_{scat}	Streukoeffizient
δ	optische Dicke
ϵ_e	effektive Emissivität
ν	Wellenzahl
ω_0	Einfachstreueralbedo
τ_e	effektive Transmissivität
ρ	Dichte

Literatur

- Andreae, M.O., 1995:** Climate effects of changing atmospheric aerosol levels. *A. Henderson-Sellers, Amsterdam: Elsevier.*
- Alpert, P. , Y.J. Kaufmann, Y. Shay-El, D. Tanre, A. Da Silva, S. Schubert und J.H. Joseph 1998:** Quantification of dust forced heating of the lower troposphere. *Nature*, 395, p. 367-370, Letters to Nature.
- Bakan, S., 1982:** Strahlungsgetriebene Zellularkonvektion in Schichtwolken. *Dissertation*, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg.
- Bakan, S., A. Clond, U. Cubasch, J. Feichter, H. Graf, H. Graßl, K. Hasselmann, I. Kirchner, M. Latif, E. Roeckner, R. Sausen, U. Schlese, D. Schriever, I. Schult, U. Schumann, F. Sielmann und W. Welke, 1991:** Climate response to smoke from the burning oil wells in Kuwait. *Nature*, 351, p. 367-371.
- Ball, R.J., und G.P. Robinson, 1982:** The origin of haze in the central United States and its effect on solar radiation. *J. Appl. Meteorol.*, 21, p.171-188.
- Barkstrom, B. R., 1984:** The Earth Radiation Budget Experiment (ERBE). *Bull. Amer. Soc.*, 65, p. 1170-1188.
- Blanchet, J.-P., 1994:** Mechanisms of direct and indirect climate forcing by aerosols in the arctic region. In Charlson R.J. und J. Heintzenberg, editor, *Dahlem Workshop Reports, Environmental Sciences Research Report 17*, pp. 109-119. Wiley.
- Brinkop S. und E. Roeckner, 1993:** Cloud-turbulence interaction: Sensitivity of a general circulation model to closure assumptions. *Technical Report, MPI-Report 117*, MPI für Meteorologie, Hamburg.
- Brinkop, S. und E. Roeckner, 1995:** Sensitivity of a general circulation model to parameterizations of cloud-turbulence interactions in the atmospheric boundary layer. *Tellus*, 47 A, p. 197-220.
- Brümmer, B., 1992:** ARKTIS 1991 – Report on the field phase with examples of measurements. Technical Report 3, Berichte aus dem Zentrum für Meeres- und Klimaforschung – Reihe A.
- Carlson, T.N. und S.G. Benjamin, 1980:** Radiative heating rates for Saharan dust. *J. Atmos. Sci.*, 37, p. 193-213.
- Charlock, T.P. und W.D. Sellers, 1980:** Aerosol effects on climate: Calculations with time dependent and steady state radiative convective models. *J. Atmos. Sci.*, 37, p. 1327-1341.
- Charlson, R.J., S.E. Schwartz, J.M. Hales, R.D. Cess, J.A. Coakley, jr. et al., 1992 :** Climate forcing by anthropogenic aerosols. *Science*, 255, p. 423-429.
- Chen, C.T. und E. Roeckner, 1995:** Validation of the Earth radiation budget as simulated by the Max Planck Institute for Meteorology general circulation model
-

ECHAM4 using Satellite observations of the Earth Radiation Budget Experiment (ERBE). *MPI Report No. 166*, pp. 56.

Claussen, M. und M. Esch, 1994: Biomes computed from simulated climatologies. *Clim. Dyn.*, 9, p. 235–243.

Coakley, J.A., Jr., R.D. Cess und F.B. Yurevich, 1983: The effect of tropospheric aerosols on the Earth's radiation budget: A parameterization for climate models. *J. Atmos. Sci.*, 40, p. 116–138.

Coakley, J.A., Jr. und R.D. Cess, 1983: Response of the NCAR Community Climate Model to the Radiative Forcing by the Naturally Occuring Tropoespheric Aerosol. *J. Atmos. Sci.*, 42, NO. 16, p. 1677–1692.

Cooke, W.F. und J. N. Wilson, 1996: A global black carbon aerosol model. *J. Geophys. Res.*, 101, NO. D14, p. 19,395–19,410.

Deutsches Klimarechenzentrum, Modellbetreuungsgruppe, 1992: The Atmospheric General Circulation Model ECHAM-3. Technical Report No. 6, Max Planck Institut für Meteorologie Hamburg.

Duce, R.A., 1994: Aerosol forcing of climate. In Charlson R.J. und J. Heintzenberg, editor, *Dahlem Workshop Reports, Environmental Sciences Research Report 17*, pp. 43–72. Wiley.

Durkee, P.A., F. Pfeil, E. Frost und R. Shema, 1983: Global analysis of aerosol particle characteristics. *Atmos. Environ.*, 25A, p. 2457–2471.

Enghardt, M. und H. Rodhe, 1993: A comparison between patterns of temperature trends and sulfate aerosol pollution. *Geophys. Res. Lett.*, 20, p. 117–120.

ERBE Science team, 1986: First data from the Earth Radiation Budget Experiment (ERBE). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 67, p. 818–824.

Feichter, J., U. Lohmann und I. Schult, 1997: The atmospheric sulfur cycle in ECHAM-4 and its impact on the shortwave radiation. *Climate Dynamics*, 13, p. 235–246.

Fouquart, Y., B. Bonell, G. Brogniez, J.C. Buriez, L. Smith, J.J. Morcrette und A. Cerf, 1987: Observations of Saharan aerosols: Results of ECLATS field experiment II. Broadband radiative characteristics of the aerosols and vertical radiative flux divergence. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 26, p. 38–52.

Gilgen, H., M. Wild, T. Konzelmann und A. Ohmura, 1996: Global climatology of shortwave incoming radiation at the surface using the Global Energy Balance Archive (GEBA). *J. Climate*, , submitted.

Graf, H.-F., I. Kirchner, A. Robock und I. Schult, 1992: Pinatubo eruption winter climate effects: Model versus observations. Technical Report MPI-Report 94, MPI für Meteorologie Hamburg.

Graf, H.F., I. Kirchner, A. Robock und I. Schult, 1993: Pinatubo eruption winter climate effects. *Climate Dynamics*, 9, p. 81–93.

- Graßl, H., 1988:** What are the radiative and climatic consequences of a changing concentration of atmospheric aerosol particles?, pp. 187–199. John Wiley & Sons, Chichester.
- Haywood, J.M. und K.P. Shine, 1995:** The effect of anthropogenic sulfate and soot aerosol on the clear sky planetary radiation budget. *Geophys. Res. Letters*, 22, p. 603–606.
- Heintzenberg, J. und P. Winkler, 1994:** Elemental carbon in the urban aerosol: Results of a seventeen month study in Hamburg, FRG. *Sci. Total Envir.*, 36, p. 27–38.
- Hense, A., M. Kerschgens und E. Raschke, 1982:** An economical method for computing radiative transfer in circulation model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 108, p. 231–252.
- Herman, J.R., P.K. Bhartia, O. Torres, C. Hsu, C. Seftor und E. Celarier, 1997:** Global Distribution of UV-Absorbing Aerosols from Nimbus/TOMS Data, submitted to JGR .
- Hess, M., P. Koepke und I. Schult, 1996:** Optical properties of aerosols and clouds. The software package OPAC. *submitted to J. Atm. Ocean. Technology*.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 1994:** Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Jennings, S.G., F.M. McGovern und W.F. Cooke, 1993:** Carbon mass concentration measurements at Mace Head, on the west coast of Ireland. *Atmos. Env.*, 27 A, No. 8, p. 1229–1239.
- Joussaume, S., und R. Sadourny, 1989:** *Desert dust and climate: Investigation using an atmospheric general circulation model*. M. Leinen und M. Santhein. NATO ASI Series. Dordrecht: Kluwer.
- Joseph, K.J., W.J. Wiscombe und J.A. Weinmann, 1976:** The delta-Eddington approximation for radiative transfer. *J. Atmos. Sci.*, 33, p. 2452–2459.
- Kerschgens, M., U. Pilz und E. Raschke, 1978:** A modified two stream approximation for computations of the solar radiation budget in a cloudy atmosphere. *Tellus*, 30, p. 429–435.
- Keup-Thiel, E. 1997:** Globale natürliche Aerosolfelder interaktiv berechnet mit dem Aerosolteilchenmodul APMO im Klimamodell ECHAM. *Dissertation*, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg.
- Kiehl und Briegleb, 1993:** The relative roles of sulfate aerosols and greenhouse gases in climate forcing. *Science*, 260, p. 311–314.
- Köpke, P., M. Hess, I. Schult und E.P. Shettle, 1997:** Global Aerosol Data Set. Technical Report MPI-Report 243, MPI für Meteorologie, Hamburg.
- Langner, J., und H. Rodhe, 1991:** A global three dimensional model of the tropospheric sulfur cycle. *J. Atmos. Chem.*, 13, p. 255–263.
-

- Liepert, B., P. Fabian und H. Graßl, 1994:** Solar radiation in Germany – Observed trends and assesment of their causes. I. Regional Approach. *Beitr. Phys. Atmos.*, 67, p. 15–29.
- Lioussé, C., J.E. Penner, C. Chuang, J.J. Walton, H. Eddelman und H. Cachier, 1996:** A global three-dimensional model study of carboneous aerosols. *J. Geophys. Res.*, 101, NO. D14, p. 19,411–19,433.
- Longtin, D., E. Shettle, J. Hummel und J. Pryce, 1988:** A wind dependent desert aerosol model: Radiative Properties. *OptiMetrics, Inc. AFGL-TR-88-0112 Scientific Report*, NO. 6, pp. 74.
- Mc Farlane, N. A., 1987:** The effect of orographically excited gravity-wave drag on the general circulation model and its equilibrium climate. *J. Climate*, 5, p. 1013–1044.
- Miller, M.J., A.C.M. Beljaars und T.N. Palmer, 1989:** Parameterization and influence of sub-grid scale orography in general circulation and numerical weather prediction models. *Met.Atm. Phys.*, 40, p. 84–109.
- Morcrette, J.-J., L. Smith und Y. Fouquart, 1986:** Pressure and temperature dependence of the absorption in longwave radiation paramterizations. *Beitr. Phys Atmosph.*, 59, p. 455–469.
- Morcrette, J.-J. und Y. Fouquart, 1985:** On systematic errors in parameterized calculations of longwave radiation transfer. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 111, p. 691–708.
- S. Nemsure, R. Wagener und S.E. Schwartz, 1995:** Direct shortwave forcing of climate by the anthropogenic sulfate aerosol: Sensitivity to particle size, composition and relative humidity. *J. Geophys. Res.*, 100, NO. D12, p. 26,105–26,116.
- Nordeng, T.E, 1995:** Extended versions of the convective parameterization scheme at ECMWF and their impact on the mean and transient activity of the model in the tropics. *J.R. Meteorol. Soc.*, submitted, p. .
- Ohmura, A., H. Gilgen und M. Wild, 1989:** Global Energy Balance Archive GEBA, World Climate Program - Water Project A7, Report 1: Introduction. Technical report, Züricher Geographische Schriften No. 34, Zürich: Verlag für Fachvereine.
- Palmer, T.N., G.J. Shutts und R. Swinbank, 1986:** Allevation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag paramterization. *Quart.J.Roy.Meteor.Soc.*, 112, p. 1001–1031.
- Patterson, E.M., D.A. Gillete und B.H. Stockton, 1997:** Complex index of refraction between 300 and 700 nm for Saharan aerosols. *J. Geophys. Res.*, 82, p. 3153–3160.
- Penner, J.E., H. Edelman und T. Novakov, 1992:** Towards the development of a global inventory for black carbon emissions. *Atmos. Env.*, 27 A, No. 8, p. 1277–1295.
- Penner, J.E., C.A. Atherton und T. Graedel, 1994:** *Global emissions and models of photochemically active compounds*, pp223–248. R. Prinn, New York: Plenum.
-

Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, M. Christoph, M. Claussen, L. Dümenil, M. Esch, M. Giorgetta, U. Schlese und U. Schulzweida, 1996: The Atmospheric General Circulation Model ECHAM-4: Model description and simulation of present-day climate. Technical Report MPI Report No. 218, Max-Planck-Institut für Meteorologie Hamburg.

Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, S. Brinkop, L. Dümenil, M. Esch, E. Kirk, F. Lunkeit, M. Ponater, B. Rockel, R. Sausen, U. Schlese, S. Schubert und M. Windelband, 1992: Simulation of the present-day climate with the ECHAM model: Impact of model physics and resolution. Technical Report MPI Report No. 93, Max-Planck-Institut für Meteorologie Hamburg.

Russak, V., 1990: Trends of solar radiation, cloudiness and atmospheric transparency during recent decades in Estonia. *Tellus*, 42b, p. 206–210.

Schult, I., J. Feichter und W. F. Cooke, 1997: The effect of black carbon and sulfate aerosols on the global radiation budget. *J. Geophys. Res.*, Vol. 102, D25, p. 30.107–30.117.

Shettle, E. und R. Fenn, 1976: Models of the atmospheric aerosols and their optical properties. Technical Report AGARD-CP-183, AGARD Conference Proceedings.

Tanre, D., J.F. Geleyn und J. Slingo, 1984: First results of the introduction of an advanced aerosol-radiation interaction in the ECMWF low resolution global model, pages 133–178. A. DEEPAK Publishing.

Taylor K.E. und J.E. Penner, 1994 Response of the climate system to atmospheric aerosols and greenhouse gases. *Nature*, 369, p. 734–737.

Tegen, I., A. Lacis und I. Fung, 1996: The Influence on climate forcing of mineral aerosols from disturbed soils. *Nature*, 387, p. 419–422 Letters to Nature.

Tegen, I. und I. Fung, 1994: Modeling of mineral dust in the atmosphere: Sources, transport, and optical thickness. *J. Geophys. Res.*, 96, p. 5221–5227.

Tiedtke, M., A., 1989: A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large scale models. *Mon. Wea. Rev.*, 117, p. 1779–1800.

Toon, O.B. und J.B. Pollack, 1976: A global average model of atmospheric aerosols for radiative transfer calculations. *J. Appl. Meteorol.*, 15, p. 225–246.

Volz, F.E., 1973: Infrared constants of ammonium sulfate, Sahara dust, volcanic plumice and flyash. *Appl. Opt.*, 22, p. 3690–3700.

Washington, W.M. und D.L. Williamson, 1977: A description of a NCAR GCM's'. General Circulation Models of the Atmosphere, pp. 111–172. J. Chang, Academic Press.

WCP 12 (World Climate Research Program Report No.12), 1980: Aerosols and Climate. International Council of Scientific Unions, World Meteorological Organisation, Genf.

WCRP, 1991: Radiation and Climate, second workshop of the baseline surface radiation network., *Technical Report WCRP-64*, Genf.

Wefers, M. und R. Jaenicke, 1990: *Global 3D distribution of desert aerosol from a numerical simulation*. S. Masuda und K. Takahashi, Vol. 2 Proc. 3rd Intl. Aerosol Conf., September 1990, Kyoto, Japan, Oxford Pergamon.

Westphal, D.L., O.B. Toon und T.N. Carlson 1988: A case study of mobilization and transport of Saharan dust. *J. Atmos. Sci.*, 45, p. 2145–2175.

Wild, M., A. Ohmura, H. Gilgen und E. Roeckner, 1995: Validation of GCM simulated radiative fluxes using surface observations. *J. Climate*, 8, p. 1309–1324.

WMO, 1983: *Report of the experts meeting on aerosol and their climatic effects*, volume WCP-55. Genf, 107, edition.

Xiaowen, Li, Zhou Xiuj I, Li Weiliang und Chen Longxun, 1995: The cooling of the Sichuan Province in recent 40 years and its probable mechanisms. *ACTA METEOROLOGICA SINICA*, 9, No. 1, p. 57–68.

Zdunkowski, W.G., R.M. Welch und G. Korb, 1980: An investigation of the structure of typical two stream methods for the calculation of solar fluxes and heating rates in clouds. *Beitr. Phys. Atm.*, 53, p. 147–166.