

Untersuchung des Papers »Erweitertes Zwei-Schicht Klimamodell für die Bewertung der globalen Erwärmung durch CO₂« von Prof. Hermann Harde

Jochen Ebel

23. Oktober 2014

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis	1
Grund der Untersuchung	2
Titeldata von Prof. Harde's Paper	5
Abstrakt	5
1 EINFÜHRUNG	6
2 Spektroskopische Berechnungen	9
2.1 Grundlagen	9
2.1.1 Integral der Absorption	9
2.1.2 Atmosphärische Druck- und Temperaturänderungen	10
2.1.3 Konzentration der Treibhausgase	11
2.2 Kurzwellen-Absorption in der Atmosphäre	12
2.2.1 Pfadlänge in der Atmosphäre	12
2.2.2 Absorptionsspektrum	13
2.3 Langwellenabsorption in der Atmosphäre	16
2.3.1 Spektralbereich und Anzahl der Linien	16
2.3.2 Ausbreitung von Erdstrahlung	16
2.3.3 Absorptionsspektrum	18
3 Strahlungstransport in der Atmosphäre	19
3.1 Strahlentransportgleichung für die spektrale Strahldichte	19
3.2 Strahlungstransportgleichung für die spektrale Intensität	21
3.3 Strahlentransportrechnungen	22

4	Erweitertes Zwei-Schicht-Klimamodell	25
4.1	Das kurzwellige Strahlungs-Budget	26
4.2	langwelliges Strahlungsbudget	29
4.3	fühlbare und latente Wärme	31
4.4	Gesamtstrahlung und Energiehaushalt	32
5	Simulationen ohne solaren Einfluß	35
5.1	Anpassung an die Satellitenmessungen	35
5.2	Einfluss von einigen Modellparametern auf die Bilanz	37
5.3	Direkter Einfluss von CO ₂ auf die Oberflächentemperatur	40
5.4	Feedback-Prozesse	40
5.4.1	Wasserdampf-Bewertung	41
5.4.2	Temperaturgradient-Rückkopplung	43
5.4.3	Erdalbedo Rückkopplung	45
5.4.4	Konvektions-Rückkopplung	45
5.4.5	Verdunstungsrückkopplung	46
5.4.6	Thermisch induzierte Wolkenrückkopplung	46
5.4.7	Gesamtes Feedback	47
6	SIMULATIONEN UND ERGEBNISSE MIT SOLAREM EINFLUSS	49
6.1	Solar-induzierte Wolkenrückkopplung	50
6.2	thermisch induzierten Wolkenrückkopplung	52
6.3	Kombinierte Wärme- und Solar-induzierte Rückkopplung	52
6.4	Bewertung der Ergebnisse	54
7	Schlußfolgerung	55
8	Kommentar zu der Übersetzung: von Prof. Harde	57
9	Bemerkungen zum Kommentar	59
10	Verzeichnisse	63
	Abbildungsverzeichnis	63
	Tabellenverzeichnis	63
	Literaturverzeichniss	64

Grund der Untersuchung

Die Empfindlichkeit des Klimas auf eine Zunahme der CO₂-Konzentration ist ein weit verbreiteter Streitpunkt, obwohl das IPCC Angaben macht, die vom größten Teil der Wissenschaftler geteilt werden. Wenn man berücksichtigt, daß es heute nur ca. 5 K wärmer als zur Eiszeit ist, erscheint eine Erwärmungsbegrenzung auf 2 K sinnvoll. Da damit eine vermögensmäßige Umbewertung der bisherigen Energiebasis verbunden ist, die für die einen mit Einbußen und für andere mit Gewinnen verbunden ist findet auch ein heftiger Kampf um wissenschaftliche Aussagen statt. Dabei beziehen sich Einzelne auf Aussagen von Wissenschaftlern ohne die Qualität der Aussagen zu prüfen. Zu den zitierten Aussagen gehört auch das Paper von Prof. Harde, der im Abstrakt eine Klimasensitivität von ca. 0,6 K angibt, die erheblich kleiner ist als die von den meisten Wissenschaftlern ermittelte Klimasensitivität. Wegen der Bedeutung wissenschaftlicher Aussagen in diesem Bereich ist kritisch zu

hinterfragen ob das Paper von Prof. Harde oder die Aussagen anderer alle Zweige der Physik ausreichend berücksichtigt.

Um diese Untersuchung nachvollziehbar zu machen, ist das Paper von Prof. Harde vollständig als Übersetzung zitiert [§51(1) UrhG] (das Original ist ständig im verfügbar unter [Harde, 2014]).

Einzelne Punkte der Untersuchung ergänzen das Zitat und sind in [blau](#) geschrieben.

Ergebnis der Untersuchung: Der Ansatz von Prof. Harde könnte interessant sein, aber da die Konvektion nicht ausreichend berücksichtigt ist, sind die Aussagen von Prof. Harde wertlos. Besonders hat er die Feststellungen von [Schwarzschild, 1906] nicht berücksichtigt, daß in der Troposphäre der Temperaturgradient nicht von den Strahlungseigenschaften, sondern von den adiabatischen Gaseigenschaften und die Höhe der Tropopause von der optischen Dichte darüber abhängt. Dazu schreibt Prof. Harde z.B. in einem Absatz auf Seite 44: *»In der Literatur können sehr widersprüchliche Modelle ...«.*

Das stimmt insoweit, daß der Temperaturgradient nicht konstant ist und wegen der Turbulenzen auch zeitlich nicht konstant ist. Für bestimmte Zwecke wird oft das momentane Temperaturprofil gebraucht und ist deshalb z.B. als Stüvediagramm verfügbar [[Deutscher Wetterdienst](#), 2014b] - aber für die Berechnung der Klimaempfindlichkeit wird nur der zeitliche Mittelwert gebraucht. In großen Höhen ist die Abweichung von der Adiabate gering, da sich die Viskosität der Luft nur wenig auswirkt. Wo kaum noch Wasserdampf ist, ist die Adiabate die Trockenadiabate. In geringeren Höhen wird der Temperaturverlauf zur Feuchtadiabate, weil Wasserdampf lokal zeitweise kondensiert und ausfällt. Ursache der Feuchtadiabate ist die bei der Kondensation freiwerdende Kondensationswärme. In Oberflächennähe macht sich die Bodenreibung bemerkbar, so daß der Temperaturgradient von ca. $6,5\text{ K/km}$ bis auf 15 K/mm (mm!) steigt. Muß jetzt aber zu Bestimmung der CO_2 -Sensitivität dieser Temperaturverlauf bestimmt werden? Nein, das stellt auch Prof. Harde auf Seite 37 fest: *»Nur Abweichungen von dieser Referenz, die durch eine Änderung der CO_2 -Konzentration und die verschiedenen Rückkopplungsprozesse verursacht werden, sind weiter von Interesse, nicht so sehr das absolute Temperaturniveau.«.* Da die Zunahme der Tropopausenhöhe in großen Höhen erfolgt, ist die Abweichung von der Adiabate sehr gering und es kommen kaum neue Rückkopplungsprozesse. Damit geht es nur um den Höhenzuwachs, der allein aus Strahlungsrechnungen folgt - wie schon [Schwarzschild, 1906] festgestellt hat.

Bei der Bestimmung der Sensitivität ist zuerst der Temperaturgradient zu bestimmen, bei dem der Übergang von der Stratosphäre (Ansatz keine Konvektion) in die Troposphäre (Ansatz konstanter Temperaturgradient) erfolgt. Zunächst wird die Referenz konstruiert mit den Referenzwerten der Treibhausgaskonzentration und dem festgelegten Temperaturgradienten, der sich von der Tropopause bis zur Oberfläche erstreckt. Der Temperaturverlauf in der Stratosphäre ergibt sich aus dem Strahlungsgleichgewicht [Schwarzschild, 1906]. Entsprechend dem physikalischen Sachverhalt ist die Stratosphäre um so dünner, je größer Nettowärmestrom und Treibhausgaskonzentration sind. Zur Bestimmung des Strahlungsgleichgewichts wird natürlich auch die Strahlung von unten nach oben gebraucht, die von allem was darunter liegt, emittiert wird. Dabei ist mit Bestimmung der Temperatur der Tropopause der ganze Temperaturverlauf unterhalb der Tropopause bekannt - und dieser Temperaturverlauf bestimmt die Stärke der Emissionen. Diese Strahlung plus die Strahlung aus der Stratosphäre bestimmen die Strahlung ins Weltall. Dabei weicht die Wellenlängenverteilung der Strahlung (deren Gesamtintensität von der absorbierten Solarstrahlung abhängt) erheblich von einem Planck-Verlauf ab durch die Wellenlängenabhängigkeit der Absorptionslängen und den Temperaturunterschieden in der Atmosphäre. In der Regel wird die Bestimmung von Tropopausenhöhe und Temperatur der Tropopause (und damit der Oberfläche) ein Iterationsprozeß sein.

Bei Verdoppelung der CO₂-Konzentration ändert sich alles. Die Tropopause wird höher und kälter, die Temperatur der Oberfläche steigt. Der Übergang von der Stratosphäre (Ansatz keine Konvektion) in die Troposphäre (Ansatz konstanter Temperaturgradient) erfolgt natürlich bei dem gleichen Temperaturgradienten wie im Referenzfall. Auch die weiteren Rechenschritte sind die gleichen wie bei der Referenz, wobei die Gesamtabstrahlung ins Weltall gleich bleibt, aber mit anderer Wellenlängenverteilung.

Bei diesem Vorgehen spielt die Konvektion in der Troposphäre mit ihrem Transport an latenter und sensibler Wärme keine Rolle und die transportierte Wärmemenge ist sowieso unbekannt und kann unbekannt bleiben.

Weitere Punkte: Prof. Harde vernachlässigt die Chaoserscheinungen des Wetters. Das ist für grundsätzliche Aussagen zulässig und das schrieb auch schon [Schwarzschild, 1906]:

Um die physikalischen Verhältnisse zu begreifen, unter denen diese Erscheinungen stehen, pflegt man in erster Annäherung den räumlichen und zeitlichen Wechsel durch einen mittleren stationären Zustand, ein mechanisches Gleichgewicht ... zu ersetzen.

Auch weitere Erkenntnisse von [Schwarzschild, 1906] sind wichtig:

Ist nämlich der Temperaturgradient kleiner als bei adiabatischem Gleichgewicht, so gerät eine aufsteigende Luftmasse in Schichten, welche wärmer und dünner sind, als sie selbst ankommt, sie erfährt daher einen Druck nach unten. Ebenso erfährt dann eine absteigende Luftmasse einen Druck nach oben. Ein Gleichgewicht mit kleinerem Temperaturgradienten, als das adiabatische, ist daher stabil, umgekehrt eines mit größerem Temperaturgradienten instabil.

In der ganzen Troposphäre würde ohne Konvektion der Temperaturgradient über den adiabatischen Grenzwert steigen, da aber dieser »Versuch« eine Verstärkung der Konvektion auslöst, liegt der tatsächliche Temperaturgradient nur wenig über dem adiabatischen. Zu dem Unterschied zwischen tatsächlichen und adiabatischen Temperaturprofil ein Zitat aus [Rödel und Wagner, 2011, S. 361]:

Bei sehr intensiver Konvektion ...; im Endeffekt heißt dies, daß bei sehr starker konvektiver Durchmischung ..., es stellt sich ein Temperaturprofil ein, das sich von dem adiabatischen Profil praktisch nicht mehr unterscheidet.

Ähnlich schreibt der [Deutscher Wetterdienst, 2014a] zu einem überadiabatischen Gradienten:

Ein trockenlabiler Zustand ist im allgemeinen in der freien Atmosphäre nicht anzutreffen.

Oder mit anderen Worten: wegen der großen Beweglichkeit der Luft beobachtet man höchst selten größere überadiabatische Temperaturgradienten. Da die Nettoabsorption (Absorption - Emission) vom Temperaturverlauf abhängt und der einen konvektiven (sensibler und latenter) Wärmestrom unbekannter Stärke verursacht, ist in der Troposphäre mit der Strahlungstransportrechnung allein ein Temperaturverlauf nicht zu berechnen. Eine Einbeziehung der konvektiven Wärmeströme scheitert daran, daß diese konvektiven Wärmeströme unbekannt sind. Also bleibt realistisch für die Troposphäre nur der Ansatz des adiabatischen Temperaturverlaufs und Strahlungstransportrechnungen allein haben keine Aussagekraft (wie z.B. Sättigung und ähnliches).

Auch zur Strahlungsverteilung in einer Stratosphäre schreibt [Schwarzschild, 1906]¹⁾:

Es läßt sich also nur unter Voraussetzung des Kirchhoff'schen Gesetzes die Abhängigkeit der Strahlung E von der über der betreffenden Stelle liegenden optischen Masse²⁾ ableiten.

Auch die Zweiteilung von Atmosphären hat [Schwarzschild, 1906] erkannt (»äußere Schale« = Stratosphäre, »in der Tiefe« = Troposphäre, »Entnahme der Energie aus ihren eigentlichen Quellen« = hier Abstrahlung von der Erdoberfläche):

Es wird daher hier die Vorstellung nahe gelegt, daß eine äußere Schale . . . sich in stabilem Strahlungsgleichgewicht befindet, während sich vielleicht in der Tiefe eine dem adiabatischen Gleichgewicht angenäherte Zone auf- und absteigender Ströme erstreckt, die dann zugleich die Entnahme der Energie aus ihren eigentlichen Quellen besorgen wird.

Diese Situation beschreibt [Pierrehumbert, 2011] ähnlich:

Die stratosphärische Temperatur ist konstant oder sanft abfallend mit der Höhe für ein reines IR- Strahlungsgleichgewicht, aber lokal³⁾ läßt die Absorption von Sonnenstrahlung die stratosphärische Temperatur mit der Höhe ansteigen.

Anmerkung: Die Wasserdampf-Rückkopplung ist keine eigentliche Rückkopplung - sie ist »nur« die Einstellung des Gleichgewichts zwischen Strahlung und Konvektion. Der Begriff »Rückkopplung« ist nur dem RF-Konzept geschuldet.

An diesen Sachverhalten ist Prof. Harde's Paper zu messen.

Daß Prof. Harde andere Ansichten zur Klimaempfindlichkeit hat, ist auf Grund seines Papers zu erwarten. Daß er trotzdem seine Ansichten in einem Kommentar (Abschnitt 8 auf Seite 57) verteidigt, ist ihm zu danken. Da allerdings sein Kommentar dem Ergebnis der Untersuchung teilweise erheblich widerspricht, erfolgt eine Antwort (Abschnitt 9 auf Seite 59) mit den Ergebnissen der Untersuchung, zugeschnitten auf den Kommentar.

Titeldaten von Prof. Harde's Paper

OPEN JOURNAL OF ATMOSPHERIC AND CLIMATE CHANGE

ISSN (Print): 2374-3794 ISSN (Online): 2374-3808

im Druck

OPEN JOURNAL OF ATMOSPHERIC AND CLIMATE CHANGE

Erweitertes Zwei-Schicht Klimamodell für die Bewertung der globalen Erwärmung durch CO₂

Hermann Harde⁴⁾

Experimentalphysik und Materialwissenschaften, Helmut-Schmidt-Universität, Hamburg, Deutschland.

¹⁾In dem Teil des Papers schreibt Schwarzschild noch allgemein von »Atmosphäre«, weil er die Konvektion (Troposphäre) erst später betrachtet.

²⁾Heute spricht man nicht von optischer Masse, sondern von optischer Dicke.

³⁾Ozonschicht

⁴⁾Korrespondenz mit dem Autor: <mailto:harde@hsu-hh.de>

Abstrakt

Wir präsentieren ein erweitertes Zwei-Schicht-Klimamodell, das besonders geeignet ist, um den Einfluss der zunehmenden CO₂-Konzentration und einer sich ändernden Sonnenaktivität auf die globale Erwärmung zu berechnen. Das Modell beschreibt die Atmosphäre und den Boden als zwei Schichten, die gleichzeitig als Absorber und Planck'scher Strahler wirken und zusätzliche die Wärmeübertragung zwischen diesen Schichten durch Konvektion und Verdampfung umfasst. Das Modell berücksichtigt alle relevanten Rückkopplungsprozesse, die durch Veränderungen von Wasserdampf, Temperaturgradienten, Bodenalbedo oder Konvektion und Verdunstung verursacht werden. Insbesondere wird der Einfluss von Wolken mit einer thermisch induzierten oder Solar Feedback im Detail untersucht. Das kurz- und langwellige Absorptionsvermögen der wichtigsten Treibhausgase Wasserdampf, Kohlendioxid, Methan und Ozon wird aus line-by-line-Berechnungen auf der Grundlage der HITRAN08-Datenbasis abgeleitet und in das Modell integriert. Simulationen mit einer erhöhten Sonnenaktivität im vergangenen Jahrhundert ergeben eine CO₂ bedingte Erwärmung von 0,2°C und eine Solar Einfluss von 0,54°C über diesen Zeitraum, was eine CO₂-Klimasensitivität von 0,6°C (Verdoppelung des CO₂) und eine Solar-Empfindlichkeit von 0,5°C (0,1 %tige Erhöhung des Solarkonstante) bedeutet.

Stichworte:

Kohlendioxid; Klimamodell; Klimasensitivität; Wolkenbedeckung; globale Erwärmung; Sonnenaktivität

Tabelle 0: Abkürzungsverzeichnis

AOGCM	Atmosphäre-Ozean-General Circulation Model
C_C	Wolkenbedeckungsgrad
C_S	Klimasensitivität
EASy	Erde-Atmosphäre-System
Feedback	= Rückkopplung
GH	Treibhausgas
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
lw	langwellig
$r_{...}$	Streukoeffizient, spezifiziert durch den Index
RF	Strahlungsantrieb
S_S	solare Empfindlichkeit
sw	kurzwellig
TFK	Energieschema nach [Trenberth u. a., 2009] (Namensanfänge der Autoren)
TOA	Spitze der Atmosphäre
TSI	totale Intensität der Solarstrahlung

1 EINFÜHRUNG

Das Verständnis der jüngsten Veränderungen im Klimasystem folgt aus der Kombination von Beobachtungen, Studien der Rückkopplungsprozesse und Modellsimulationen [IPCC, 2013]. Obwohl der begründete Stand des Wissens über das Erd-Atmosphäre-System (EASy) in den letzten zehn Jahren signifikant verbessert werden konnte, sind die Erklärungen der beobachteten globalen Erwärmung im letzten Jahrhundert sehr vielfältig und widersprüchlich. Ein Grund könnte sein, dass ganz andere und sogar entgegengesetzte Prozesse unser Klima

steuern und es ist nicht immer klar, welche einzelnen Beitrag diese haben. Die Gewichtung dieser Prozesse in Modellsimulationen hat erhebliche Auswirkungen auf die Voraussagen, was wirklich unsere Klimazukunft bestimmt.

Viele Klimamodelle, insbesondere die Atmosphäre-Ozean-General Zirkulation Modelle (AOGCMs) [Randall u. a., 2007], wurden nicht nur entwickelt, um das globale Szenario als Funktion der Zeit zu simulieren, sondern auch lokale Klimaschwankungen vorherzusagen. Daher haben sie ein dichtes Raster von gekoppelten nichtlinearen Differentialgleichungen in Abhängigkeit von endlosen zusätzlichen Parametern, die diese Berechnungen sehr zeitaufwendig und auch die Lösung instabil machen. Also, kleinste Abweichungen in den Anfangsbedingungen oder Korrekturen an einem der mehrdimensionalen Parameter führen bereits zu großen Abweichungen in der letzten Folge und können gut mit einigen Beobachtungen übereinstimmen, aber zu völlig falschen Schlussfolgerungen führen.

Für die eigentliche Bewertung einer der fundamentalen Größen der Klimawissenschaften, der Gleichgewichtsklimasensitivität, dem Temperaturanstieg an bei verdoppelter CO₂-Konzentration [Randall u. a., 2007, p. 629], favorisiert das Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) das Konzept des Strahlungsantriebs (RF), das angeblich zweckmäßig wäre, die Änderung von Oberfläche und Troposphäre zu einem anderen Gleichgewichtszustand in Antwort auf eine von außen auferlegten Störung zu beschreiben. Jedoch beschreibt in der Regel dieses Konzept nur eine 1. Näherung auf eine solchen externe Störung [IPCC, 2001, p. 354]. So wird angenommen, daß die mit zunehmender Treibhaus-(GH)-Gaskonzentration zusätzlich absorbierte Strahlung in einem ersten Schritt nur eine Temperaturerhöhung der Atmosphäre bis zu einem Niveau bewirkt, bei dem die Atmosphäre nur die durch die zusätzliche Absorption erhöhte Strahlungsenergie freigibt. Eine Rückkopplung zu der Erdoberfläche wird dann als lineare Antwort auf die Störung angenommen, wobei die erhöhte Lufttemperatur einfach eins zu eins umgesetzt werden soll zur Oberfläche ohne Rücksicht auf signifikante Zusammenhänge zwischen den beiden Schichten, im allgemeinen bewirkt eine Störung eine völlig neue Strahlungs- und Energiebilanz. (Das ist richtig, aber wegen der Konzentration auf Strahlungstransportrechnungen bei Prof. Harde unvollständig.) Also, da Konvektion und Verdampfungsprozesse direkt temperaturabhängig sind und jeder Strahlungsfluss stark mit der 4. Potenz der Temperatur variiert ist alles nichtlinear. (»Nichtlinear« ist richtig, aber die »4. Potenz der Temperatur« trifft nur für im Allgemeinen nicht erfüllte Spezialfälle zu.) All dies ändert die wieder absorbierte Strahlung in der Atmosphäre und die direkten Strahlungsverluste in den Raum. So kann die Reaktion des EASy auf jede Störung nicht aus dem Temperaturprofil der Atmosphäre allein abgeleitet werden, sondern muss sowohl die Energiebilanz an der Oberfläche als auch an der Spitze der Atmosphäre (TOA) berücksichtigen, die einfach in einer neuen thermischen Gleichgewicht des EASy führt. (Es muß aber auch die Änderung des Temperaturprofils berücksichtigt werden, wodurch z.B. Sättigungseffekte wegfallen.)

Im Gegensatz zum RF-Konzept und den extrem komplexen AOGCMs präsentieren wir hier ein erweitertes zweilagiges Klimamodell, das besonders geeignet ist, um den Einfluss steigender CO₂-Konzentrationen auf die globale Erwärmung als auch die Auswirkungen von Sonnenschwankungen auf das Klima zu berechnen. Das Modell beschreibt die Atmosphäre und den Boden als zwei Schichten, die gleichzeitig als Absorber und Planck'sche Strahler wirken und umfasst die zusätzliche Wärmeübertragung zwischen diesen Schichten durch Konvektion und Verdampfung. Im Gleichgewichtszustand emittieren sowohl die Atmosphäre als auch die Oberfläche so viel Leistung, wie sie von der Sonne und den benachbarten Schichten absorbieren. Eine externe Störung, beispielsweise durch Schwankungen der Sonnenaktivität oder der GH-Gase zwingt dann das System zu einem neuen Gleichgewicht mit neuen Temperaturverteilungen in der Erde und der Atmosphäre.

Das Modell umfasst kurz- (sw) und langwellige (lw) Streuprozesse in der Atmosphäre und bei Wolken, insbesondere sind es die Mehrfachstreuung und Reflexion zwischen der Oberfläche und Wolken. Es beinhaltet nicht nur die gemeinsamen Feedback-Prozesse wie Wasserdampf, Temperaturgradient und Albedo, sondern berücksichtigt zusätzlich auch die temperaturabhängigen sensiblen und latenten Wärmeflüsse sowie ein temperaturbedingtes und ein solar induziertes Bewölkungs-Feedback.

Während die Ausbreitungsverluste der Strahlung in der Atmosphäre in der Regel durch den Term Strahlungsantrieb ausgedrückt werden, verfolgen wir alle Änderungen von GH-Gaskonzentrationen zurück in das sw- und lw-Absorptionsvermögen dieser Gase, die also die wichtigsten Parameter in unserem Klimamodell stellen. Dieses Absorptionsvermögen für die wichtigsten GH-Gase Wasserdampf, Kohlendioxid, Methan und Ozon wird berechnet und hergeleitet mit Linie-für-Linie-Berechnungen auf der Grundlage der HITRAN08-Datenbank [Rothman u. a., 2009]. Da sich die Konzentration der GH-Gase und der Luftdruck mit Temperatur und Höhe ändern, werden diese Berechnungen in bis zu 228 Unterschichten vom Boden bis 86 km Höhe durchgeführt und zusätzlich in drei Klimazonen: Tropen, mittlere Breiten und hohe Breiten. Um zu bestimmen wie diese das Absorptionsvermögen ändern, werden schließlich alle diese Berechnungen für die Unterschichten und Klimazonen mit 14 verschiedenen CO₂-Konzentrationen von 0 bis 770 ppmV bei ansonsten gleichen Bedingungen wiederholt.

Die Änderung der Weglänge des Sonnenlichts in den Unterschichten, die vom Einfallswinkel in die Atmosphäre abhängt und daher von der geographischen Breite und Länge, wird durch Betrachtung der Erde als Ikosaederstumpf (Bucky Ball) erhalten, der aus 32 Flächenelementen mit definierten Winkel zu der einfallenden Strahlung besteht und dann wird jedem dieser Bereiche eine der drei Klimazonen zugewiesen.

Die Ausbreitung der langwelligen Strahlung, insbesondere die auf- und abwärtsgerichtete Strahlung durch die Atmosphäre selbst, sowie Änderungen dieser emittierten Strahlung mit der Temperatur wird aus Strahlungstransportrechnungen [Goody und Yung, 1989], [Salby, 2012], [Harde, 2013] für jede Zone hergeleitet.

Die spektrale sw-Absorption wird über einen Spektralbereich von 0,1 bis 8 μm berechnet, wo die solare Absorption ist und die spektrale lw-Absorption wird über einen Spektralbereich von 3 bis 100 μm berechnet und charakterisiert der Absorption der terrestrischen und atmosphärischen Strahlung. Beide Spektren zeigen sowohl eine deutliche Sättigung mit steigender Konzentration von Wasserdampf und CO₂ als auch eine starke gegenseitige Beeinflussung dieser Spektren. Wir erläutern, wie sich beide Effekte im Wesentlichen dämpfen als Reaktion des Klimasystems auf eine sich verändernde CO₂-Konzentration. [Wird in der Troposphäre nicht die Absorption, sondern nur die Änderung der Temperaturen durch die Höhenänderung der Tropopause beachtet entfällt eine Sättigung.](#)

Das sw- und lw-Absorptionsvermögen sind in unserem Klimamodell integriert, um die Oberflächentemperatur der Erde und die Temperatur der unteren Troposphäre als Funktion der CO₂-Konzentration zu simulieren. Der Temperaturanstieg infolge verdoppelter CO₂-Konzentration ergibt dann direkt die CO₂-Klimasensitivität und die jeweiligen Luftempfindlichkeit.

Verschiedene Szenarien, unter klarem Himmel bzw. regelmäßiger Bewölkung sind umfangreich untersucht, einschließlich aller relevanten Prozesse, Rückkopplungen und auch dem Einfluss einer Änderung der Sonnenaktivität. Diese Untersuchungen zeigen den dominierenden Einfluss einer variierenden Wolkendecke auf die globale Erwärmung, verursacht durch ein thermisch und / oder solar induziertes Wolken-Feedback. Insbesondere zeigen sie, dass aufgrund dieses starken Wolken-Feedbacks die beobachtete Erwärmung im letzten Jahrhundert nur befriedigend erklärt wird, wenn ein signifikanten Anteil einer erhöhter Sonnenaktivität

in dieser Zeit zugeschrieben wird.

Unsere Simulationen zeigen eine Klimasensitivität von $C_S = 0,6^\circ\text{C}$ und eine Sonnenempfindlichkeit von $S_S = 0,5^\circ\text{C}$ (bei 0,1 % Änderung der Solarkonstante), während das IPCC in seinem aktuellem Bewertungsbericht [IPCC, 2013] angibt, daß die Gleichgewichtsklimasensitivität wahrscheinlich im Bereich von $1,5^\circ\text{C}$ bis $4,5^\circ\text{C}$ liegt (66 – 100 % Wahrscheinlichkeit, daher mit hoher Sicherheit) und es extrem unwahrscheinlich ist, das sie kleiner als 1°C ist (0 – 5 % mit hoher Sicherheit).

2 Spektroskopische Berechnungen

Der Einfluß von GH-Gase auf das EASy wird fast ausschließlich durch die Absorption und die Emission dieser Gase in der Atmosphäre bestimmt. Daher stellen die jeweiligen Absorptions- und Emissionsspektren die wichtigsten Parameter in jedem Klima-Modell dar. Für die wichtigsten GH-Gase Wasserdampf, Kohlendioxid, Methan und Ozon sind die sw- und lw-Absorption aus Linie-für-Linie-Berechnungen auf der Grundlage der HITRAN08-Datenbank [Rothman u. a., 2009], abgeleitet. Andere Infrarot-aktive Gase wie N_2O , SF_6 oder die Halogenkohlenwasserstoffe (Halogenkohlenwasserstoffe) mit deutlich geringeren Konzentrationen in der Atmosphäre haben keinen merklichen Einfluss auf die weiteren Untersuchungen.

Aufgrund der unterschiedlichen Temperaturen und der Wassergehalte in der Atmosphäre unterschieden wir drei Klimazonen: die Tropen mit einer durchschnittlichen Temperatur von 26°C , die mittleren Breiten mit 8°C und die hohen Breiten mit -7°C .

In diesem Abschnitt erklären wir kurz die Grundprinzipien unserer spektralen Berechnungen und die Ergebnisse für das sw- und lw-Absorptionsvermögen, insbesondere die gegenseitige Beeinflussung von Wasserdampf und Kohlendioxid mit ihren jeweiligen Einflüssen auf die Gesamtabsorption.

2.1 Grundlagen

2.1.1 Integral der Absorption

Die spektrale Intensität der gut kollimierten Strahlung (d.h. alle Strahlen sind fast parallel), übertragen durch eine Gasprobe, ist durch das Lambert-Beer-Gesetz gegeben [Goody und Yung, 1989], [Salby, 2012], das die Eigenstrahlung der Gasprobe vernachlässigt - siehe Gleichung (12 auf Seite 20):

$$I_\lambda(r) = I_\lambda(0) * e^{-\kappa(\lambda,r)} \quad (1)$$

wobei $I_\lambda(0)$ ist die anfängliche spektrale Intensität bei der Wellenlänge λ und $\kappa(\lambda, r)$ die optische Tiefe. Im einfachsten Fall ist $\kappa(\lambda, r)$ nur das Produkt des Absorptionskoeffizienten $\alpha(\lambda)$ des Gases und der Weglänge r . Unter atmosphärischen Bedingungen jedoch variiert $\alpha(\lambda)$ über die Ausbreitungslänge durch Druck- und Temperaturänderungen mit der Höhe (z -Richtung, senkrecht zur Oberfläche). Dann wird $\kappa(\lambda, r)$ durch ein Integral von $\alpha(\lambda)$ über die Pfadlänge L ausgedrückt. Zusätzlich spiegelt $\alpha(\lambda)$ im allgemeinen die Absorption bei λ , die von verschiedenen Übergängen und unterschiedlichen Molekülen der Gase in der Atmosphäre verursacht wird. Daher nimmt $\kappa(\lambda, r)$ folgende allgemeine Form an:

$$\kappa(\lambda, L) = \int_0^L \alpha(\lambda, z(r)) dr = \int_0^L \sum_k \bar{\alpha}_{nm}^i(\lambda, p_p^i(z(r)), p_t(z(r)), T(z(r))) dr \quad (2)$$

wobei $\bar{\alpha}_{nm}^i$ den effektiven Absorptionskoeffizienten repräsentiert, ausgedrückt durch die Differenz zwischen induzierten Absorptions- und induzierten Emissions-Prozess bei einem optischen oder Infrarot-Übergang zwischen einem unteren Molekularzustand n und einem oberen Zustand m [Harde, 2013], [Rothman u. a., 1998]. Das hochgestellte i unterscheidet zwischen den verschiedenen Gaskomponenten in der Atmosphäre. $p_p^i(z(r))$ ist der Partialdruck des i -ten Gas, $p_t(z(r))$, der Gesamtdruck, $T(z(r))$ die Temperatur in der Höhe z und L die Weglänge in der Atmosphäre. Die Summation über k betrifft die Summe in den verschiedenen Übergängen und Gasen. **Deswegen nicht i , weil nicht nur über die verschiedenen Gase i zu summieren ist, sondern auch ggf. über verschiedene Übergänge des Gases i .**

Das Integral in Gleichung (2 auf der vorherigen Seite) wird numerisch durch Segmentieren der Atmosphäre in bis zu 228 Schichten, dann Berechnen der optischen Dicke jeder einzelnen Schicht unter den tatsächlichen Bedingungen in dieser Höhe, und schließlich Summieren über alle Schichten gelöst. **Zweckmäßig sollte die Segmentierung nicht mit unterschiedliche Höhen erfolgen, sondern mit gleichmäßigen Druckstufen jeder Schicht. Bei 228 Schichten also ca. 4,5 mbar-Schichten.**

Die spektrale Absorptionsfähigkeit ergibt sich aus dem Lambert-Beer-Gesetz als:

$$\alpha_\lambda(L) = 1 - t_\lambda(L) = 1 - \frac{I_\lambda(L)}{I_\lambda(0)} = 1 - e^{-\kappa(\lambda,L)} \quad (3)$$

und beschreibt die relative Absorption in Abhängigkeit von der Wellenlänge λ oder der Frequenz $\nu = c/\lambda$. t_λ ist die jeweilige spektralen Durchlässigkeit und c ist die Lichtgeschwindigkeit. Dann kann mit Gleichung (3) das gesamte oder integrierte Absorptionsvermögen definiert werden als:

$$\alpha(L) = \frac{\int_0^\infty I_\lambda(0) * \alpha_\lambda(L) d\lambda}{\int_0^\infty I_\lambda(0) d\lambda} \times 100 [\%] \quad (4)$$

Diese Größe ist durchaus angebracht, den Strahlungsverlust auszudrücken für die absorbierte die Leistung in der Atmosphäre über der Pfadlänge L . Einmal berechnet, entsprechend Gasmisch und jeweiliger sw oder lw Spektralverteilung I_λ , kann das Absorptionsvermögen sehr universell eingesetzt werden und den Einfluss der Gasmischung auf die Strahlungsenergiebilanz des EASy zu simulieren. Daher sind die Absortivität a_{sw} für die sw Sonneneinstrahlung und a_{lw} für die lw terrestrische Strahlung die wichtigsten Parameter, um den Einfluss der zunehmenden CO₂-Konzentration auf die globale Erwärmung zu bestimmen.

2.1.2 Atmosphärische Druck- und Temperaturänderungen

Die Wechselwirkung von Strahlung mit Gasen ist bis zu einer Höhe von 86 km (**ca. 0,0037 mbar**) berücksichtigt. Für die Druck- und Temperaturänderungen über diesen Höhebereich orientieren wir uns an dem US-Standard-Atmosphäre-Modell [, 1976], machen aber einige kleinere Änderungen für die einzelnen Klimazonen Z. Das Standard-Modell verwendet eine globale mittlere Bodentemperatur von 15 °C, und einen Temperaturgradienten von 6,5 °C/km über der Troposphäre bis zur Tropopause, was eine Temperatur von 216,65 K in 11 km Höhe bedingt. Allerdings ändern sich die Bodentemperaturen $T^{Zone}(0)$ der drei Zonen etwas über 33 °C (Tropen: 26 °C = 299,15 K; mittleren Breiten: 8 °C = 281,15 K, hohe Breiten: -7 °C = 266,15 K), während an der Tropopause die Temperaturen fast einander gleichgestellt sein müssen (siehe auch Abschnitt 5.4 auf Seite 40). Daher verwenden wir eine etwas andere

Temperaturänderung über der Troposphäre für jede der drei Klimazonen:

$$T^{Zone}(z) = T^{Zone}(0) - \frac{T^{Zone}(0) - 216,65 \text{ K}}{11\,000 \text{ m}} * z \quad (5)$$

mit den jeweiligen Temperaturgradienten:

$$l_r^{Zone} = - \frac{T^{Zone}(0) - 216,65 \text{ K}}{11\,000 \text{ m}} \quad (6)$$

Aufgrund der unterschiedlichen Temperaturschwankungen und Temperaturgradienten sind auch unterschiedliche Druckschwankungen über der Troposphäre für die drei Zonen zu unterscheiden:

$$p^{Zone}(z) = p^{Zone}(z_0) \left(1 - \frac{l_r^{Zone}(z - z_0)}{T(z_0)} \right)^{\frac{M * g}{R * l_r^{Zone}}} \quad (7)$$

mit $M = 0,028\,96 \text{ kg/mol}$ als die molare Masse der Atmosphäre, $g = 9,81 \text{ m/s}^2$ als Gravitationsbeschleunigung, $R = 8,314 \text{ J/(K * mol)}$ als universelle Gaskonstante und z_0 als Referenzhöhe.

Über der Tropopause, wird für die Stratosphäre und Mesosphäre wieder das Standard-Atmosphärenmodell angewendet. Und genau das geht nicht, weil infolge der erhöhten Treibhausgaskonzentration diese Temperaturen sinken müssen. »müssen« weil bei erhöhter Oberflächentemperatur die Abstrahlung durch das atmosphärische Fenster steigt - aber trotzdem die Gesamtabstrahlung der Erde gleich bleiben muß, was eine verringerte Abstrahlung aus der Stratosphäre und Mesosphäre bedingt, d.h. deren Temperatur muß sinken und tut das auch, wie durch Messungen nachgewiesen ist.

2.1.3 Konzentration der Treibhausgase

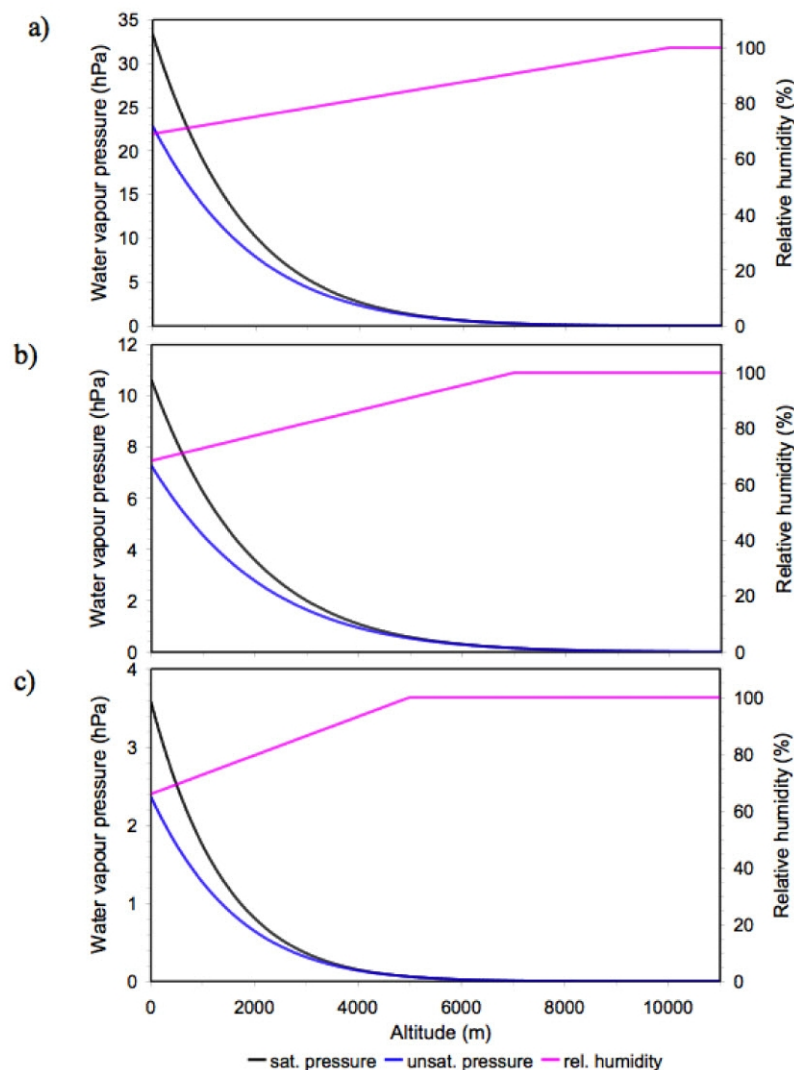
Kohlendioxid und Methan sind gut gemischte Gase in der Atmosphäre, die in nahezu konstanten Konzentrationen über der Oberfläche und der Höhe vorhanden sind. Daher variiert ihre Dichtezahl, die bedeutend für die Absorptionslänge auf molekularen Ebene ist, proportional mit dem Druck und reziprok mit der Temperatur. In diesem Paper verwenden wir eine Referenzkonzentration für CO_2 von 380 ppmV und für CH_4 von 1,8 ppmV.

Ozon ist über die gesamte Stratosphäre und Tropopause mit einer maximalen Konzentration von 7 ppmV in der Umgebung einer Höhe von 38 km verteilt und nimmt ab in Richtung nach unten bis nahe der Troposphäre und in Aufwärtsrichtung bis zur Mesosphäre.

Komplizierter, aber auch viel wichtiger für den Energie- und Strahlungshaushalt der Atmosphäre ist der Wasserdampfgehalt. Es wird fast ausschließlich in der Troposphäre bis zu einer Höhe von 11 km gefunden und aufgrund der Clausius-Clapeyron-Gleichung hängt seine Konzentration stark von der Temperatur ab, die auf der einen Seite mit Änderungen Höhe über Grund und auf der anderen Seite mit der geographischen Breite deutlich variiert. Das hat unterschiedliche Feuchtadiabaten zur Folge, denn der Wasserdampfgehalt ist durch seine Kondensationswärme bestimmend für den Unterschied zwischen Trocken- und Feuchtadiabate. Allerdings ändert sich die Strahlung nach oben kaum, denn Strahlung und Wasserdampfkonzentration hängen gleichartig von der Temperatur ab und deswegen ändert sich zwar die Emissionshöhe - aber kaum die Intensität.

Aus GPS-Messungen [Vey, 2007], durch die die integralen Wassergehalte in den drei Klimazonen bestimmt werden, kann man zusammen mit der Temperatur und Druckabhängigkeit die Wasserdampfkonzentration als Funktion der Höhe zu berechnen (für Details siehe [Harde, 2011]). Die mittlere Konzentration ist in guter Übereinstimmung mit der globalen Durchschnitts Atmosphäre, ist aber fast $2 \times$ größer als die abgeleiteten Daten aus der

US-Standardatmosphäre [, 1976], die nur für die mittleren Breiten gültig ist. Die entsprechenden Graphen für die gesättigten und ungesättigten Partialdrücke sind in Diagramm 1 dargestellt. Diese Wasserdampfänderungen als eine Funktion der Höhe bilden die Grundlage für die weiteren spektroskopischen Berechnungen.



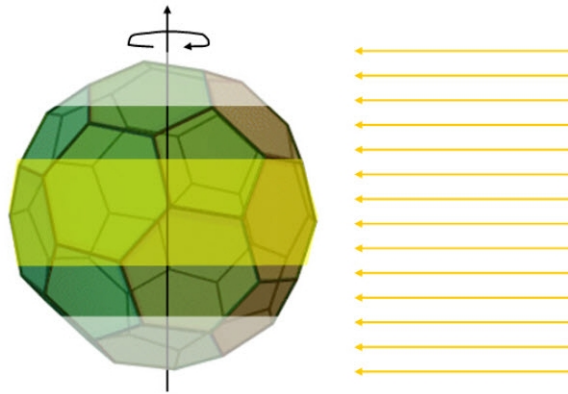
Diagr. 1: a) Wasserdampfkonzentration in den Tropen bei 26 °C,
 b) den mittleren Breiten bei 8 °C und
 c) hohe Breiten bei -7 °C in Abhängigkeit von der Höhe.

2.2 Kurzwellen-Absorption in der Atmosphäre

2.2.1 Pfadlänge in der Atmosphäre

Der Einfallswinkel des Sonnenlichts, das in der Atmosphäre der Erde als gut gebündelter Strahl betrachtet werden kann, variiert wegen der Kugelform der Erde in den einzelnen Gasschichten mit dem Breitengrad und Längengrad über 90° und damit variiert auch die Weglänge, über die die Absorption in den Schichten stattfindet.

Um die Berechnungen auf eine endliche Anzahl von Winkeln und Längenausbreitungen zu begrenzen, wird die Erde als Ikosaederstumpf (auch als Bucky Ball bekannt), bestehend aus 12 fünfeckigen und 20 sechseckigen Flächenelemente erwogen (siehe Diagramm 2).



Diagr. 2: Die Welt als Bucky Ball.

Tabelle 1: zugeordnet Icosaeder Flächen zu den Klimazonen.

Einfallswinkel	90° - P	52,9° - H	25,5° - P	11,6° - H	Fläche (10 ¹² m ²)
Tropen	1,0	3,5	2,0	1,5	127,8
mittlere Breiten	-	1,5	2,5	2,5	103,5
hohe Breiten	-	-	0,5	1	24,4
Weg in der Atmosphäre (km)	108,2	86	206	535,1	∑255,8

Beim Drehen des Bucky Balls in eine Position, bei der eine fünfeckige Fläche senkrecht zum einfallenden Sonnenlichts ausgerichtet ist, werden die weiteren pentagonalen und hexagonalen Gebiete mit bestimmten Orientierungswinkeln der Sonne unterschieden und entsprechende Teile davon den drei Klimazonen zugeordnet.

So, wie in Tabelle 1 aufgeführt ist, gehören vier verschiedene Bereiche zu den Tropen, drei zu den mittleren Breiten und zwei zu den hohen Breiten. Daher sind insgesamt neun verschiedene Berechnungen notwendig, die sich in ihren Weglängen und ihren Bedingungen in den drei Klimazonen unterscheiden, um das sw-Absorptionsvermögen zu bestimmen.

Während in der letzten Spalte in Tabelle 1 die Summe der einzelnen Bereiche für eine Zone ist (die Summe ergibt die Hälfte der Kugel-Oberfläche), wird für die Bestrahlungsstärke einer bestimmten Klimazone der jeweilige Projektionsbereich senkrecht zur einfallenden Strahlung berücksichtigt.

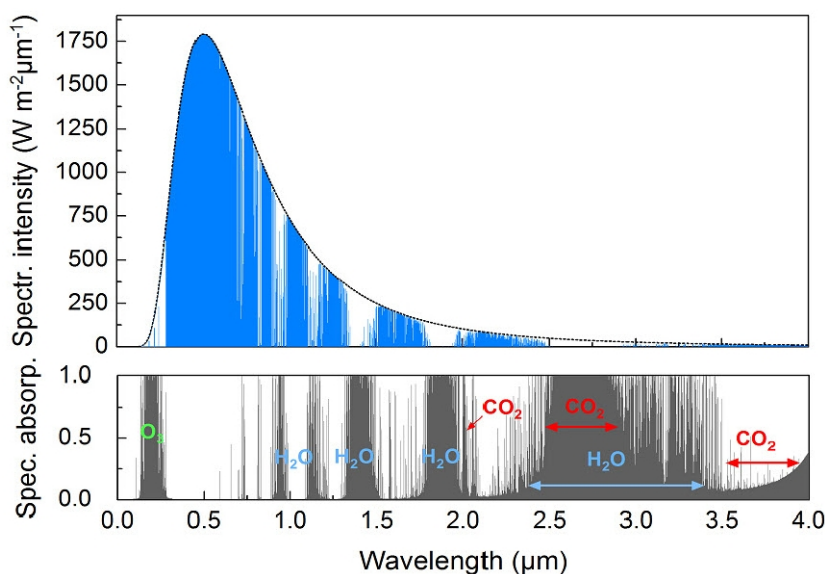
2.2.2 Absorptionsspektrum

Unsere Berechnungen der Solarabsorption in der Atmosphäre decken einen Spektralbereich von 0,1 bis 8 μm ab und basieren auf der HITRAN08-Datenbank [Rothman u. a., 2009]. Innerhalb dieses spektralen Intervalls sind 60 994 Wasserdampflinien, 262 104 Methanlinien und 234 210 Kohlendioxid – Linien gefunden worden. Exakte Berechnungen mit diesen mehr als 500 000 Linien tragen nur zu einer erhöhten Absorption bei von 0,2 % im Vergleich zu Berechnungen nur mit den Haupt-Isotopologen und mit Spektrallinienintensitäten größer als $10^{-24} \text{ cm}^{-1}/(\text{Moleküle} \cdot \text{cm}^{-2})$. Da dieser kleine »Offset« ohne Bedeutung für die weitere Untersuchung der CO₂-Klimaempfindlichkeit ist, wurden meistens die Berechnungen mit der reduzierten Anzahl von Linien durchgeführt. Innerhalb des angegebenen spektralen Intervalls ergeben sich für CO₂ 4421 Linien, für CH₄ 46 208 Linien und für H₂O 9565 Linien.

Da die HITRAN08-Datenbank die UV-Übergänge von Ozon nicht enthält, nehmen wir für dieses Gas zwischen 0,1 und 0,35 μm eine kontinuierliche Absorption mit 8 % an. Diese Absorption stört nicht andere Beiträge aus Wasserdampf, CO₂ oder CH₄ und wird separat im Klimamodell berücksichtigt.

Die aktuellen spektralen Berechnungen rufen alle notwendigen Parameter eines molekula-

des übertragenen Spektrums. Die scharfen Dips und die breiteren weißen Bereiche zeigen die starke Absorption bei diesen Wellenlängen, während die untere Kurve direkt die jeweilige spektrale Absorptionsfähigkeit repräsentiert.



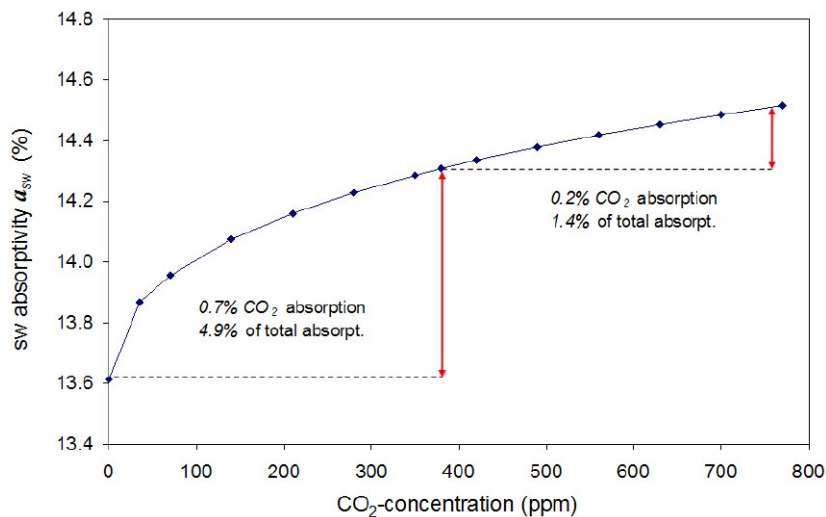
Diagr. 3: Die Absorption von Sonnenlicht in den Tropen von H₂O, CO₂, O₃ und CH₄. Oben: Transmissions-, unten: Absorptionsspektrum.

Diese Abbildung zeigt bereits den dominierenden Einfluss von Wasserdampf über breitere Spektralbereiche, die allein schon zu einem integralen Absorptionsfähigkeit von 13,1 % beitragen, während das CO₂ nur 2,24 % und 0,22 % CH₄ verursacht. Mit dem Teil des Wasserdampf, der CO₂ und CH₄ zugerechnet werden kann (zusammen 2,45 % bei Standardbedingungen) reduziert sich das jedoch auf etwa ein Viertel der bisherigen Werte. Der Grund dafür ist, dass sich ihre Absorptionsbanden stark mit denen von Wasserdampf überlappen, so daß nur 0,52 %, also weniger als 4 % der Gesamtabsorption dem Kohlendioxid zugeordnet werden kann.

Tabelle 2: sw Absorptionsvermögen als eine Funktion der CO₂-Konzentration.

CO ₂ (ppmV)	sw Absorptionsvermögen a_{sw} (%)			
	Tropen	mittlere Breiten	hohe Breiten	globales Mittel
0	14,628	12,674	12,267	13,613
35	14,842	12,949	12,658	13,868
70	14,912	13,045	12,800	13,956
140	15,012	13,175	12,974	14,075
210	15,086	13,266	13,092	14,160
280	15,146	13,340	13,182	14,228
350	15,196	13,400	13,255	14,285
380	15,217	13,425	13,284	14,308
420	15,242	13,455	13,319	14,336
490	15,281	13,501	13,373	14,379
560	15,317	13,542	13,420	14,418
630	15,349	13,580	13,461	14,454
700	15,378	13,614	13,498	14,485
770	15,406	13,645	13,533	14,515

Wir haben das sw-Absorptionsvermögen für die drei Klimazonen und auch für verschiedene CO₂-Konzentrationen von 0 bis 770 ppmV berechnet, wie in Tabelle 2 gezeigt. Die Daten jeder Klimazone sind aufgeführt und jede Konzentration bereits den einen gewichteten Durchschnitt der Projektionsflächen gemittelt, die zu einer Zone (siehe Tabelle 1 auf Seite 13) beitragen. Alle Spektren und mit den jeweiligen Absorptionsvermögen wurden mit einer spektralen Auflösung von 1 GHz oder besser berechnet.



Diagr. 4: Globales sw Absorptionsvermögen als Funktion der CO₂-Konzentration von Wasserdampf, CO₂ und CH₄.

Die letzte Spalte in Tabelle 2 zeigt die globalen Mittelwerte als gewichteter Durchschnitt der drei Klimazonen. Dieses globale sw Absorptionsvermögen wird in Diagramm 4 als eine

Funktion der CO₂-Konzentration aufgetragen und in dieser Form für die weitere Klimasimulationen verwendet. Es ist offensichtlich, dass mit zunehmender Konzentration die Absorption bereits stärkere Sättigung zeigt, was in diesem Fall bedeutet, dass in einigen spektralen Bereichen der Atmosphäre bereits vollständig undurchsichtig wird und nur schwächere Banden oder Linien können zu einer weiteren Dämpfung beitragen. Also, von Null auf 380 ppmV CO₂ erhöht sich die Absorption um 0,7%, während eine weitere Verdoppelung des CO₂ nur weniger als 0,2% beiträgt. [Diese Rechnungen sind uninteressant, da für die Klimaempfindlichkeit die Änderung der Tropopausenhöhe sehr wichtig ist.](#)

2.3 Langwellenabsorption in der Atmosphäre

2.3.1 Spektralbereich und Anzahl der Linien

Die Erdoberfläche und die Atmosphäre, beide mit Temperaturen etwa zwischen -20 und +30°C, stellen Plancksche Strahler dar, die einen Teil ihrer gesammelten Energie in Form von lw-Strahlung abgeben, absorbieren aber auch stark Strahlung über den Infrarot-Wellenlängenbereich. In diesem Unterabschnitt konzentrieren wir uns auf die Frage, wie viel der emittierten terrestrischen Strahlung durch die Atmosphäre absorbiert wird.

Für unsere spektralen Berechnungen betrachten wir einen Bereich von 3 bis 100 μm, wobei in der HITRAN08-Datenbank 18 539 Wasserdampflinien, 178 206 Methanlinien, 167 755 Kohlendioxidlinien und 284 647 Ozonlinien gespeichert sind. Bei Beschränkung der Berechnungen wieder auf die Haupt-Isotopologien und Übergänge mit spektralen Intensitäten größer als 10⁻²⁴ cm⁻¹/(Moleküle*cm⁻²), bleiben für Wasserdampf 2962 Linien, für CH₄ 17 776 Linien, für CO₂ 4454 Linien und für O₃ 75 382 Linien übrig. Also, insgesamt werden fast 96 000 Linien in die weiteren Untersuchungen einbezogen. Die spektrale Auflösung ist wiederum besser als 1 GHz und die vertikale Auflösung über die Atmosphäre mit bis zu 228 Unterschichten variiert von 100 m in der Troposphäre bis 1,6 km in der oberen Mesosphäre.

2.3.2 Ausbreitung von Erdstrahlung

Anders als die gut gebündelte Sonnenstrahlung bei der Transmission durch die Atmosphäre wird terrestrische Strahlung von jedem Flächenelement der Erde in einem Raumwinkel von 2π ausgesendet und breitet sich über die ganze Hemisphäre aus. Um dabei die Absorption von Strahlung, die sich in verschiedene Richtungen ausbreitet und die unterschiedlichen Abstände vor dem Verlassen einer atmosphärischen Schicht der Dicke dz zu bestimmen, ist es notwendig, zunächst die Wechselwirkung eines einzelnen Strahls mit dem Gas vor der Integration über alle Richtungen zu betrachten.

Angenommen, die Erdoberfläche ist ein Planckscher Strahler mit Lambert Emission, dann kann ein einzelner Strahl gekennzeichnet werden durch die spektralen Strahlstärke $I_{\lambda,\Omega} \cos \beta * d\Omega$, emittiert unter einem Winkel β zur Flächennormalen und in den Raumwinkel-Intervall $d\Omega$ mit [Salby, 2012], [Harde, 2013]

$$I_{\lambda,\Omega} \cos \beta * d\Omega = \frac{2hc^2n^3}{\lambda^5} \frac{1}{e^{\frac{hc}{kT_E\lambda}} - 1} \cos \beta * d\Omega \quad (8)$$

wobei h die Plancksche Konstante ist, c die Vakuumlichtgeschwindigkeit, n der Brechungsindex, k die Boltzmann-Konstante und T_E ist die Oberflächentemperatur der Erde. Dieser Strahl durchläuft eine Strecke $dz/\cos \beta$ vor dem Verlassen der Schicht und erleidet damit einen

Absorptionsverlust von $\alpha(\lambda)I_{\lambda,\Omega} \cos \beta / \cos \beta * d\Omega * dz$. Dann ergibt Integration über Ω (siehe auch [Harde, 2013], Gleichung (54 auf Seite 30).):

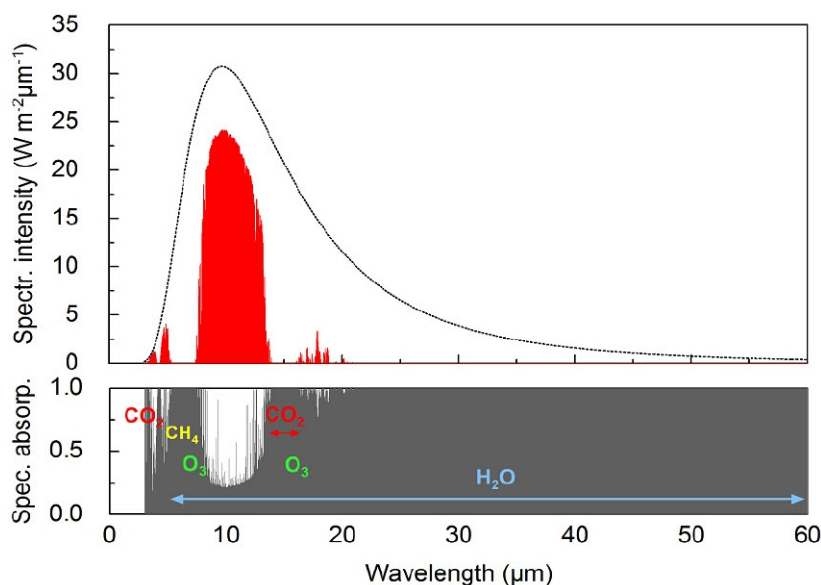
$$\frac{\int dI_{\lambda,\Omega} \cos \beta d\Omega}{dz} = - \sum_k \bar{\alpha}_{nm}^i(\lambda, z) \int_0^{2\pi} I_{\lambda,\Omega} \frac{\cos \beta}{\cos \beta} d\Omega = - 2\alpha(\lambda, z) * \pi * I_{\lambda,\Omega} \quad (9)$$

wobei $\alpha(\lambda, z)$ die Summe über die effektive Absorptionskoeffizienten der beteiligten Übergänge und Gase bei der Wellenlänge λ darstellen (siehe Gleichung (2 auf Seite 9)). Da das Integral $\int I_{\lambda,\Omega} \cos \beta d\Omega = \pi * I_{\lambda,\Omega}$ in Gleichung (9) definiert nur die spektrale Intensität I_λ (oder spektrale Flussdichte), kann die mittlere Expansion der emittierten Strahlung senkrecht zu der Oberfläche in z -Richtung Gleichung (9) geschrieben werden als

$$\frac{dI_\lambda}{dz} = - 2\alpha(\lambda, z) * \pi * I_\lambda(z) \quad (10)$$

Diese Differentialgleichung für die spektrale Intensität zeigt, daß der effektive Absorptionskoeffizient das Doppelte der spektralen Strahldichte ist - oder mit anderen Worten die durchschnittliche Fortpflanzungslänge der Strahlung, durch die Schicht hindurchtritt, ist das Doppelte der Schichtdicke. Das bedeutet, wir können auch annehmen, daß die Strahlung mit dem regulären Absorptionskoeffizienten $\alpha(\lambda, z)$ absorbiert wird, sich aber im Mittel unter einem Winkel von 60° zur Flächennormalen ($1/\cos 60^\circ = 2$) ausbreitet.

In der Realität wird die Erde von einem Lambert Strahler abweichen und wegen Mie-Streuung oder Inhomogenitäten in der Atmosphäre die einzelnen Strahlen nicht der geometrischen Optik gehorchen. Daher scheint es durchaus sinnvoll, einen etwas kleineren effektiven Absorptionskoeffizienten ($(1/\cos \beta^\circ) * \alpha(\lambda, z)$) in Gleichung (10) mit einer mittleren Ausbreitungswinkel $\beta = 52^\circ$ gelten zu lassen. Diese Beschreibung ist in enger Abstimmung mit der Zweistrom-Approximation (siehe [Salby, 2012, p. 232]) und entspricht einem Diffusionsfaktor von $1/\cos \beta^\circ$. Die Integration von Gleichung (10) über z und die Anwendung von Gleichung (4 auf Seite 10) ergibt dann die lw Absorption a_{lw} .



Diagr. 5: Transmission und Absorptionsspektrum der terrestrischen Strahlung in der Atmosphäre.

Tabelle 3: lw Absorptionsvermögen als eine Funktion des CO₂-Konzentration.

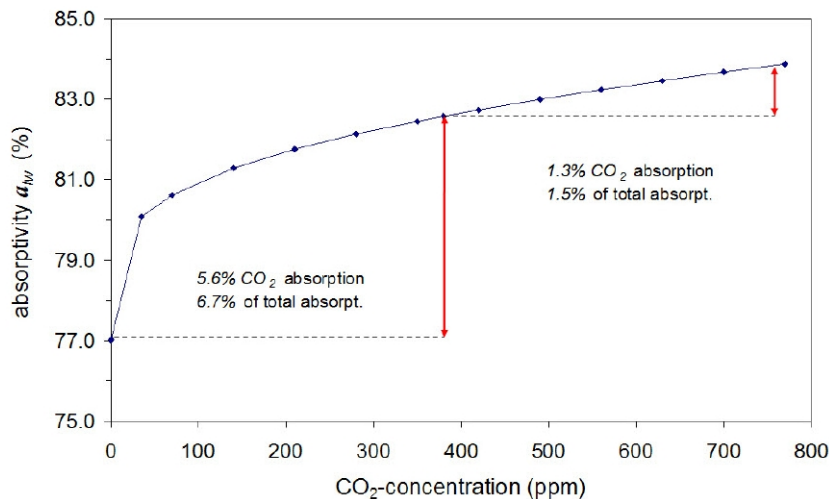
CO ₂ (ppmV)	lw Absorptionsvermögen a_{lw} (%)				
	Tropen	mittlere Breiten	hohe Breiten	durchschnittlich 3 Zonen	globales Mittel
0	81,90	69,44	58,98	74,68	77,02
35	83,80	74,48	67,04	78,43	80,08
70	84,18	75,35	68,32	79,10	80,62
140	84,65	76,31	69,80	79,86	81,29
210	84,99	77,00	70,77	80,40	81,76
280	85,28	77,51	71,52	80,83	82,14
350	85,53	77,95	72,14	81,19	82,45
380	85,65	78,12	72,38	81,34	82,58
420	85,76	78,33	72,68	81,51	82,74
490	85,97	78,67	73,16	81,80	83,00
560	86,16	78,98	73,61	82,06	83,24
630	86,35	79,29	74,02	82,32	83,46
700	86,52	79,58	74,41	82,56	83,68
770	86,69	79,85	74,78	82,79	83,88

2.3.3 Absorptionsspektrum

Diagramm 5 auf der vorherigen Seite zeigt das Transmission- und das Absorptionsspektrum der terrestrischen Strahlung von 3 bis 60 μm für den Tropen mit einer Bodentemperatur von 26 °C und einer Wasserdampfkonzentration von 2,29 %. Die spektrale Intensität I_λ für einen Planckschen Schwarzkörperstrahler von 26 °C wird als gestrichelte Linie aufgetragen. Der Gesamtfluss als Integral über die spektrale Intensität ist in diesem Fall $I_E = 454 \text{ W/m}^2$, von dem 85,7 % durch die GH-Gase absorbiert werden. Über breitere Spektralbereiche ist die Atmosphäre fast vollständig opak, nur um 10 μm herum können weniger als 15 % der terrestrischen Strahlung direkt an das Weltall abgegeben werden. Wieder absorbiert mit Abstand der Wasserdampf die größte Menge, er absorbiert bereits 80,1 %, während das CO₂ allein liefert 22,9 %, CH₄ 2,0 % und O₃ 3,3 %. Jedoch aufgrund der Überlappung mit dem Wasserdampf-Spektrum in Gegenwart von anderen Gasen bewirkt CO₂ nur eine zusätzliche Erhöhung des lw Absorptionsvermögens von 3,5 %.

Das berechnete lw Absorptionsvermögen für die drei Klimazonen in Abhängigkeit von der CO₂-Konzentration sind in Tabelle 3. Die Werte in der vorletzten Spalte stellen wieder die gewichteten Mittelwerte über die drei Klimazonen dar. Diese Durchschnittswerte weichen jedoch leicht um etwa 1 % von den Berechnungen ab, die unter Bedingungen mit einer einheitlichen Temperatur von 15,5 °C ab und einer einheitlichen Wasserdampfkonzentration von 14 615 ppmV durchgeführt werden. Diese Werte für die Temperatur und Wasserdampfkonzentration wurden auch als gewichtete Durchschnittswerte über die Klimazonen bestimmt. Die mit diesen Parametern berechneten mittleren globalen Absorptionsvermögen sind in der letzten Spalte der Tabelle 3 aufgeführt und werden in Abhängigkeit von der CO₂-Konzentration in Diagramm 6 auf der nächsten Seite dargestellt.

Da wir uns in diesem Papier besonders auf die globalen Einfluss von CO₂ konzentrieren, der die globale Klimasensitivität kennzeichnet, scheint es angemessen, diese Daten für die weitere Simulationen zu nutzen. In jedem Fall wurde festgestellt, dass es für die Klimaempfindlichkeit



Diagr. 6: Globale lw Absorptionsfähigkeit in Abhängigkeit von der CO₂-Konzentration, die von Wasserdampf, CO₂, CH₄ und O₃ verursacht wird.

keinen größeren Unterschied macht, welche Datenmenge verwendet wird.

Ähnlich wie bei den sw-Absorptionsvermögen leidet auch die lw Strahlung stärker unter Sättigungseffekten mit zunehmender Konzentration. Also, von Null auf 380 ppmV erhöht die Absorption um 5,6 %, während eine weitere Verdoppelung der CO₂-Konzentration nur etwa 1,3 % verursacht.

3 Strahlungstransport in der Atmosphäre

Im vorigen Abschnitt haben wir uns auf die Absorption von solarer und terrestrischer Strahlung in der Atmosphäre konzentriert, sowohl auf die Erhöhung der mechanischen und kinetischen als auch der inneren Energie der Gasdecke. Aber im thermischen Gleichgewicht der Atmosphäre, entfernt sich die gleiche Menge an Energie in das Weltall und ein Teil der Energie aus absorbierte Strahlung und konvektiven Wärmetransport kehrt wieder an die Oberfläche zurück. Dies geschieht meistens über Strahlungsvorgänge nach oben und unten, da in der gleichen Weise, wie die GH Gase starke Absorber sind, sie auch starke Emittoren von Infrarotstrahlung sind. [Gesetz von \[Kirchhoff, G., 1860\]](#).

Daher sind für eine weitergehende Analyse der Energie- und Strahlungsbilanz der Atmosphäre nicht nur die Netto aufgenommene Leistung aus der einfallenden Strahlung zu berücksichtigen, wie sie in Gleichung (1 auf Seite 9) - Gleichung (4 auf Seite 10) und Gleichung (10 auf Seite 17) betrachtet werden, denn die Analyse enthält keine Strahlung die ihren Ursprung aus der Atmosphäre selbst hat, sowie jede Rückstrahlung aufgrund einer externen Anregung. Das ist das Thema dieses Abschnitts.

3.1 Strahlentransportgleichung für die spektrale Strahldichte

Bei der Betrachtung von Strahlung, die durch die Atmosphäre übertragen wird und die auf diesem Weg Absorptionsverluste erleidet, wird diese Strahlung gleichzeitig durch Wärmestrahlung ergänzt, die aus der spontanen Emission von Infrarot-aktiven Molekülen in der Atmosphäre stammt. Da diese Emission fast den gleichen Wellenlängenbereich wie die terrestrische Strahlung bedeckt, kann sie also wesentlich die effektiven Absorptionsverluste eines

Strahls reduzieren, die spektrale Verteilung ändern oder Quelle der neuen auf- und abwärtsgerichteten Strahlung der Atmosphäre sein.

Die spektrale Leistungsdichte bei der Wellenlänge λ aufgrund einer spontanen Emission der verschiedenen Gase i bei den Übergängen $m \rightarrow n$ in den vollen Raumwinkel von 4π ist:

$$\frac{u_\lambda}{dt} = \sum_k h\nu_{mn} A_{mn}^i N_m^i g^i(\nu, \nu_{mn}) = \sum_k \frac{hc}{\lambda_{mn}} A_{mn}^i N_m^i g^i(\lambda, \lambda_{mn}) \quad (11)$$

und stellt die spektrale Erzeugungsrate der Photonen der Energie $h\nu_{mn}$ pro Volumen dar. u_λ ist die spektrale Energiedichte, ν_{mn} der Resonanzübergangsfrequenz, λ_{mn} die jeweiligen Resonanzwellenlänge, A_{mn} der Einstein-Koeffizient für spontane Emission, N_m die Dichtezahl eines angeregten Molekülzustand m und $g(\lambda, \lambda_{mn})$ die Linienform-Funktion eines molekularen Übergangs [Harde, 2013].

Daher können über kleine Ausbreitungsentfernungen dr in der Atmosphäre beide Beiträge, die Strahlungsverluste und die Wärmeemission, zusammengefaßt werden und für die spektrale Strahldichte $I_{\lambda,\Omega}$ können wir schreiben:

$$\frac{I_{\lambda,\Omega}(r)}{dr} = - \sum_k \bar{\alpha}_{nm}^i(\lambda) * I_{\lambda,\Omega}(r) + \frac{1}{4\pi} \sum_k \frac{hc}{\lambda_{mn}} A_{mn}^i N_m^i(r) g^i(\lambda, \lambda_{mn}) \quad (12)$$

Während der erste Term als Lambert-Beer'sches Gesetz bekannt ist, nach welchen die Absorptions- und Emissionsprozesse durch die einfallende Strahlung induziert werden, beschreibt der zweite Term die spontane Emission von den verschiedenen molekularen Übergängen, für die spektrale Strahldichte bei der Wellenlänge λ . Die Summation über k bedeutet wieder die Summe über die einzelnen Übergänge innerhalb eines Moleküls und über die verschiedenen Gase, angegeben mit dem hochgestellten i .

Die Photonen werden aus einem Volumenelement in die Nachbargebiete verteilt, kommen aber auch aus der Nachbarschaft. In einem homogenen Medium kompensieren sich beide Flüsse. Dennoch haben in einer dichten Atmosphäre innerhalb der Troposphäre die Photonen nur eine **kurze** durchschnittliche Lebensdauer (**durchschnittlich heißt: die einzelne Lebensdauer kann von fast Null bis sehr lange gehen**), bevor sie aufgrund einer Absorption im Gas vernichtet werden. Natürlich ist dies der Fall für die einfallende Strahlung, wie durch den ersten Term in Gleichung (12) dargestellt ist, aber es geschieht in der gleichen Art und Weise für die thermische Hintergrundstrahlung. Die durchschnittliche Photonenlebensdauer ist

$$\tau_{ph}(\lambda) = l_{ph}(\lambda) \frac{n}{c} = \frac{n}{c} * \frac{1}{\sum \bar{\alpha}_{mn}^i(\lambda)} \quad (13)$$

wobei $l_{ph} = 1/\sum \bar{\alpha}_{mn}^i$ die mittlere freie Weglänge der Photonen in dem Gas ist, bevor sie bei der Wellenlänge λ absorbiert werden. Im thermischen Gleichgewicht können wir für die spektrale Energiedichte schreiben:

$$u_\lambda = \frac{h * n}{\sum_k \bar{\alpha}_{mn}^i(\lambda)} \sum_k \frac{A_{mn}^i}{\lambda_{mn}} N_m^i g^i(\lambda, \lambda_{mn}) \quad (14)$$

Wie bereits zuvor beschrieben ([Harde, 2013, Abschnitt 2.5]), stellt u_λ nur die spektrale Energiedichte eines Planckschen Strahlers bei λ und ist gegeben durch

$$u_\lambda = \frac{8\pi n^4 hc}{\lambda^5} \frac{1}{e^{\frac{hc}{kT_A \lambda}} - 1} = \frac{4\pi n}{c} B_{\lambda,\Omega}(T_A) \quad (15)$$

mit $B_{\lambda,\Omega}(T_A)$ als Kirchhoff-Planck-Funktion, die identisch ist mit Gleichung (8 auf Seite 16), beschreibt aber jetzt die spektrale Strahldichte der Atmosphäre bei der Temperatur T_A .

Mit Gleichung (14 auf der vorherigen Seite) und Gleichung (15 auf der vorherigen Seite) kann der zweite Term in Gleichung (12 auf der vorherigen Seite) durch den jeweiligen Absorptionskoeffizienten multipliziert mit der Kirchhoff-Planck-Funktion ausgedrückt werden:

$$\frac{I_{\lambda,\Omega}(r)}{dr} = - \sum_k \bar{\alpha}_{nm}^i(\lambda) * I_{\lambda,\Omega}(r) + \sum_k \bar{\alpha}_{nm}^i(\lambda) * B_{\lambda,\Omega}(T_A(r)) \quad (16)$$

Diese Gleichung ist als Schwarzschild-Gleichung [Goody und Yung, 1989], [Salby, 2012], [Harde, 2013], [Schwarzschild, 1906] bekannt und beschreibt die Ausbreitung von Strahlung in einem absorbierenden Gas und mit der thermischen Hintergrundstrahlung dieses Gases. Im Allgemeinen wird diese Gleichung aus reinen thermodynamischen Betrachtungen abgeleitet und gilt unter der Bedingung, daß die Kollisionsrate C_{mn} der superelastischen Kollisionen (Übergänge von $m \rightarrow n$ aufgrund abregender, nichtstrahlender Kollisionen) viel größer ist als die spontane Emissionsrate A_{mn} . Typischerweise ist dies der Fall in der gesamten Troposphäre bis in die Stratosphäre.

Für unsere Berechnungen von der Oberfläche bis zur Mesosphäre und umgekehrt verwenden wir eine verallgemeinerte Form der Strahlungstransportgleichung (siehe [Harde, 2013]):

$$\frac{I_{\lambda,\Omega}(r)}{dr} = \sum_k \bar{\alpha}_{nm}^i(\lambda) [-\chi(r) * I_{\lambda,\Omega}(r) + B_{\lambda,\Omega}(T_A(r))] \quad (17)$$

die auch aus Gleichung (12 auf der vorherigen Seite) abgeleitet werden kann und die beiden Grenzfälle der dünnen und der dichten Atmosphäre einschließt. Insbesondere ermöglicht sie einen kontinuierlichen Übergang von niedrigen zu hohen Dichten, was durch einen kollisionsabhängigen Parameter $\chi(r)$ gesteuert wird [Harde, 2013]:

$$\chi(r) = 1 - \frac{1/4}{1 + C_{mn}(r)/A_{mn}} \quad (18)$$

der Werte von $3/4 \leq \chi \leq 1$ erreicht für $0 \leq C_{mn}/A_{mn} \leq \infty$.

3.2 Strahlungstransportgleichung für die spektrale Intensität

Da für die weiteren Überlegungen die in die volle Halbkugel emittierte Strahlung von Interesse ist, ist Gleichung (17) über den Raumwinkel $\Omega = 2\pi$ zu integrieren. Wie bereits in Abschnitt 2.3 auf Seite 16 diskutiert für einem Strahl, der sich unter einem Winkel β zur Schichtnormale (z -Richtung) ausbreitet, trägt nur ein Betrag $I_{\lambda,\Omega} \cos \beta * d\Omega$ zur spektralen Intensität aufgrund des Lambert-Gesetzes bei. Das Gleiche gilt für die von einer Gasschicht unter diesem Winkel emittierten Wärmestrahlung.

Auf der anderen Seite steigt die Weglänge durch eine Schicht von Tiefe dr mit $dr = dz/\cos \beta$, so daß die β -Abhängigkeit für die beiden Terme $I_{\lambda,\Omega}$ und $B_{\lambda,\Omega}$ verschwindet.

Analog zu Gleichung (9 auf Seite 17) ergibt daher die Integration von Gleichung (17) über Ω und unter Verwendung der Identitäten $I_\lambda = \pi I_{\lambda,\Omega}$ sowie $B_\lambda = \pi B_{\lambda,\Omega}$ die spektrale Intensität in z -Richtung:

$$\frac{I_\lambda(z)}{dz} = 2 \sum_k \bar{\alpha}_{nm}^i(\lambda, z) (-\chi(r) * I_\lambda(z) + B_\lambda(T_A(z))) \quad (19)$$

Da sich die Dichte der Gase, der Gesamtdruck und die Temperatur mit der Höhe verändern wird Gleichung (19) bei dünnen Schichten mit einer Dicke Δz über den Absorptionskoeffizienten $\bar{\alpha}_{nm}^i$, χ und die spektralen Intensitäten I werden stufenweise gelöst und B kann

in jeder Schicht als konstant angenommen werden. Mit dem Laufindex j für verschiedene Schichten kann dann Gleichung (19 auf der vorherigen Seite) stufenweise berechnet werden (siehe [Harde, 2013, Unterabschnitt 4.5.]):

$$I_{\lambda}^j(\Delta z) = I_{\lambda}^{j-1} e^{-2\chi^j \sum_k \bar{\alpha}_{nm}^{i,j}(\lambda) \Delta z} + \frac{1}{\chi^j} B_{\lambda}^j(T_A^j) * \left(1 - e^{-2\chi^j \sum_k \bar{\alpha}_{nm}^{i,j}(\lambda) \Delta z}\right) \quad (20)$$

Die Intensität in der j -ten Schicht wird aus dem vorherigen Intensität I_{λ}^{j-1} der $(j-1)$ -ten Schicht mit dem berechneten $\bar{\alpha}_{nm}^{i,j}(\lambda)$ und $B_{\lambda}^j(T_A^j)$ der j -ten Schicht. Auf diese Weise kann die Ausbreitung über die gesamte Atmosphäre schrittweise berechnet werden.

Der erste Term in Gleichung (20) beschreibt die Transmission der einfallenden spektralen Intensität durch ein verlustbehaftetes Medium über die Schichtdicke, während der zweite Term die Eigenabsorption des thermischen Hintergrundstrahlung in Vorwärtsrichtung darstellt und ist identisch mit der spontanen Emission der Schicht in eine Halbkugel.

Ähnlich Gleichung (10 auf Seite 17) wird auch für die Strahlungstransportrechnungen eine etwas kleinere effektive Absorption gelten und so wird der Koeffizienten $2\bar{\alpha}_{nm}^{i,j}(\lambda)$ durch $\bar{\alpha}_{nm}^{i,j}(\lambda)/\cos\beta$ ersetzt in den Exponenten von Gleichung (20) und der Annahme einer durchschnittlichen Ausbreitungsrichtung von $\beta = 52^\circ$.

3.3 Strahlentransportrechnungen

Ein Beispiel für den berechneten Strahlungstransport von der Oberfläche der Erde zum TOA (86 km Höhe) für die Tropen ist in Diagramm 7 auf Seite 24.a gezeigt. Für die Temperatur- und Druckabhängigkeit in der Atmosphäre wird angenommen, dass sie die gleiche ist, wie in Abschnitt 2 auf Seite 9. Die Oberfläche wird als schwarzer Strahler bei 26°C verwendet und die spektrale Intensität ist mit einer rot gestrichelte Kurve gezeichnet mit der insgesamt emittierten Intensität von $I_E = 454 \text{ W/m}^2$. Auf ihrem Weg durch die Atmosphäre erfährt die Strahlung eine signifikante Absorption - außer dem spektralen Fenster um $10 \mu\text{m}$. Dennoch ist sie weniger geschwächt als die Strahlung ins Weltall in den stark gesättigten Absorptionsbanden von CO_2 und Wasserdampf (siehe Diagramm 5 auf Seite 17). Spektralbereiche mit starker Absorption strahlen eben auch sehr intensiv, nur bei reduzierten Temperaturen in höheren Lagen und damit bei reduzierter Intensität.

Die gesamte ausgehende Intensität I_{total}^{up} am TOA als Integral über das Spektrum in Diagramm 7 auf Seite 24.a besteht aus der nicht absorbierten terrestrischen Intensität ($I_E - I_{abs}$) plus der Aufwärts Intensität der Atmosphäre I_{total}^{up} mit:

$$I_{total}^{up} = I_E - I_{abs} + I_A^{up} \quad (21)$$

Das Diagramm 7 auf Seite 24.b zeigt die spektrale Intensität aufwärts, die nur durch die Emission der Atmosphäre selbst verursacht wird und über λ integriert ergibt das I_A^{up} . Die Differenz der beiden Graphen a) und b) zeigt die Absorption eines terrestrischen Strahlung in der Atmosphäre, während die Differenz der integrierten Kurven normiert auf die anfängliche terrestrische Intensität I_E die jeweilige Absorptionsfähigkeit ergibt, wie in Abschnitt 2 auf Seite 9 aufgeführt.

Also, von diesem Standpunkt der Anwendung des Strahlungstransfer-Modells gäbe es keine neue Einsichten. Manchmal führt es sogar zu einigen Fehlinterpretationen, dass die CO_2 -Absorption im $15 \mu\text{m}$ Band nicht gesättigt würde. **Es geht nur um eine Sättigung der Strahlung in Oberflächennähe bei unveränderten Temperaturverlauf. Für die Wirkung der Steigerung der CO_2 -Konzentration geht es um die Steigerung der Tropopausenhöhe.** Doch für das Verständnis und die Interpretation von Satelliten- und bodengestützten Spektren

[Harde, 2013], [Hanel u. a., 1972], [Barkstrom u. a., 1989], [Bess und Smith, 1993], [Wielicki u. a., 1996], [Wielicki u. a., 2006], [Wong u. a., 2006], [Trenberth u. a., 2009], [Turner u. a., 2012] sind diese Berechnungen unverzichtbar und ihre ausgezeichnete Übereinstimmung mit den Messungen bestätigt die korrekte theoretische Grundlage für den Strahlungstransports in der Atmosphäre. Diese Strahlungsrechnungen zeigen nur die Richtigkeit bei bekanntem Temperaturprofil - aber bei Steigerung der CO₂-Konzentration wird ein neues Temperaturprofil unter Berücksichtigung der geänderten Konvektion gebraucht - wofür die Änderung der Tropopausenhöhe und Tropopausentemperatur Schlüsselgrößen sind. Bezogen auf die Strahlungsenergiebilanz des EASy sind sie besonders wichtig zu bewerten, da der Teil der gesamten Wärmehintergrundstrahlung, der nicht ins Weltall abgestrahlt wird, in Abwärtsrichtung emittiert wird und von der Oberfläche absorbiert wird - sofern sie nicht in der Atmosphäre selbst absorbiert wird.

Diagramm 7 auf der nächsten Seite.c ist eine Darstellung, die unter den gleichen Bedingungen berechnet wurde, zeigt jedoch die abwärts emittierte Strahlung, die von Null am TOA zu erheblicher Stärke an der Oberfläche zugenommen hat, aber nur von der spontanen Emission der GH-Gase in Abwärtsrichtung stammt. Über breitere Spektralbereiche ist die Intensität nahezu identisch mit der eines schwarzen Strahlers - nur im spektralen Fenster um 10 μm ist ein tieferes Loch in der spektralen Verteilung, was ähnlich in Diagramm 7 auf der nächsten Seite.b beobachtet werden kann.

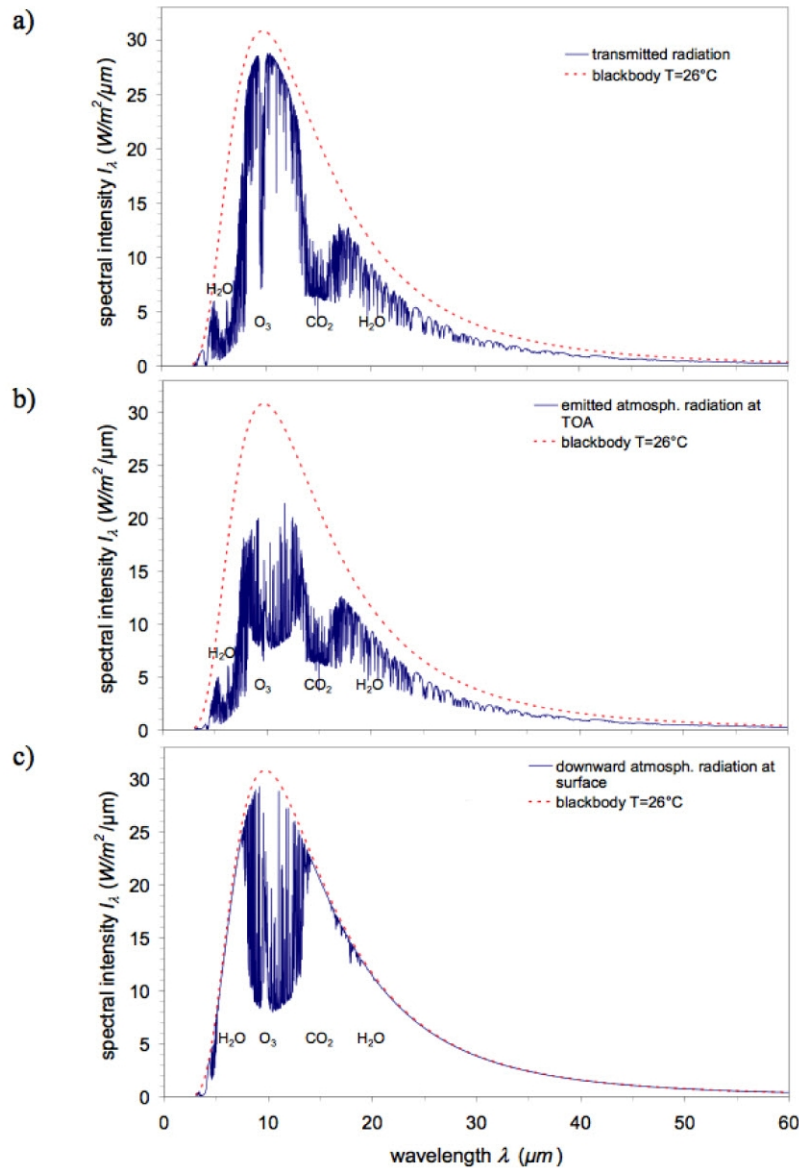
In den Tropen ist die Intensität in Abwärtsrichtung 80 % eines schwarzen Strahlers bei 26 °C und entspricht 63 % des gesamten atmosphärischen Emissionen, während der ins Weltall gehende Teil nur zu 37 % beiträgt. Der Grund für diese asymmetrische Abstrahlung der Atmosphäre ist der Temperaturgradient und bis zu einem gewissen Grad auch das Dichteprofil der Atmosphäre, die beide verantwortlich sind, dass die unteren Schichten wärmer und intensiver strahlen als die höheren, kühleren Lagen. Diese asymmetrische Strahlung der Atmosphäre kann durch eine Asymmetrie Faktor ausgedrückt werden:

$$f_A = \frac{\int_0^{\infty} I_{\lambda,A}^{down} d\lambda}{\int_0^{\infty} I_{\lambda,A}^{up} d\lambda + \int_0^{\infty} I_{\lambda,A}^{down} d\lambda} \times 100 [\%] \quad (22)$$

wobei $I_{\lambda,A}^{down}$ und $I_{\lambda,A}^{up}$ sind die auf- und abwärts-gerichtete spektrale Intensitäten, die die Atmosphäre emittiert.

Aufgrund der unterschiedlichen Bodentemperatur, den unterschiedlichen Temperaturgradienten und Feuchtigkeiten sind auch diese Intensitäten unterschiedlich in den einzelnen Klimazonen und daher ist f_A kein fester Parameter und variiert über diese Zonen (siehe Tabelle 4 auf Seite 25). Diagramm 8 auf Seite 25 zeigt f_A als Funktion der Bodentemperatur T_E (rote Dreiecke). Dieser Graph kann auch durch eine gerade Linie mit einer Steigung $df_A/dT_E = 0,145\%/^{\circ}\text{C}$, die die Temperaturabhängigkeit der f_A definiert und hat einige weitere Auswirkungen auf das Temperaturgradient-Feedback, dies wird in Abschnitt 5 auf Seite 35 diskutiert werden.

Die zusätzlich aufgetragenen Werte für f_A , berechnet für Abweichungen von $\pm 5^{\circ}\text{C}$ von der mittleren Temperatur einer Klimazone, zeigen einen geringfügig kleinen Temperatureinfluß, wenn die Feuchtigkeit innerhalb einer Klimazone fest gehalten wird.

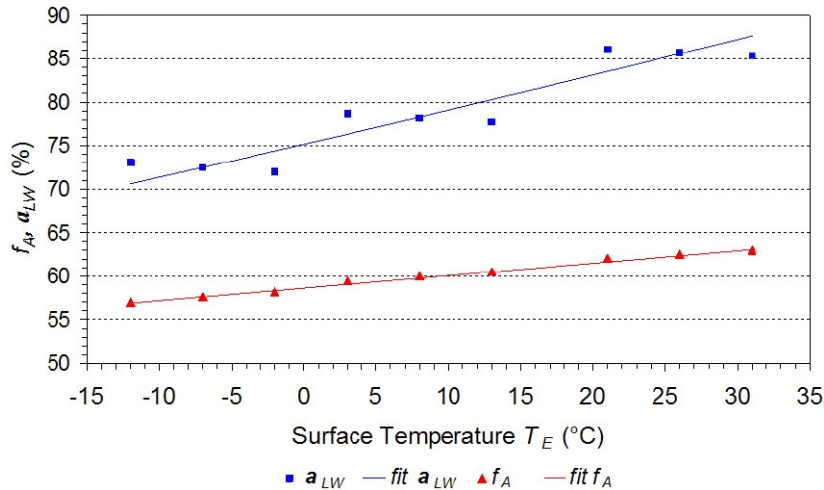


Diagr. 7: a) Gesamtemittierte Strahlung am Oberrand der Atmosphäre (TOA) in den Tropen,
 b) aufwärtsgerichtete und
 c) abwärtsgerichtete spektrale Intensität nur der Atmosphäre, mit dem Strahlungstransfermodell berechnet.

Tabelle 4 auf der nächsten Seite zeigt auch die l_w Absorptionsfaktoren in den drei Klimazonen, wie von den Strahlungstransferberechnungen abgeleitet werden, und Diagramm 8 auf der nächsten Seite zeigt das als Funktion der Temperatur (blaue Quadrate). Unter diesen Bedingungen, wie in Abschnitt 2 auf Seite 9, kann a_{LW} auch gut durch eine gerade Linie mit einer Steigung $da_{LW}/dT_E = 0,38\%/^{\circ}\text{C}$ dargestellt werden. Diese Beziehung verbindet das l_w Absorptionsvermögen über die Wasserdampfkonzentration mit der Temperatur und somit bestimmt das Wasserdampf-Feedback. In festen Feuchtigkeit, würde sich das Absorptionsvermögen offensichtlich mit steigender Temperatur verringern, wie dies in den einzelnen Klimazonen gesehen wurde.

Tabelle 4: Berechnete Intensitäten, lw Absorptionsvermögen und Asymmetriefaktor f_A in den drei Klimazonen bei Standardbedingungen.

Zone	T °C	Intensität (W/m^2)						f_A (%)	a_{lw} (%)
		I_E	I_{total}^{up}	I_A^{up}	I_A^{down}	I_A^{total}	I_{abs}		
hohe Breiten	-7	284,50	221,02	142,94	194,09	337,03	206,26	57,59	72,38
mittlere Breiten	8	354,27	249,85	172,97	259,63	432,60	277,01	60,02	78,12
Tropen	26	454,09	282,16	218,10	364,58	582,68	389,11	62,57	85,65



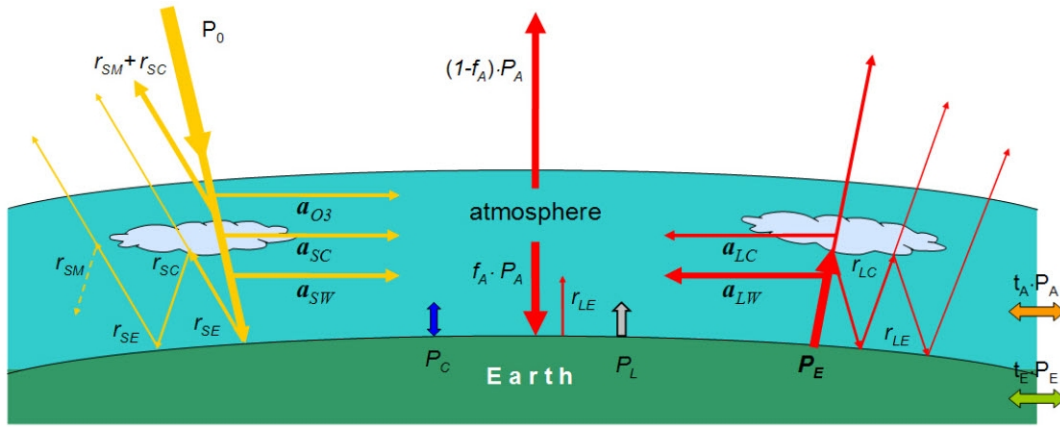
Diagr. 8: Asymmetrie Faktor f_A und lw Absorptionsfaktor a_{lw} als Funktion der Bodentemperatur T_E .

4 Erweitertes Zwei-Schicht-Klimamodell

Die treibende Kraft des EASy ist die absorbierte Sonnenenergie in der Atmosphäre und an der Erdoberfläche. Diese Energie wird in Wärme, innere Energie, potentielle und kinetische Energie oder Strahlung umgewandelt und ist in der Regel ziemlich inhomogen über den Globus verteilt, wodurch stärkere zeitliche und örtliche Verteilungen und Austauschprozesse in lateraler und vertikaler Richtung entstehen. Dennoch trägt keiner dieser Prozesse bei für global integrierte Transmissionen zwischen der Oberfläche der Atmosphäre und dem Weltall. Im Laufe langer Zeit kann diese für die Umverteilung der Energie im EASy angenommen wird, dass sie im thermischen Gleichgewicht sein wird. Dies ist die Basis für die weiteren Überlegungen.

Die vorgestellten Berechnungen der sw- und lw-Absorptionsvermögen in der Atmosphäre, wie in den Abschnitt 2 auf Seite 9 und Abschnitt 3 auf Seite 19 diskutiert, ermitteln direkt die Energiebilanz und durch diese die Temperaturen, die Anpassung zwischen der Oberfläche und der Atmosphäre.

In diesem Abschnitt betrachten wir ein Zwei-Schichten-Klima-Modell, aus der Oberfläche als eine Schicht und der Atmosphäre als eine zweite, breitere Schicht (siehe Diagramm 9 auf der nächsten Seite), beide wirken als Absorber und Planck'sche Strahler. In diesem Aspekt ist es ähnlich wie bei den Modellen von [Dines, 1917], [Liou, 2002] oder [Link und Lüdecke, 2011], aber mit viel mehr Funktionen, z.B. das sw- und lw-Absorptionsvermögen, das durch die unterschiedlichen Gaskonzentrationen oder Temperaturen verursacht wird, auch einschließlich der Wolken-Effekte für die sw- und lw-Strahlung, fühlbarer und latenter Wärmeübertragung



Diagr. 9: Zwei-Schichten-Klimamodell der Oberfläche und der Atmosphäre der Erde.

sowie alle relevanten Rückkopplungseffekte wie Wasserdampf, Temperaturgradient, Albedo, Bewölkung, Konvektion und Verdunstung.

Im Gleichgewicht werden die Oberfläche und die Atmosphäre so viel Leistung abgeben, wie sie von der Sonne, der Nachbarschicht und umgebenden Klimazonen absorbieren.

4.1 Das kurzwellige Strahlungs-Budget

Die Solarleistungs Bestrahlung jeder dieser Klimazonen (Tropen, mittlere Breiten oder hohe Breiten) ist:

$$P_0 = E_S * A_{pro}^Z \quad (23)$$

mit A_{pro}^Z als Projektionsfläche senkrecht zu dem einfallenden Licht und E_S als Solarkonstante. Dann ist die von O_3 über die Stratosphäre und Tropopause absorbierte und meist als Wärme in die Atmosphäre freigesetzte Energie

zur Atmosphäre:

$$\alpha_{O_3} * P_0 \quad (24)$$

wobei α_{O_3} ist das Integral der Absorptionsfähigkeit der O_3 -Moleküle.

Auf dem weiteren Weg durch die Atmosphäre wird der nicht absorbierte Teil $(1 - \alpha_{O_3}) * P_0$ teilweise ins Weltall zurückgestreut werden, für den zwei Fälle zu unterscheiden sind. Unter klarem Himmel wird in erster Linie Rayleigh- und Mie-Streuung von Molekülen und Mikro-große Partikel in der Atmosphäre beobachtet werden. Dieser Prozess kann durch einen Streukoeffizienten r_{SM} für Sonneneinstrahlung oder sw Strahlung charakterisiert werden (obwohl es physikalisch nicht korrekt ist, häufig als Reflexion bezeichnet). Mit Wolkenbedeckung tritt zusätzliche Streuung mit einem erhöhten Streukoeffizienten r_{SA} , die als Summe der molekularen und dem zusätzlichen Wolken-Streubeitrag r_{SC} mit $r_{SA} = r_{SM} + r_{SC}$ ausgedrückt werden kann und die mit der Wolkenbedeckung C_C gewichtet wird. Dann ist die gesamte Sonneneinstrahlung, die zurück in den Weltraum gestreut wird:

zum Weltall:

$$((1 - C_C)r_{SM} + C_C r_{SA}) * (1 - \alpha_{O_3})P_0 = (r_{SM} + C_C * r_{SC}) * (1 - \alpha_{O_3})P_0 \quad (25)$$

Die Strahlung, die sich durch Wolken ausbreitet, leidet nicht nur unter stärkeren Streuverlusten, sondern hat auch eine zusätzliche Absorption über den Wolken-Pfad. Mit einer Wolken Absorption α_{SC} ist die Ersatzleistung, die als Wärmeenergie in der Atmosphäre freigesetzt wird

zur Atmosphäre:

$$\alpha_{SC}C_C(1 - r_{SA}) * (1 - \alpha_{O3})P_0 \quad (26)$$

Der abwärts gerichtete Strahlung besteht ebenfalls aus zwei Teilen, ein Teil vom klaren Himmels mit der Gewichtsbedingung $(1 - C_C)$, der andere vom wolkenbedeckten Teil mit dem Gewicht C_C . Auf dem weiteren Weg zur Oberfläche entstehen zusätzliche Absorptionsverluste durch Wasserdampf, CO_2 und CH_4 , der Einfachheit halber wird angenommen, dass sie vor allem in der unteren Troposphäre entstehen. Mit einer Absorption a_{sw} finden wir für die Leistung, die in die Atmosphäre überführt wird:

zur Atmosphäre:

$$\alpha_{SW}[(1 - C_C)(1 - r_{SM}) + C_C(1 - r_{SA})(1 - \alpha_{SC})] * (1 - \alpha_{O3})P_0 \quad (27)$$

Als ersten Beitrag, der auf die Oberflächenschicht verbunden werden kann, ist es links:

zur Erde:

$$(1 - r_{SE})(1 - \alpha_{SW})[(1 - C_C)(1 - r_{SM}) + C_C(1 - r_{SA})(1 - \alpha_{SC})] * (1 - \alpha_{O3})P_0 \quad (28)$$

wobei r_{SE} das Reflexionsvermögen der Erdoberfläche für sw-Strahlung ist.

Die reflektierte Strahlung von der Oberfläche verschwindet nicht nur Weltall, sondern wird auch wieder in der Atmosphäre molekular und an Wolken gestreut werden und kann auch weiter in die Wolken aufgefangen werden. Die reflektierte Leistung an der Oberfläche

$$r_{SE}(1 - \alpha_{SW})[(1 - C_C)(1 - r_{SM}) + C_C(1 - r_{SA})(1 - \alpha_{SC})] * (1 - \alpha_{O3})P_0 = r_{SE} * PS \quad (29)$$

mit der Abkürzung PS für die Leistung an der Oberfläche. Eine zusätzliche Absorption dieser ausgehenden Strahlung durch Wasserdampf und CO_2 kann auch durch Sättigungseffekte und Bleichen der Strahlung auf den stärkeren Absorptionsbanden vernachlässigt werden. Strahlung, der Wolken liefert wieder einen zweiten Beitrag in der Atmosphäre:

zur Atmosphäre:

$$C_C(1 - r_{SA})\alpha_{SC} * r_{SE} * PS \quad (30)$$

und die Menge, die zum Weltraum ist:

zum Weltall:

$$((1 - C_C)(1 - r_{SM}) + C_C(1 - r_{SA})(1 - \alpha_{SC})) * r_{SE} * PS \quad (31)$$

Dieser eine Teil, der wieder nach unten gestreut und in die Oberfläche gekoppelt ist, ist

zur Erde:

$$(1 - r_{SE})((1 - C_C)r_{SM} + C_Cr_{SA}) * r_{SE} * PS \quad (32)$$

Nach einer zweiten Reflexion an der Oberfläche finden wir die Beiträge:

4.2 langwelliges Strahlungsbudget

Der größte Teil des Energietransfers zwischen den beiden Schichten erfolgt durch lw Strahlung, da sowohl die Oberfläche als auch die Atmosphäre als Absorber und Planckscher Strahler im mittleren Infrarot (IR) wirken. Die von der Oberfläche abgestrahlte Leistung P_E wird über breitere Spektralbereiche durch Wasserdampf, CO_2 und CH_4 in der unteren Troposphäre und ein zusätzlichen Anteil von 1,5 % wird von O_3 in der Stratosphäre absorbiert. Mit einer Absorption α_{lw} für die lw Strahlung wird die Menge

zur Atmosphäre:

$$\alpha_{lw} * P_E \quad (42)$$

absorbiert und in die Atmosphäre entlassen, während der nicht-absorbierten Teil direkt an Weltraum entweichen kann (Rayleigh-Streuung im IR ist vernachlässigbar) oder teilweise von Wolken auf die Oberfläche zurückgestreut wird. Bei einer Wolkendecke C_C und einem Wolken-Streukoeffizienten r_{LC} für lw Strahlung wird dann der Teil

zur Erde:

$$(1 - r_{LE})C_C r_{LC}(1 - \alpha_{lw}) * P_E \quad (43)$$

an der Oberfläche gekoppelt, wobei r_{LE} das Reflexionsvermögen der lw-Strahlung an der Oberfläche repräsentiert.

Der Teil, der nicht zurückgestreut wird, sondern in Wolken eindringt, spaltet sich wieder in einen stärkeren Absorptions-Beitrag und einen kleineren Rest, der in den Weltraum entweicht. Bezeichnet man die Wolken-Absorptionsfähigkeit für lw Strahlung als α_{LC} , die durch die Wolken absorbiert und weiter übertragen wird, geht in die Atmosphäre die Leistung:

zur Atmosphäre:

$$C_C(1 - r_{LC})\alpha_{LC}(1 - \alpha_{lw}) * P_E \quad (44)$$

Mit Gleichung (44) gehen wir davon aus, dass die aufgenommene Strahlung vollständig als innere Energie oder Wärme in der Atmosphäre aufgrund der dominierenden Wärmeleitung und Konvektions Prozessen freigesetzt wird. Ein leicht modifiziertes Bild wäre, dass die absorbierte Leistung wieder von den Wolken abgestrahlt wird und wegen des kontinuierlichen breiten Planck-Spektrum nur ein Teil dieser Strahlung durch die GH-Gase in der Atmosphäre aus dem nicht-resonanten Teil ein Teil in den Weltraum geht, während die andere Hälfte auf der Oberfläche absorbiert wird. Ein detaillierter Vergleich zeigt jedoch, dass beide Bilder fast identische Ergebnisse in der Energiebilanz ergeben und da die Realität irgendwo dazwischen sein könnte, haben wir hier unsere weitere Diskussion auf die erste Annahme beschränkt.

Diese Leistung verschwindet ins Weltall, wobei sich ein Teil durch klare Himmelsflächen ausbreitet und ein Rest durch die Wolken übertragen wird:

zum Weltall:

$$((1 - C_0 C_C) + C_C(1 - r_{LC})(1 - \alpha_{LC})) * (1 - \alpha_{lw}) * P_E \quad (45)$$

Die Strahlung, die von den Wolken zurückgestreut wird (1. Mal) und dann zum Boden reflektiert wird, wird wieder in drei Teile aufgeteilt:

zur Atmosphäre:

$$C_C^2 r_{LE} r_{LC}(1 - r_{LC})\alpha_{LC}(1 - \alpha_{lw}) * P_E \quad (46)$$

zur Erde:

$$C_C^2 r_{LC}^2 r_{LE} (1 - r_{LE}) (1 - \alpha_{lw}) * P_E \quad (47)$$

zum Weltall:

$$C_C r_{LC} r_{LE} ((1 - C_C) + C_C (1 - r_{LE}) (1 - \alpha_{LC})) (1 - \alpha_{lw}) * P_E \quad (48)$$

Eine nächste Rundreise liefert die Beiträge:

Um Atmosphäre:

$$C_C^3 r_{LE}^2 r_{LC}^2 (1 - r_{LC}) \alpha_{LC} (1 - \alpha_{lw}) * P_E \quad (49)$$

auf die Erde:

$$C_C^3 r_{LC}^3 r_{LE}^2 (1 - r_{LE}) (1 - \alpha_{lw}) * P_E \quad (50)$$

Weltall:

$$C_C^2 r_{LC}^2 r_{LE}^2 ((1 - C_C) + C_C (1 - r_{LC}) (1 - \alpha_{LC})) * (1 - \alpha_{lw}) * P_E \quad (51)$$

Einschließlich weiterer Reflexionen und Streueignisse führt das wiederum zu einer entsprechenden Leistungs-Serie für die beiden Schichten und das Weltall. Bei Zusammenfassung aller dieser Beiträge und unter Berücksichtigung der Anfangsstrahlung P_E von der Oberfläche der Erde finden wir:

Atmosphäre:

$$P_{E \rightarrow A} = \left\{ \alpha_{lw} + \frac{C_C}{1 - C_C r_{LE} r_{LC}} (1 - r_{LC}) \alpha_{LC} (1 - \alpha_{lw}) \right\} * P_E \quad (52)$$

Erdoberfläche:

$$P_{E \rightarrow E} = - \left\{ 1 - \frac{C_C r_{LC}}{1 - C_C r_{LE} r_{LC}} (1 - r_{LE}) (1 - \alpha_{lw}) \right\} * P_E \quad (53)$$

Weltall:

$$P_{E \rightarrow Sp} = \frac{1}{1 - C_C r_{LE} r_{LC}} [(1 - C_C) + C_C (1 - r_{LC}) (1 - \alpha_{LC})] * (1 - \alpha_{lw}) * P_E \quad (54)$$

Die Atmosphäre stellt auch einen Planckschen Strahler dar, der die Leistung P_A aussendet. Aufgrund der Temperaturverteilung über der Höhe entweicht ein kleiner Bruchteil $(1 - f_A) \approx 39\%$ von dieser lw Strahlung den Weltraum, (siehe Gleichung (22 auf Seite 23)), der andere Teil $f_A \approx 61\%$ ist nach unten gerichtet. An der Oberfläche wird ein etwas kleinerer Bruchteil der nach unten gerichteten Strahlung zurück reflektiert und bleibt in der Atmosphäre, während der Hauptteil von der Oberfläche absorbiert wird. Dies ergänzt die lw Strahlungsbilanz für die beiden Schichten und das Weltall, für das wir finden:

Atmosphäre:

$$P_{A \rightarrow A} = - ((1 - f_A) + f_A - r_{LE} f_A) * P_A = - (1 - r_{LE} f_A) * P_A \quad (55)$$

Erdoberfläche:

$$P_{A \rightarrow E} = (1 - r_{LE}) f_A * P_A \quad (56)$$

Weltall:

$$P_{A \rightarrow Sp} = (1 - f_A) * P_A \quad (57)$$

4.3 fühlbare und latente Wärme

Die meiste Energieübertragung zwischen der Oberfläche und der Atmosphäre erfolgt durch lw Absorptions- und Emissionsprozesse. Allerdings kann zusätzliche Energie durch sensible und latente Wärme übertragen werden. Während die fühlbare Wärme die Energieübertragung durch Wärmeleitung und Konvektion von der wärmeren zur kälteren Schicht darstellt, beschreibt die Latentwärme die Energieübertragung von Phasenübergängen mit Verdampfen von Wasser oder Sublimieren von Eis an der Oberfläche und anschließende Freisetzung der Verdampfungsenergie in der Atmosphäre, die sich ergibt, wenn der Wasserdampf kondensiert und als Niederschlag zurückfällt.

Daher wird die Gesamtenergiebilanz zwischen der Oberfläche und der Atmosphäre von der Wärmeübertragung zwischen den beiden Schichten ergänzt.

Die Antriebskraft für die Wärmeleitung und die Konvektion ist die Temperaturdifferenz an der Grenzschicht zwischen der Oberfläche und der Atmosphäre. Darüber hinaus findet Advektion in Form einer horizontalen Energieübertragung entlang der Grenze durch Wind und Wasserströmungen statt. Diese Transmission hängt nur indirekt von der Temperaturdifferenz ab, daher ist näherungsweise die Leistungsübertragung durch fühlbare Wärme und durch einen temperaturunabhängigen Teil P_{C0} und einen temperaturabhängigen Teil in der dargestellten Form anzunehmen:

$$P_C = P_{C0} + h_C A^Z (T_E - T_{AC}) \quad (58)$$

mit h_C als fester Wärmeübertragungskoeffizient, A^Z als der Oberflächenbereich einer Klimazone mit T_E als Oberflächentemperatur der Erde und T_{AC} als Lufttemperatur in der Konvektionszone.

Eine Energieübertragung von der Oberfläche in die Atmosphäre durch latente Wärme wird direkt von der Temperatur T_E der Oberfläche beeinflusst, da mit zunehmender Temperatur mehr Wasser verdunstet und mit mehr Niederschlag zu rechnen ist. In der Regel stellt latente Wärme nur den Unterschied in der Enthalpie für die Transformation zwischen zwei Phasen in Betracht und nach der Kirchhoff-Gleichung (siehe z.B. [Salby, 2012, p. 123]), sind Änderungen direkt proportional in Latentwärme auf Temperaturänderungen mit einem Proportionalitätsfaktor, der durch die Differenz der spezifischen Wärmen in den beiden Phasen gegeben ist. Um einige kleinere Abweichungen von dieser allgemeinen Antwort über einen größeren Temperaturbereich zu ermöglichen, und auf der anderen Seite lediglich die Änderungen der Latentwärme um einen Bezugspunkt auszudrücken - dies ist von besonderem Interesse für unsere Überlegungen hier - wenden wir eine ähnliche Beziehung für die latente Wärme an wie für die fühlbare Wärme:

$$P_L = P_{L0} + l_H A^Z (T_E - T_0) \quad (59)$$

mit P_{L0} als Festbeitrag beim Bezugspunkt T_0 als Gefriertemperatur zu definieren und l_H als den jeweiligen Wärmekoeffizienten.

Für ein Energiebudget, das auf eine bestimmten Klimazone beschränkt ist, kann einen zusätzlichen Austausch zwischen diesen Zonen durch atmosphärische und Meeresströmungen enthalten. Der Leistungstransfer P_{TA} in der Atmosphäre und P_{TE} entlang der Oberfläche der Erde zu oder von einer benachbarten Zone werden durch Energiedifferenzen und Wärmeströme zwischen den Zonen geregelt. Da alle Änderungen im Energiehaushalt der

Übertragung zwischen zwei Zonen wirken, wirken sich solche Änderungen auch unmittelbar auf die reflektierte Sendeleistungen aus. Deshalb kann die Transmission zwischen benachbarten Zonen in Einheiten von P_A und P_E ausgedrückt werden. Da mit einem zunehmenden oder abnehmenden Gleichgewicht in der einen Zone in erster Ordnung auch der Fluss zu oder von einem benachbarten Bereich ändert, wie:

$$P_{TA} = t_A * P_A \quad \text{resp.} \quad P_{TE} = t_E * P_E \quad (60)$$

mit t_A und t_E als Transferfaktoren für die atmosphärische und terrestrische Wärmeübertragung. Sie sind negativ, wenn der Nettofluss von einer Zone ausgeht und sie sind positiv, wenn der Fluss absorbiert wird.

4.4 Gesamtstrahlung und Energiehaushalt

Im thermischen Gleichgewicht muss der absorbierten Sonnenstrahlung durch die Netto-Emission von lw Strahlung von EASy in den Weltraum ausgeglichen werden. Dies ist die Erhaltung von Energie und Leistung, dem ersten Hauptsatz der Thermodynamik.

Ein Gleichgewicht für jede Schicht und komplementär für das Weltall, gibt ein gekoppeltes Gleichungssystem zur Beschreibung der gegenseitigen Abhängigkeit der Leistungsflüsse zwischen den Schichten und dem Weltall.

Für die Atmosphäre fassen wir die in Gleichung (39 auf Seite 28), Gleichung (52 auf Seite 30), Gleichung (55 auf Seite 30) und Gleichung (58 auf der vorherigen Seite) - Gleichung (60) aufgeführten ein- und ausgehende Flüsse, für die Erde, die in Gleichung (40 auf Seite 28) aufgeführt ist, Gleichung (53 auf Seite 30), Gleichung (56 auf Seite 30), Gleichung (60), Gleichung (58 auf der vorherigen Seite) und Gleichung (59 auf der vorherigen Seite) mit entgegengesetzten Vorzeichen, und für den Weltraum die Strahlung Hinblick auf Gleichung (41 auf Seite 28), Gleichung (54 auf Seite 30) und Gleichung (57 auf der vorherigen Seite), muss nur die einfallende Sonnenleistungsbalance sein:

Atmosphäre:

$$P_{S \rightarrow A} + P_{A \rightarrow A} + P_{E \rightarrow A} + P_C + P_L + P_{TA} = 0 \quad (61)$$

Erdoberfläche:

$$P_{S \rightarrow E} + P_{A \rightarrow E} + P_{E \rightarrow E} - P_C - P_L + P_{TE} = 0 \quad (62)$$

Weltall:

$$P_{S \rightarrow Sp} + P_{A \rightarrow Sp} + P_{E \rightarrow Sp} - P_C - P_L = P_0 \quad (63)$$

Um die gegenseitige Verbindung von P_E und P_A zu identifizieren, werden diese Gleichungen in aufwendiger Form wie folgt geschrieben:

Atmosphäre:

$$P_{S \rightarrow A} - \alpha P_A + A P_E + P_C + P_L = 0 \quad (64)$$

Erdoberfläche:

$$P_{S \rightarrow E} + \beta P_A - B P_E - P_C - P_L = 0 \quad (65)$$

Weltall:

$$P_{S \rightarrow Sp} + \gamma P_A + C P_E = P_0 \quad (66)$$

mit den Abkürzungen:

$$\alpha = 1 - r_{LE} f_A - t_A \quad \beta = (1 - r_{LE}) f_A \quad \gamma = 1 - f_A \quad (67)$$

$$A = \alpha_{LW} + \frac{C_C}{1 - C_C r_{LE} r_{LC}} (1 - r_{LC}) \alpha_{LC} (1 - \alpha_{lw}) \quad (68)$$

$$B = 1 - t_E - \frac{C_C r_{LC}}{1 - C_C r_{LE} r_{LC}} (1 - r_{LE}) (1 - \alpha_{lw}) \quad (69)$$

$$C = \frac{1}{1 - C_C r_{LE} r_{LC}} [(1 - C_C) + C_C (1 - r_{LC}) (1 - \alpha_{LC})] * (1 - \alpha_{lw}) \quad (70)$$

Das obere Gleichungssystem ist überbestimmt, da eine Relation z.B. die Bilanz für das Weltall bereits implizit eine Folge der beiden anderen Beziehungen ist und drückt nur sofort die Erhaltung der Strahlungsenergie am TOA aus. Somit können für eine weitere Erläuterung von Relevanz einer Stelle die Gleichgewichte zwischen den Schichten nur zwei dieser Gleichungen reichen. Hier verlassen wir uns weiter auf die obere Gleichung (64 auf der vorherigen Seite) und Gleichung (65) .

Im speziellen Fall von bekannter fühlbarer und latenter Wärme, können die verbleibenden Bilanzgleichungen leicht gelöst werden:

$$P_E = \frac{\alpha P_{S \rightarrow E} + \beta P_{S \rightarrow A} - (\alpha - \beta)(P_C + P_L)}{\alpha B - \beta A} \quad (71)$$

$$P_A = \frac{1}{\alpha} \left\{ P_{S \rightarrow A} + P_C + P_L + A * \frac{\alpha P_{S \rightarrow E} + \beta P_{S \rightarrow A} - (\alpha - \beta)(P_C + P_L)}{\alpha B - \beta A} \right\} \quad (72)$$

Im allgemeinen sind jedoch P_C und P_L keine festgelegten Werte, mindestens aber bis zu einem gewissen Grad werden sie direkt von der Energiebilanz zwischen den Schichten und damit die durch die jeweiligen Temperaturen T_A und T_E beeinflusst (siehe Gleichung (58 auf Seite 31) - Gleichung (59 auf Seite 31)).

Wenn man die Erde und die Atmosphäre als Schwarz- oder Grau-körper-Strahler berücksichtigt, wird bei einer durchschnittlichen Oberflächentemperatur T_E die Strahlungsleistung P_E emittiert und bei einer mittleren Lufttemperatur T_A die Leistung P_A . Das Stefan-Boltzmann-Gesetz [Goody und Yung, 1989], [Salby, 2012] bietet die bekannte Beziehung zwischen der Strahlungsleistung und der Temperatur. Für die Erdoberfläche als Planckscher Strahler ergibt sich ([Unzutreffend - das Stefan-Boltzmann-Gesetz gilt nur für die lokale Temperatur, für die mittlere Temperatur ergibt sich aus dem Stefan-Boltzmann-Gesetz und der](#)

Ungleichung von [O. Hölder, 1889] nur eine untere Grenze für P_E , das Gleichheitszeichen $\gg=\ll$ ist also durch ein $\gg>\ll$ Zeichen zu ersetzen.):

$$P_E = \varepsilon_E * \sigma * A^Z * T_E^4 \quad \text{richtig} \quad P_E > \varepsilon_E * \sigma * A^Z * T_E^4 \quad (73)$$

mit dem Emissionsfaktor ε_E der Oberfläche und der Stefan-Boltzmann-Konstante $\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{ W}/(\text{m}^2 * \text{K}^4)$.

Bei der Durchschnittstemperatur, die die Atmosphäre nach Stefan-Boltzmann charakterisiert, müssen wir im Auge haben, dass aufgrund der asymmetrischen Strahlung der Atmosphäre, ein Bruch f_A nach unten abgestrahlt und $(1 - f_A)$ nach oben. Als Konsequenz müssen wir zwischen zwei Mitteltemperaturen $T_{A,l}$ und $T_{A,u}$ unterscheiden, die charakteristisch für die untere (l) und die oberen (u) Troposphäre sind und durch die Beziehungen definiert werden:

$$f_A * P_A = \varepsilon_A * \sigma * A^Z * T_{A,l}^4 \quad \text{richtig} \quad f_A * P_A > \dots \quad (74)$$

$$(1 - f_A) * P_A = \varepsilon_A * \sigma * A^Z * T_{A,u}^4 \quad \text{richtig} \quad (1 - f_A) * P_A > \dots \quad (75)$$

Während Gleichung (75) nicht weiter für die nachfolgende Diskussion erforderlich ist, ist Gleichung (74) relevant für jedes Feedback der Konvektion um die Gesamtbilanz zu umfassen. Da $T_{A,l}$ typischerweise einer Temperatur entspricht, die eine Luftschicht in etwa 800 m Höhe hat, aber die Konvektion nur dominant über ca. 200 m Höhe ist, wird für die Temperaturdifferenz ($T_E - T_{AC}$) in Gleichung (58 auf Seite 31) angenommen, dass nur ein Viertel der Differenz ($T_E - T_{A,l}$) ist. **Die Konvektion ist für die ganze Troposphäre wesentlich und ihr typisches Kennzeichen und sorgt für den adiabatischen Temperaturverlauf.** Der Einfachheit halber schreiben wir für die Temperatur der untere Troposphäre nur T_A . Also, wird für die weiteren Betrachtungen Gleichung (58 auf Seite 31) ersetzt durch

$$P_C = P_{C0} + \frac{1}{4} h_C A^Z (T_E - T_A) \quad (76)$$

Die Beziehungen Gleichung (73) und Gleichung (74) stellen dann eine Verbindung her zwischen den Bilanzgleichungen Gleichung (64 auf Seite 32) - Gleichung (65 auf der vorherigen Seite) auf der einen Seite und der fühlbaren und latenten Wärme (Gleichung (76) und Gleichung (59 auf Seite 31)) auf der anderen Seite. Alle diese Beziehungen zusammen bilden ein nichtlineares Gleichungssystem, in dem die Strahlung und Wärmeströme miteinander über die Temperaturen T_A und T_E verbunden werden. **Das Gleichungssystem ist unlösbar, da es in richtiger Betrachtung Ungleichungen und unsichere Annahmen (z.B. zur Konvektion) enthält.**

Dieses Gleichungssystem kann iterativ gelöst werden. Die Anfangsbedingungen $P_C = P_{C0}$ und $P_L = P_{L0}$ werden in einem ersten Schritt als Anfangswerte für P_E und P_A eingesetzt und durch die Bilanzgleichungen werden die Mittelwerte berechnet und mit Gleichung (73) - Gleichung (74) werden die Anfangswerte für die Temperaturen T_A und T_E abgeleitet. Gemäß Gleichung (76) und Gleichung (59 auf Seite 31) werden mit diesen Temperaturen erste verbesserte Werte für P_C und P_L gefunden, die in einem nächsten Iterationsschritt in Gleichung (64 auf Seite 32) - Gleichung (65 auf der vorherigen Seite) eingesetzt werden, um neue Leistungen und Temperaturen zu finden. Dieser Vorgang wird wiederholt, bis die Berechnungen Selbstkonsistenz zeigen. **Diese Rechnungen sind ohne Bedeutung, da im Rechengang statt der Gleichungen richtigerweise Ungleichungen zu verwenden sind und ungesicherte Annahmen enthalten sind. Deshalb ist es auch ohne Bedeutung, daß das unzutreffende Gleichungssystem konvergiert.**

Um den Einfluss des CO_2 auf die globale Erwärmung zu bewerten um die CO_2 -Klimaempfindlichkeit zu bestimmen, wird diese Art der Berechnung bei unterschiedlichen CO_2 -Konzentrationen zumindest mit der tatsächlichen Konzentration als Referenz und beispielsweise der doppelten Konzentration durchgeführt. Aufgrund des sich ändernden k_w und k_l Absorptionsvermögens bei diesen unterschiedlichen Konzentrationen werden auch die Strahlung und Energiebilanz verändert und damit die Temperaturen. Jede Abweichung von der Referenztemperatur bewirkt eine Kette von zusätzlichen Rückkopplungsprozessen, die gefunden werden in einer zweiten Schleife, die diese Rückkopplungen enthalten, und die Berechnungen werden fortgesetzt, bis auch diese Korrekturen Selbstkonsistenz für die Temperaturwerte ergeben.

5 Simulationen ohne solaren Einfluß

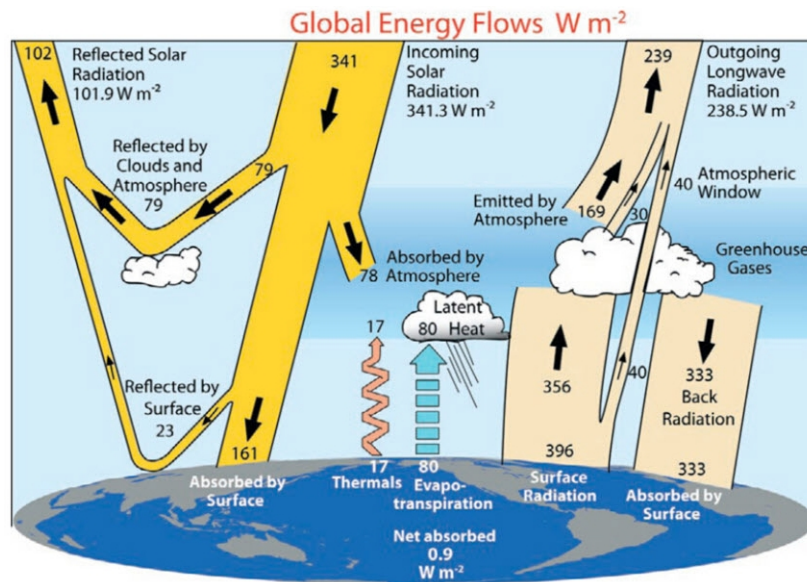
Das sw - und lw -Absorptionsvermögen wurden für die globalen Bedingungen sowie für die drei Klimazonen berechnet. Daher konnten auch einzelne Simulationen für jede Klimazone leicht durchgeführt werden. Allerdings sind die Vergleiche von Strahlungs- und Energiehaushalt-Daten für diese Zonen ziemlich beschränkt. So betrachten wir hier nur Simulationen für das globale System Erde-Atmosphäre. Dennoch sind die getrennten spektralen Berechnungen wichtig, um aus diesen Daten das Wasserdampf- und Temperaturgradient-Feedback abzuleiten wie es in Abschnitt 3 auf Seite 19 skizziert wurde und in diesem Abschnitt werden nur Simulationen der globalen Erwärmung durch CO_2 vorgestellt, die allein vom CO_2 verursacht sind. Der zusätzliche Einfluss der Sonnenschwankungen wird in Abschnitt 6 auf Seite 49 diskutiert werden.

5.1 Anpassung an die Satellitenmessungen

Für unsere Simulationen verwenden wir die Parameterwerte wie das in Tabelle 5 auf Seite 37 aufgeführten sw - und lw -Absorptionsvermögen, die sich aus den Berechnungen in Abschnitt 2 auf Seite 9 ergeben und die für das Normklima gelten mit einer mittleren Wasserdampfkonzentration am Boden von 1,46 %, einer CO_2 -Konzentration von 380 ppmV, einem CH_4 -Konzentration von 1,8 ppmV und einer maximalen unterschiedlichen O_3 -Konzentration in der Stratosphäre in rund 38 km Höhe. Die durchschnittliche Wolkendecke mit $C_C = 66\%$ wurde aus veröffentlichten Daten der Internationalen Satelliten Wolken Klimatologie Project (ISCCP) [, 2009] angenommen. Die anderen Parameter wie Wolken- und sw Ozon-Absorptionsvermögen, die Streukoeffizienten bei Wolken und der Atmosphäre sowie das Reflexionsvermögen der Erde wurden in der Weise angepasst, dass alle Strahlungen und Wärmeflüsse fast genau das weithin akzeptierte Strahlungs- und Energiehaushalt Schema von [Trenberth u. a., 2009] reproduzieren (im Folgenden TFK-Schema genannt⁵⁾, siehe Diagramm 10 auf der nächsten Seite), die sich im Wesentlichen auf Daten aus Satellitenmessungen innerhalb der ERBE- und CERES-Programme [Barkstrom u. a., 1989], [Bess und Smith, 1993], [Wielicki u. a., 1996], [Wielicki u. a., 2006], [Wong u. a., 2006] stützen. So ergibt diese Anpassung quasi eine Kalibrierung unseres Modells an die beobachteten auf- und abwärts-gerichteten Flüsse unter Standardbedingungen in der Atmosphäre und für konstante Wärmeflüsse zwischen der Oberfläche und der Atmosphäre.

Ein ganz wichtiger Parameter für die Wiedergabe der TFK-Regelung ist der Asymmetriefaktor f_A , der den Betrag der nach unten gerichteten lw Strahlung im Vergleich auf die total abgestrahlte Leistung der Atmosphäre gibt. Deshalb sind die lw Flüsse in Auf- und

⁵⁾So genannt nach den Namensanfängen der 3 Autoren.



Diagr. 10: Strahlungs- und Energiehaushalt der Erde-Atmosphäre (nach [Trenberth u. a., 2009], wiedergegeben mit Genehmigung der Autoren).

Abwärtsrichtung direkt bestimmt und diese wird durch die lw Strahlungsbilanz gesteuert. Seine Größe ist nicht nur empfindlich vom Temperaturgradienten und der Oberflächentemperatur abhängig, sondern auch vom Wasserdampfgehalt und dem Diffusionsfaktor. Nach unseren Strahlungstransportrechnungen (siehe Abschnitt 3 auf Seite 19) finden wir Abweichungen von 57,6 - 62,6 % in den Klimazonen und einem gemittelten Wert von $f_A = 61,0\%$. Wir erreichen eine gute Konsistenz mit der TFK-Daten für $f_A = 61,8\%$, daher wird dieser Wert in den weiteren Berechnungen verwendet werden.

Der Vergleich unserer Simulationen mit dem TFK-Schema (siehe Tabelle 6 auf Seite 38) zeigt dann recht gute Übereinstimmung untereinander und durch diese wird der grundsätzlich richtige und zuverlässige Betrieb des vorgestellten Modells bestätigt.

Eine kleinere systematische Abweichung ergibt sich jedoch aus der Tatsache, dass die auf- und abwärts gerichteten Flüsse in der TFK-Regelung nicht vollständig ausgeglichen sind, sondern sie führen zu einer Nettoflächen Absorption von $0,9 W/m^2$. Daher ist die gesamte ausgehende Strahlung in unseren Daten $239,4 W/m^2$, und die ist um diesen Betrag größer und eine ähnliche Diskrepanz mit entgegengesetzten Vorzeichen erscheint für die Back-Strahlung mit einigen kleineren Feedback auch auf dem f_A -Faktor.

Es sollte auch bemerkt werden, dass [Trenberth u. a., 2009] einen terrestrischen Strahlungsfluss verwenden, was zu einer globalen Durchschnittstemperatur von $16^\circ C$ statt der allgemein geltenden $15^\circ C$ führt. Diese Diskrepanz kann durch verschiedene angewendete und aus einem globalen Mittel abgeleiteten Durchschnittsverfahren erklärt werden und diese berechnete abgestrahlte Leistung entspricht dem Stefan-Boltzmann-Gesetz.

Etwas überraschend ist, dass sie davon ausgehen, eine Reflektivität für lw Strahlung an der Oberfläche der $r_{LE} = 0$ und somit ein Emissions $\varepsilon_E = 1 - r_{LE} = 1$, obwohl sie in ihrem Papier erwähnen, dass die Erde kein idealer Schwarzstrahler ist und zumindest in einigen Bereichen ist das Reflexionsvermögen einige %. Um die sonst gute Übereinstimmung mit dem TFK-Schema zu erhalten, nehmen wir in diesem Rahmen an, auch eine Null-Erde Reflektivität für lw Strahlung und verwenden als Bodentemperatur $16^\circ C$.

Tabelle 5: Parameter für die Anpassung an die TFK-Daten.

Parameter	Symbol	Einheit	Wert
Gesamtbestrahlungsstärke - TSI	E_S	W/m^2	1.365,2
gemittelt Solarfluss	$I_{S,av}$	W/m^2	341,3
Oberfläche der Erde	A_E	$10^{12} m^2$	510
Projektionsfläche	A_{pro}	$10^{12} m^2$	128
Wolkendecke	C_C	%	66,0
sw Molek. Streukoff.	r_{SM}	%	10,65
sw Wolken StreuStreukoff.	r_{SC}	%	22,0
sw Erde Reflektivität	r_{SE}	%	17,0
sw Absorptions: Ozon	a_{O3}	%	8,0
sw Wolke Absorptions	a_{SC}	%	12,39
sw Absorptions: H ₂ O-CO ₂ -CH ₄	a_{sw}	%	14,51
lw Wolke Streuung coef.	r_{LC}	%	19,5
lw Erde Reflektivität	r_{LE}	%	0,0
lw Wolke Absorptions	a_{LC}	%	62,2
lw Absorpt.: H ₂ O-CO ₂ -CH ₄ -O ₃	a_{lw}	%	82,58
Erde Emissions	$\varepsilon_E = 1 - r_{LE}$	%	100,0
atmosph. Emissions	ε_A	%	87,5
Asymmetriefaktor	f_A	%	61,8
fühlbare Wärmefluss	P_C/A_E	W/m^2	17,0
latenten Wärmestrom	P_L/A_E	W/m^2	80,0

Da es das Ziel unserer weiteren Untersuchungen ist, den Einfluss von CO₂ auf die globale Erwärmung zu bewerten, verwenden wir die angegebenen Parameter in Tabelle 5 als Referenzmarken, die in einem gewissen Sinne einen Arbeitspunkt für die weiteren Betrachtungen definieren, insbesondere um die Bezugstemperatur von der Erdoberfläche mit einer CO₂-Konzentration von 380 ppmV zu bestimmen. Nur Abweichungen von dieser Referenz, die durch eine Änderung der CO₂-Konzentration und die verschiedenen Rückkopplungsprozesse verursacht werden, sind weiter von Interesse, nicht so sehr das absolute Temperaturniveau.

5.2 Einfluss von einigen Modellparametern auf die Bilanz

Für die Zuweisung des Einflusses und der Bedeutung verschiedener Parameter scheint es sinnvoll, zuerst die Reaktion des globalen Systems auf Änderungen dieser Parameter zu entdecken. Dies ist Voraussetzung für ein besseres Verständnis und die Auslegung der Wärme- und Kühleffekte, die sich teilweise verstärken, sondern auch gegenseitig löschen können.

Es besteht kein Zweifel, dass das sw- und lw-Absorptionsvermögen der GH-Gase einen beherrschenden Einfluss auf jedes Gleichgewicht zwischen den beiden Schichten hat. Dies wird ausführlicher im nächsten Abschnitt erörtert. Aber auch die Bewölkung, gekennzeichnet durch den Schlüsselparameter Wolkenbedeckungsgrad C_C sowie die sw und lw Streukoeffizienten und Absorptionsvermögen haben sogar in einer etwas zweideutigen Weise einen wesentlichen Einfluss auf dieses Gleichgewicht und dies. Während eine reduzierte Bewölkung generell Oberflächenerwärmung bewirkt aufgrund der höheren Durchlässigkeit der Atmosphäre für Sonnenstrahlung, erhöht sich dadurch gleichzeitig auch die Transparenz für die abgehende lw Strahlung von der Oberfläche zum Weltall und führt daher zu einer stärkeren

Tabelle 6: Berechnete Strahlungsflüsse und Vergleich mit der TFK-Daten.

Fluss (W/m^2)	Dieses Modell	TFK-Daten
sw: Sonneneinstrahlung	341,3	341,3
von Molekülen zurückgestreute	11,4	
von den Wolken zurückgestreut	67,6	
zusammen zurückgestreut	79,0	79
an der Erdoberfläche reflektiert	22,9	23
Gesamt reflektierte Sonnenstrahlung	101,9	101,9
von O ₃ absorbiert,	27,3	
Wolken,	19,1	
Wasserdampf, CO ₂ , CH ₄	31,6	
Gesamtabsorption Atmosphäre	78,0	78,0
Absorption in der Oberflächen	161,3	161
lw: Oberflächenstrahlung	396,4	396
von GH-Gase absorbiert	322,4	
durch Wolken absorbiert	24,4	
von Wolken zurückgestreut	9,5	
absorbieren. & Scat. Oberflächenstrahlung	356,3	356
fühlbare Wärme	17,0	17
Latentwärme	80,0	80
Gesamtabsorption in atmosph.	521,8	
ausgehende Strahlung fr. atmosph.	199,4	199
ausgehend von der Oberfläche direkt	40,0	40
Gesamtausgehende Strahlung	239,4	238,5
Gegenstrahlung	332,0	333
Nettoemissions der Oberfläche	64,4	
Gesamtausgehende Strahlung am TOA	341,3	340,4

Kühlung. So können sich bis zu einem gewissen Grad beide Effekte gegenseitig kompensieren, je nach Wetterlage, Tageszeit oder in unseren Simulationen in Abhängigkeit von der Wahl der Streuungs- und Absorptions-Parameter.

Die abgewiesene Sonnenstrahlung in der Atmosphäre und Wolken mit $79 W/m^2$ kann leicht durch eine oder beide sw Streukoeffizienten eingestellt werden, die zusammen den Gesamtrückstreufuß nach Gleichung (25 auf Seite 26) ergeben:

$$((1-C_C)r_{SM}+C_C r_{SA})*(1-\alpha_{O_3})P_0 = (r_{SM}+C_C*r_{SC})*(1-\alpha_{O_3})P_0 \quad (\text{Wiederholung von (25)})$$

mit $r_{SA} = r_{SM} + r_{SC}$. Doch die Antwort des EASy auf Änderungen der Wolkendecke hängt zusätzlich ab von der Gewichtung des r_{SC} im Vergleich zu r_{SM} und auch von der Größe der lw Wolken-Streuung r_{LC} .

In unseren Simulationen werden diese Parameter so eingestellt, dass auf der einen Seite die Flüsse mit den TFK-Daten übereinstimmen und auf der anderen Seite die Beobachtungen die Änderung der globalen Durchschnittstemperatur mit der Wolkendecke reproduzieren. In den ISCCP-Daten [2009] ist festgestellt, daß eine um 1 % reduzierte Bewölkung einen Temperaturanstieg von etwa 0,06 - 0,07°C bewirkt. Diese Tendenz wird auch durch Daten

von [Hartmann, 1994] bestätigt, es ist gut zu wissen, dass solche Beobachtungen der Temperaturdaten durch die Überlagerung mehrere anderer Effekte beeinflusst werden. Mit dem Parametern in Tabelle 5 auf Seite 37 können wir diese Temperatur als Reaktion auf die Wolkendecke mit einer globalen Durchschnittstemperatur von 19,8°C auf $C_C = 0\%$ und 13,0°C bei 100% Bedeckung gut reproduzieren.

In Bezug auf ihre Auswirkungen auf die Klimasensitivität sind die Parameter Wolken-Absorptionsvermögen und Reflexionsfläche nicht sehr empfindlich, aber ihre richtige Wahl sichert die richtige Anpassung der gesamten atmosphärischen und Oberflächenabsorptionen. In diesem Sinne definiert sie Referenztemperaturen, bei denen die beiden Schichten das Gleichgewicht finden.

Es sollte bemerkt werden, dass die sw und lw Wolken- und Erde-Absorptionen in der Regel das Ergebnis von mehreren Streuereignissen nach oben und unten sind, mindestens so lange wie die Reflexionen an der Oberfläche nicht Null sind. Daher können die genannten Flüsse und Absorptionen in Tabelle 6 auf der vorherigen Seite nicht einfach durch Multiplikation der ankommenden oder ausgehende Strahlung mit der jeweiligen Absorptionsfähigkeit oder Reflexionsvermögen abgeleitet werden, sondern müssen mit einigen der Beziehungen in Abschnitt 4.1 auf Seite 26 oder Abschnitt 4.2 auf Seite 29, z.B. wird die sw Reflexion an der Oberfläche mit $22,9 \text{ W/m}^2$ berechnet und ist nicht nur eine Funktion der Rückstrahlung mit $r_{SE} = 17\%$, sondern wird zusätzlich durch mehrere andere Parameter beeinflusst (siehe auch Gleichung (41 auf Seite 28)):

$$I_R = [(1-C_C)*(1-r_{SM})+C_C(1-r_{SA})(1-\alpha_{SC})]^2 * \frac{r_{SE}(1-\alpha_{SW}) * (1-\alpha_{O3})}{1-r_{SE}(C_C r_{SA} + (1-C_C)r_{SM})} * \frac{E_S}{4} \quad (77)$$

So werden effektive Reflexionsvermögen, die sich auf den einfallenden Sonnenfluss am TOA beziehen nur $22,9/341,3 * 100 = 6,7\%$ oder in Bezug auf den Primärstrom (vor der ersten Reflexion an der Oberfläche) $22,9/186,1 * 100 = 12,3\%$.

Während die Oberflächenemissions ε_E einen direkten Einfluss auf den lw Strahlungshaushalt hat, wird aber zur Übereinstimmung mit der TFK-Regelung der atmosphärische Emissionsfaktor ε_A in unserem Modell nur benötigt, um die mittlere Temperatur der unteren Troposphäre zu berechnen, die Auswirkungen auf den temperaturabhängigen Teil der thermischen Konvektion zwischen den Schichten (siehe Gleichung (76 auf Seite 34)) hat und soweit auch eine direkte Rückkopplung für das Einstellen des Gleichgewichts bewirkt. Im allgemeinen ist die Atmosphärenemission identisch mit dem Gesamt lw Absorptionsvermögen, wie sie durch Gleichung (68 auf Seite 33) gegeben wird, mit:

$$\varepsilon_A = A = \alpha_{LW} + \frac{C_C}{1-C_C r_{LE} r_{LC}} (1-r_{LC}) \alpha_{LC} (1-\alpha_{lw}) \quad (78)$$

und daher besteht die Absorption sowohl durch die GH-Gase als auch der Wolken-Absorption. Da α_{lw} mit dem CO_2 -Konzentration variiert, wird auch ε_A eine Funktion dieser Konzentration, aber aufgrund des zweiten Terms in Gleichung (78) auf einem leicht variierenden Grundwert. Dies ist insofern von Wichtigkeit, da die Lufttemperatur von den Bilanzgleichungen mit dem Emissionsvermögen Gleichung (78) berechnet wird und sich dadurch eine deutlich geringere Empfindlichkeit ergibt gegenüber Konzentrationsschwankungen als bei Annahme einer konstanten Emissivität, wie dies im Allgemeinen angewendet wird. Als direkte Folge steigt der fühlbare Wärmefluss mit der CO_2 -Konzentration und verursacht eine zusätzliche Abkühlung der Oberfläche, was zu einer negativen Rückkopplung in der EASy-Balance führt.

5.3 Direkter Einfluss von CO₂ auf die Oberflächentemperatur

Die GH-Gase haben einen zweifachen Einfluss auf den Energie- und Strahlungshaushalt des EASy. Während sie die den Betrag Sonnenstrahlung, der von der Oberfläche aufgenommen werden kann, dämpfen, blockieren sie, daß eine großer Teil der terrestrischen Strahlung direkt in Weltall abgegeben wird und behindern somit den Energieverlust ins Weltall. In Tabelle 2 auf Seite 15 und Tabelle 3 auf Seite 18 sind die integralen sw und lw-Absorptionsvermögen der gut gemischten GH-Gase Wasserdampf, CO₂, CH₄ und O₃ zusammengestellt. Sie wurden aus line-by-line-Berechnungen abgeleitet und für verschiedene CO₂-Konzentrationen von 0 bis 770 ppmV ermittelt. Um den Einfluss von CO₂ auf die globale Erwärmung zu beurteilen, verwenden wir dieses Absorptionsvermögen und berechnen für jedes Paar von sw- und lw-Absorptionsvermögen bei sonst gleichen Bedingungen die jeweilige Oberflächen- und Lufttemperaturen. Für den Fall des klaren Himmels ($C_C = 0$), wird dies in Diagramm 11 auf der nächsten Seite.a gezeigt. Die rote Kurve zeigt die Temperatur der Erde T_E und die blaue Kurve die Temperatur der unteren Troposphäre T_A . Die Erhöhung des T_E bei verdoppelter CO₂-Konzentration (von 380 bis 760 ppmV) definiert die CO₂-Klimasensitivität als Maß für die Antwort des EASy auf eine sich verändernde CO₂-Konzentration. Im Fall des klaren Himmels und ohne Rückkopplungseffekte, finden wir eine Klimasensitivität von $C_S = 1,11^\circ\text{C}$, die überraschend gut mit dem IPCC-Wert von $C_S = 1,1^\circ\text{C}$ (ohne Rückkopplungsprozesse, aber in der Regel unter der Annahme mittleren Bewölkung) auf der Basis des RF-Konzeptes übereinstimmt [Randall u. a., 2007], [IPCC, 2001]. Zusätzlich ist eine logarithmische Darstellung (grüne Kurve) gezeichnet, die anzeigt, dass bei höheren CO₂-Konzentrationen wegen Sättigungseffekten und Absorption nur an weiten Flügeln die Änderung der Oberflächentemperatur durch eine logarithmische Funktion angenähert werden kann.

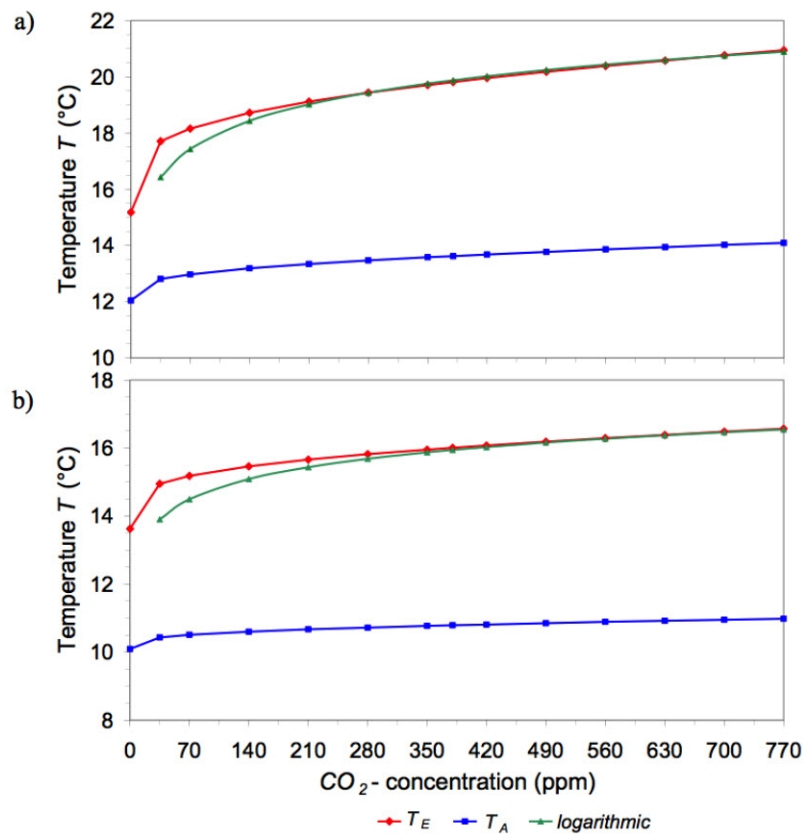
Aus Diagramm 11 auf der nächsten Seite.a wir sehen auch, dass die unteren Schichten der Atmosphäre wenig empfindlich auf die CO₂-Veränderungen reagieren. Die jeweiligen Temperaturerhöhung von T_A bei CO₂-Verdoppelung, die wir hier als Luftempfindlichkeit nennen, ist so nur $0,45^\circ\text{C}$ und deutlich kleiner als die Klimasensitivität. Diese niedrigere Reaktion wird durch die Tatsache verständlich, dass sich mit zunehmender CO₂-Konzentration auch das Emissionsvermögen der Atmosphäre erhöht (siehe Gleichung (78 auf der vorherigen Seite)) und so zu einem gewissen Grad die höhere Absorption in der Atmosphäre kompensiert.

Der dominante Einfluss der Wolken auf den gesamten Energiehaushalt ist aus Diagramm 11 auf der nächsten Seite.b zu sehen. Bei der Wiederholung der gleiche Berechnung wie zuvor, nur mit der Wahl der mittleren Wolkendecke von 66 %, fallen nicht nur die Temperaturen deutlich (T_E um $3,8^\circ\text{C}$, T_A um $2,8^\circ\text{C}$), sondern reduzieren sich auch die Klima- und die Luft-Empfindlichkeiten deutlich, um $C_S = 0,55^\circ\text{C}$ und $A_S = 0,19^\circ\text{C}$.

Während die Temperaturen fallen, folgen aus der dominierenden Schirmwirkung für Solarstrahlung (in der realen Klimasystem besonders durch die unteren Wolken verursacht wird) direkt kleinere Empfindlichkeiten wegen des zunehmenden Einflusses der Wolken- lw Absorption und Rückstreuung, durch die Wirkung der GH-Gase mehr und mehr abschwächt. Also, bei 100 % Bedeckung würde die Luftempfindlichkeit ganz verschwinden und die Klimasensitivität auf $0,2^\circ\text{C}$ reduziert werden.

5.4 Feedback-Prozesse

Die meisten Klimaforscher sind sich einig, dass allein eine zunehmende Absorption mit steigender CO₂-Konzentration wie im vorherigen Abschnitt diskutiert wurde nur mäßig zu einer globalen Erwärmung beiträgt. Die größere Sorge ist jedoch, dass bereits kleine Störungen, wie sie die GH-Wirkung verursacht, außerdem Nebenwirkungen verursachen kann, die deutlich die primäre Störung verstärken könnten und sogar eine gesamte Destabilisierung der quasi



Diagr. 11: Berechnete Temperaturen der Erde T_E (rot) und der unteren Troposphäre T_A (blau) als Funktion der CO_2 -Konzentration bei
a) wolkenlosen Himmel,
b) 66 % Wolkendecke und
eine logarithmische Approximation (grün).

Gleichgewichtsbedingungen des EASy einleiten. Diese Nebenwirkungen sind als Rückkopplungsprozesse bekannt, auf der einen Seite kann sich eine Anfangsabweichung verstärken (positive Rückkopplung) oder auf der anderen Seite können diese Abweichungen auch gedämpft werden (negative Rückkopplung).

5.4.1 Wasserdampf-Bewertung

Aufgrund der Clausius-Clapeyron-Gleichung steigt der Wasserdampfgehalt in der Luft rasch bei steigenden Temperaturen. Daher wird auch die Wasserdampfaufnahme weiter erhöht und bewirkt in der Regel eine positiven Rückkopplung im Gesamthaushalt. In der Literatur wird diese Rückkopplung als die größte Wirkung mit dramatischen Verstärkungswerten von 1,5 - 3 bezeichnet [IPCC, 2007].

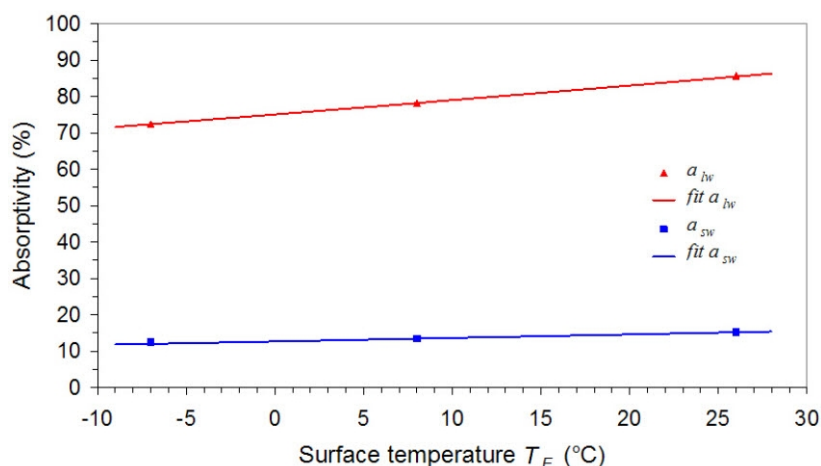
Unsere eigenen Untersuchungen zeigen jedoch einen weniger dramatischen Einfluss von Wasserdampf. Ein Aspekt ist, dass, ähnlich wie beim CO_2 , auch die Wasserdampflinien über größere Spektralbereich bereits stark gesättigt sind. Daher können mit zunehmender Dampfkonzentration nur die Flügel weit von diesen Linien und schwache Absorptionsbanden weiter zusätzlich absorbieren, die sich etwa logarithmisch mit der Dampfkonzentration erhöhen.

In diesem Zusammenhang existiert offenbar eine physikalische Fehlinterpretation des Absorptionsverhaltens eines Gases, siehe z.B. [IPCC, 2007]. So wird geschlossen, dass nicht die absolute Änderung in der Wasserdampfkonzentration, aber die relative Änderung würde die

Stärke des Rückkopplungsmechanismus bestimmen; und aus dieser Aussage wird abgeleitet, dass in der oberen Troposphäre der größte Beitrag zur Rückkopplung auftritt. Allerdings können nur Moleküle Strahlung absorbieren, die noch auf den Absorptionsfrequenzen verfügbar ist. Da die Spektrallinien in den unteren Luftschichten eine starke Druckverbreiterung haben, filtern sie die abgehenden Strahlung schon bis zu den weiten Flügeln und bestimmen dadurch das logarithmischen Absorptionsverhalten und es bleibt keine weitere Strahlung übrig für die engeren Linien in der oberen Troposphäre außer aus benachbarten Schichten der Atmosphäre selbst. Darüber hinaus ist die Absorptionsstärke in den Linienzentren und somit das Sättigungsverhalten für die Strahlung in der oberen Troposphäre fast dieselbe wie in der unteren Troposphäre, da bei Verringerung des Drucks und der Temperatur auf der einen Seite zwar die Zahl der Moleküle abnimmt, aber aufgrund der Reduzierung der Linienbreite die Linienstärke steigt. Das ist das Gesetz der spektralen Stabilität.

Ein weiterer Aspekt ist, dass immer sowohl die sw- als auch die lw-Absorptionen zu berücksichtigen sind. Während die ausgehende lw Strahlung effizienter blockiert wird und so zu positiven Rückkopplungen beiträgt, wird die sw-Strahlung stärker in der Atmosphäre absorbiert, also gelangt weniger davon an die Oberfläche und liefert deshalb ein negatives Netto-Feedback.

Unsere Berechnungen für das sw- und lw-Absorptionsvermögen in Abschnitt 2 auf Seite 9 wurden für die drei Klimazonen geführt, die sich in ihrer mittleren Luftfeuchtigkeit und Bodentemperatur unterscheiden. Diagramm 12 zeigt das Absorptionsvermögen in diesen Bereichen in Abhängigkeit von der jeweiligen Bodentemperatur bei 380 ppmV CO₂.



Diagr. 12: Das berechnete sw Absorptionsvermögen (blau) und das lw-Absorptionsvermögen (rot) für die drei Klimazonen als Funktion der jeweiligen Zonentemperaturen.

Der Wassergehalt in jeder Klimazone wurde aus realen GPS-Messungen bestimmt [Vey, 2007] und dieser Wassergehalt wird verwendet, um die Wasserdampfkonzentration bei diesen Zonen-Temperatur zu berechnen, wobei die Graphen in Diagramm 12 direkt die Temperaturabhängigkeit der Wasserdampfkonzentration auf den Absorptionsvermögen zeigen. Der lineare Anstieg ist das Ergebnis einer exponentiellen Zunahme der Wasserdampfkonzentration mit der Temperatur aufgrund der Clausius-Clapeyron-Gleichung und andererseits einen logarithmischen Anstieg des Absorptionsvermögens mit der Dampfkonzentration durch Sättigungseffekte.

Das sw- und lw- Absorptionsvermögen wird gut durch Geraden mit folgenden Steigungen dargestellt

$$\frac{d\alpha_{SW}}{DT_E} = 0,097 \frac{\%}{^\circ\text{C}} \quad (79)$$

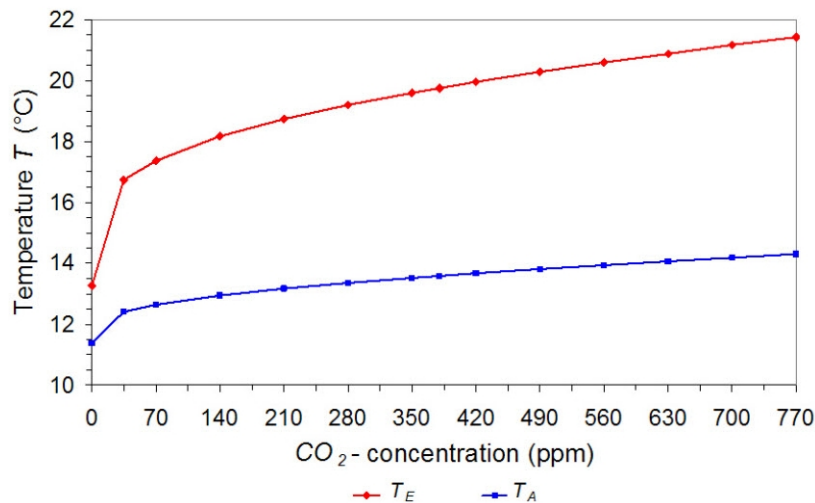
und

$$\frac{d\alpha_{LW}}{DT_E} = 0,38 \frac{\%}{^\circ\text{C}} \quad (80)$$

Mit diesen Parametern kann die Wasserdampfdruckkopplung in die weiteren Überlegungen durch ein iteratives Verfahren einbezogen werden, wie bereits in Abschnitt 4 auf Seite 25. umrissen. In einem ersten Schritt wird die Temperaturabweichung vom Referenztemperatur T_R berechnet - veranlaßt durch eine Abweichung von der CO_2 -Referenzkonzentration (hier 380 ppmV). Dieses T-Offset wird verwendet, um mit dem Feedback-Parameter die Korrekturen in den Absorptionsvermögen zu berechnen. Mit den neuen Werten werden erneut korrigierte Temperaturen ermittelt, die neue Absorptionskorrekturen geben. Dies wird wiederholt, bis die Temperaturen Selbstkonsistenz zeigen.

Das Ergebnis einer solchen Berechnung ist in Diagramm 13 dargestellt, das den Temperaturanstieg von T_E und T_A mit Wasserdampf-Feedback bei klarem Himmel zeigt. Die jeweiligen Klimasensitivität steigt von $C_S = 1,11^\circ\text{C}$ auf $1,66^\circ\text{C}$ und die Luftempfindlichkeit von $A_S = 0,45 - 0,71^\circ\text{C}$, was einen Verstärkungsfaktor, verursacht durch Wasserdampf-Feedback, für C_S von 1,5 und für A_S von 1,58.

Bei regelmäßiger Wolkendecke von 66 %, erhöht sich C_S jedoch nur von $0,55^\circ\text{C}$ auf $0,65^\circ\text{C}$ und A_S von $0,19^\circ\text{C}$ auf $0,23^\circ\text{C}$, was Verstärkungen von 1.19 und 1.22 entspricht.



Diagr. 13: Berechnete Temperatur der Oberfläche T_E (rot) und der unteren Troposphäre T_A (blau) als Funktion der CO_2 -Konzentration mit Wasserdampf-Feedback bei klarem Himmel.

5.4.2 Temperaturgradient-Rückkopplung

Unter mittleren globalen Bedingungen wurde im Standard [, 1976] die durchschnittliche Temperaturabnahme mit der Höhe in der Troposphäre mit $6,5^\circ\text{C}/\text{km}$ festgeschrieben und wird als konstant angenommen bis zur Tropopause bei etwa 11 km Höhe. Wie bereits in

Abschnitt 3 auf Seite 19, hat dieser Temperaturgradient einen direkten Einfluss auf die Leistungen, die asymmetrisch von der Atmosphäre in Richtung nach unten und oben wieder abgestrahlt wird. Von Strahlungstransportrechnungen finden wir, dass bei diesem Norm-Temperaturgradienten von der absorbierten Menge der Anteil, der nach unten abgestrahlt wird $f_A = 61,0\%$ ist und der Anteil zum Weltall $(1 - f_A) = 39,0\%$ ist. Wenn sich das vertikale Temperaturprofil ändert, induziert das auch eine klimatische Wirkung, die als Temperaturgradient-Feedback bekannt ist.

Globale Zirkulationsmodelle liefern eine verstärkte Erwärmung in der oberen Troposphäre der tropischen Regionen, insbesondere als Reaktion auf eine Erhöhung der Wasserdampfkonzentration. Dies würde zu einer negativen Rückkopplung führen. Auf der anderen Seite, wird bei mittleren bis hohen Breiten ein geringes Niveau der Erwärmung als Reaktion auf mmehr Strahlungserwärmung erwartet, also eine positive Rückkopplung. Da davon ausgegangen wird, daß der Einfluss der Tropen dominiert, wird eine negative Rückkopplung von $-0,8 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$ ($\sim 20\%$) vorhersagt [IPCC, 2007], [Soden und Held, 2006].

Unabhängig von diesen Effekten betrachten wir zusätzlich einen geringen anderen Einfluss einer Änderung des Temperaturgradienten auf das Klima. Es ist gut bekannt, dass die Höhe der Tropopause deutlich variiert von Klimazone zu Klimazone (auch über die Jahreszeiten) und soweit direkt mit der lokalen Oberflächentemperatur. Wohingegen die mittlere Absorption und Rückstrahlung über einen längeren oder kürzeren Weg in der Troposphäre nicht merklich beeinflusst wird, solange die optische Tiefe nahezu konstant ist, ändert sich der Temperaturgradient in diesen Klimazonen mit dem Bodentemperatur und beeinflusst unmittelbar den Asymmetrie Faktor f_A und damit die gesamte Bilanz des EASy.

In der Literatur können sehr widersprüchliche Modelle über die Temperaturverteilung in der Troposphäre gefunden werden. So nimmt ein Modell an, das durch die Konvektion der Temperaturgradient über der Troposphäre immer konstant ist und mit einer sich verändernden Bodentemperatur die Tropopausenhöhe synchron nach oben oder nach unten verschiebt. Das andere Extrem ist es, eine konstante Höhe zumindest innerhalb einer Klimazone zu erwarten und führt zu der Annahme, dass sich alle Bodentemperaturschwankungen nur über den Temperaturgradienten auswirken. [Besser ist es sich nicht an Modellen zu orientieren, sondern an Meßergebnissen \[Santer, B. D. u. a., 2003\], die noch dazu in Einklang sind mit \[Schwarzschild, 1906\].](#)

Aus Berechnungen mit einer festen Höhe der Tropopause über alle Zonen und damit eine maximale Änderung des Temperaturgradienten von $7,5^\circ\text{C}/\text{km}$ für die Tropen (Bodentemperatur: 26°C) bis $4,5^\circ\text{C}/\text{km}$ für die Polarregion (Temperatur: -7°C) leiten wir eine Temperaturabhängigkeit des Asymmetrie-Faktors her von $df_A/dT_E = b_a = 0,145\%/^\circ\text{C}$ (siehe Abschnitt 3.3 auf Seite 22, Diagramm 8 auf Seite 25). Die Realität liegt offensichtlich irgendwo zwischen diesen Extremen, und es scheint plausibel, einen etwas kleineren Wert zu verwenden. Zusammen mit der vorhergesagten negativen Rückkopplung, die durch den dominierenden tropischen Einfluss bestimmt wird, schätzen wir die Temperaturabhängigkeit mit:

$$\frac{df_A}{dT_E} = b_a = 0,145 \frac{\%}{^\circ\text{C}} \quad (81)$$

Für die jeweiligen Empfindlichkeiten dann finden wir $C_S = 1,22^\circ\text{C}$ und $A_S = 0,6^\circ\text{C}$, die sich unter der normalen Wolkendecke reduzieren auf $C_S = 0,62^\circ\text{C}$ und $A_S = 0,24^\circ\text{C}$.

Da der Wasserdampf einen mehr oder weniger starken Einfluss auf den Temperaturgradienten hat, werden beide Effekte oft zusammen betrachtet [IPCC, 2007]. Für das kombinierte Wasserdampf- und Temperaturgradient-Feedback, erhalten wir dann einen Verstärkungsfaktor unter klarem Himmel von 1,74 und mit Wolken von 1,37.

5.4.3 Erdalbedo Rückkopplung

Eine weitere Rückkopplung ergibt sich aus der Tatsache, dass mit zunehmender Bodentemperatur die Reflektivität der Erde beeinflusst wird, die durch die Eisdecke in den Polarregionen und Veränderungen der Vegetation verursacht wird. Mit dem unterschiedlichem Reflexionsvermögen wird besonders die sw Strahlungsbilanz in einer solchen Weise modifiziert, daß mit der Verringerung der Reflektivität mehr Leistung durch die Erdoberfläche absorbiert wird, die dann zu einer zusätzlichen Erwärmung des Bodens beiträgt.

Dieser Erde-Albedo-Einfluss wird als positives Feedback mit Verstärkung zwischen 10 und 15 % geschätzt [IPCC, 2007], [Soden und Held, 2006]. In unseren Simulationen stellen wir diese Albedo Feedback als temperaturabhängige Veränderung der Reflektivität der Erde mit:

$$\frac{dr_{SE}}{dT_E} = e_f = -0,17 \frac{\%}{^\circ\text{C}} \quad (82)$$

die unter freiem Himmel zu einer Erhöhung der Klimasensitivität um 15 % führt und bei bedecktem von 12 %.

5.4.4 Konvektions-Rückkopplung

Der fühlbare Wärmefluss bei einer CO₂-Konzentration von 380 ppmV und einer Temperatur $T_R = 16^\circ\text{C}$ (bei klarem Himmel $19,8^\circ\text{C}$) wurde als Referenz gewählt, um 17 W/m^2 in Übereinstimmung mit dem TFK-Schema zu erhalten und dieser Fluss wurde als Konstante in den bisherigen Simulationen angenommen. Von Gleichung (76 auf Seite 34) wissen wir jedoch, dass die Wärmeübertragung sich in der Regel aus zwei Beiträgen zusammensetzt, einem konstanten Anteil $I_{C0} = P_{C0}/A^Z$ was ein von der Temperatur unabhängiger Prozess für den Wärmetransport an der Grenze ist und einen zweiten Teil den die Temperaturdifferenz zwischen der Oberfläche und der Atmosphäre bestimmt mit

$$I_C = \frac{P_C}{A^Z} = I_{C0} + \frac{1}{4} h_C (T_E - T_A) \quad (83)$$

Bei dem zweiten Term in dieser Gleichung wird eine Temperaturänderung durch das CO₂ induziert, was ein Feedback auf das EASy induziert, das wir Konvektions-Feedback nennen.

Aus Diagramm 11 auf Seite 41 und Diagramm 13 auf Seite 43 kann man gut erkennen, dass die Lufttemperatur weniger empfindlich auf Konzentrationsschwankungen reagiert als die Erde-Temperatur und sich die Differenz ($T_E - T_A$) mit steigender CO₂-Konzentration erhöht. Daher wächst auch der fühlbare Wärmefluss mit der Konzentration. Da eine Erhöhung des Flusses von der Oberfläche in die Atmosphäre zu einer zusätzlichen Kühlung beiträgt, wird die resultierende Rückkopplung negativ sein.

Die Größe dieses Feedback wird maximal, wenn der erste Ausdruck auf der rechten Seite von Gleichung (83) verschwindet und der Gesamtwärmestrom von 17 W/m^2 bei 380 ppmV CO₂ wird von dem zweiten Term bestimmt. - Bei klarem Himmel und einer Temperaturdifferenz von $(T_E - T_A) = 6,2^\circ\text{C}$, kann dann der Wärme-Konvektionskoeffizient einen Maximalwert von $h_{C,max} = 11 \text{ W/(m}^2 \cdot ^\circ\text{C)}$ annehmen, während unter der normalen Wolkendecke mit einer Temperaturdifferenz $(T_E - T_A) = 5,2^\circ\text{C}$ dieser Maximalwert $h_{C,max} = 13 \text{ W/(m}^2 \cdot ^\circ\text{C)}$ ist. Bei der Wahl eines kleineren Konvektions-Parameters, reduziert sich automatisch die Rückkopplung, erhöht sich aber das erste Glied in Gleichung (83), so dass bei der Bezugs-CO₂-Konzentration immer ein sinnvoller Wärmefluss von 17 W/m^2 garantiert ist.

Für $h_C = 10 \text{ W/(m}^2 \cdot ^\circ\text{C)}$ für die beiden Fälle (unbedeckt und bedeckt), berechnen wir bei klarem Himmel eine Klimasensitivität von $C_S = 0,96^\circ\text{C}$, das entspricht einer Dämpfung von 0,86, und bei normaler Wolkendecke $C_S = 0,45^\circ\text{C}$ mit einem Reduktionsfaktor von 0,82. Die

fühlbare Wärme besteht in diesem Fall aus einem konstanten Beitrag von 4 W/m^2 und einem temperaturabhängigen Beitrag von 13 W/m^2 bei $T_E = 16^\circ\text{C}$.

5.4.5 Verdunstungsrückkopplung

Ähnlich der Konvektion tragen auch Verdampfung von Wasser und Sublimation von Eises zur Kühlung der Oberfläche bei. Da eine Erhöhung der Temperatur der Erde diese Prozesse verstärkt, wird das auch in einer negativen Rückkopplung führen, die wir Verdunstungs-Feedback nennen. Wie bereits in Abschnitt 4 auf Seite 25 dargelegt, kann der latente Wärmefluss ausgedrückt werden als:

$$I_L = \frac{P_L}{A_Z} = I_{L0} + l_H(T_E - T_0) \quad (84)$$

bestehend aus einem temperaturunabhängigen Beitrag I_{L0} und einem zweiten Term, der proportional der Bodentemperatur über dem Gefrierpunkt ($T_E - T_0$) ist. Unter normalen Bedingungen verschwindet I_{L0} fast, und das Feedback wird dann nur durch den zweiten Term in Gleichung (84) bestimmt und wird daher maximal. Da der Gesamtfluss bei der Referenz- CO_2 -Konzentration von 380 ppmV gehalten wird, werden 80 W/m^2 für die Übereinstimmung mit dem TFK-Schema festgelegt, also nimmt bei einer mittleren Wolkenbedeckung der Wärmeübergangskoeffizient l_H einen Maximalwert von $5 \text{ W/(m}^2\cdot^\circ\text{C)}$ [= $(80 \text{ W/(m}^2\cdot 16^\circ\text{C)})$] und bei klarem Himmel $4 \text{ W/(m}^2\cdot^\circ\text{C)}$ [= $(80 \text{ W/(m}^2\cdot 19,8^\circ\text{C)})$] an. Wenn aus irgendeinem Grund die Wärmeübertragung weniger sensibel auf Temperaturänderungen reagiert (z.B. weniger rasch zunehmende Niederschlagsrate oder Sättigung Verdampfung), werden l_H und diese Rückkopplung weiter reduziert werden. Dann wird in der gleichen Weise, wie der zweite Term in Gleichung (84) abnimmt, der erste Term erhöht.

Ohne Wolken und maximalen $l_H = 4 \text{ W/(m}^2\cdot^\circ\text{C)}$ finden wir eine Klimasensitivität von $C_S = 0,72^\circ\text{C}$; bei mittlerer Wolkendecke und $l_{H,max} = 5 \text{ W/(m}^2\cdot^\circ\text{C)}$ und $C_S = 0,3^\circ\text{C}$, was einer Verringerung des Dämpfungsfaktors von 0,56 entspricht. So kann latente Wärme zu erheblicher negativer Rückkopplung beitragen.

In diesem Zusammenhang ist zu beachten, dass in der Regel Verdunstung und Konvektion nicht erwähnt werden oder in die Klimamodelle des IPCC einbezogen sind, obwohl sie natürlich einen ganz starken Einfluss auf die Einstellung des Temperaturniveaus haben.

5.4.6 Thermisch induzierte Wolkenrückkopplung

Der Vergleich der vorangehenden Simulationen bei klarem Himmel und bei Bewölkung zeigen bereits den dominierenden Einfluss der Bewölkung auf das selbsteinstellende Gleichgewicht zwischen der Erde und den Atmosphärenschichten. So fällt die Klimasensitivität etwa auf die Hälfte ihres Wertes im Vergleich zum wolkenlosem Himmel, und die Bodentemperatur ändert sich etwa von 20 auf 16°C , wenn die Wolkendecke von 0 auf 66% zunimmt. Dieses Temperaturverhalten wurde aus den ISCCP-Beobachtungen der globalen Erwärmung gewonnen bei Wolkendecken-Variationen über den Zeitraum 1983 - 2010 [, 2009].

Wenn aus irgendeinem Grund die treibende Kraft für eine dieser beobachteten Änderungen nicht die Wolkendecke, aber die Temperatur ist, wirkt das zurück auf die Bewölkung, jedoch haben wir einen zusätzlichen Feedback-Prozess, der dann die GH-Wirkung weiter verstärkt und es ist sogar zu prüfen ob er die zuvor beobachtete Reduktion der Empfindlichkeiten bei Bewölkung kompensiert.

Es ist ganz offensichtlich, dass die registrierten Temperaturänderungen nicht ausschließlich aus den Wolken-Variationen oder umgekehrt folgen, sondern auch durch Veränderungen der Sonnenstrahlung, der Feuchtigkeit oder internen Schwingungen beeinflusst werden können.

Darüber hinaus sind auch Beobachtungen bekannt, besonders in den Tropen, bei denen nur der umgekehrte Trend gefunden wurde, dass mit steigender Temperatur auch die Wolkendecke zunimmt [Lindzen u. a., 2001], [Laken und Pallé, 2012], [Cho u. a., 2012], [Caldwell u. a., 2013], die dann zur negativen Rückkopplung beiträgt.

Daher wird es offensichtlich der schlimmste Fall sein, die Oberflächentemperaturänderung ΔT_E nur als die Antwort auf die Bewölkung C_C allein zu vermuten, wie sie aus den ISCCP-Daten abgeleitet ist und diese Änderung wird nur dem CO₂-GH-Effekt entgegen wirken (CO₂ induziertes Wolken Feedback), diese zumindest bei dem Mittelwert der Wolkendecke von 66 % und der mittleren globalen Temperatur von 16 °C. Da auch bei sehr hohen Temperaturen die Wolken nicht ganz verschwinden, nehmen wir eine Restbedeckung $C_{C,min}$ von 20 % und einen exponentiellen Ansatz für diese Untergrenze an. Um ferner auch für die Wolkendecke negative $\Delta T'_E$ s darzustellen, wie dies der Fall ist bei kleineren CO₂-Konzentrationen als der Referenz bei 380 ppmV, verwenden wir aus Gründen der Eindeutigkeit den gleichen funktionalen Zusammenhang. Also drücken wir die Wolkendecke in Abhängigkeit von der Bodentemperatur aus:

$$C_C(T_E) = \begin{cases} C_{C,min} + (C_{CR} - C_{C,min}) * e^{-c_f \frac{T_E - T_R}{T_R}} & \text{für } T_E \geq T_R \\ C_{CR} + (C_{CR} - C_{C,min}) * \left(1 - e^{-c_f \frac{T_E - T_R}{T_R}}\right) & \text{für } T_E < T_R \end{cases} \quad (85)$$

mit $C_{CR} = 66\%$ als Mittelwert Wolkendecke bei $T_R = 16^\circ\text{C}$ und c_f als den temperaturinduzierten Wolken-Feedback-Parameter. Grundsätzlich beschreibt Gleichung (85) nur den gegenseitigen Zusammenhang wie er verwendet wird, um die Oberflächentemperaturänderung als eine Funktion der Bedeckung abzuleiten. Es ist klar, dass für zu große negative Temperaturabweichungen C_C größer als 100 % würde und dann abgeschnitten werden muss, aber nach den regulären Varianten ist dies nicht der Fall.

Um die Wolken-Variationen in Übereinstimmung mit den Beobachtungen des ISCCP zu reproduzieren, ist ein Feedback-Parameter von $c_f = 5,4$ erforderlich, was eine Wolkendecke Änderung von 1 % bei $\Delta T_E = 0,065^\circ\text{C}$ ergibt. Eine Simulation mit diesem Wert bei mittlerer Bedeckung $C_C = 66\%$ und unter der Annahme, daß die Trübungsänderung nur durch den CO₂-GH-Effekt verursacht wird, ergibt dies eine Klimaempfindlichkeit von $C_S = 2,62^\circ\text{C}$, entsprechend einer Verstärkung von 4,8. Auf der anderen Seite würde bei Annahme einer negativen Rückkopplung von $c_f = -5,4$, die Klimasensitivität auf $C_S = 0,21^\circ\text{C}$ fallen. Diese Beispiele deuten bereits an, dass für eine zuverlässige Bewertung der Klimasensitivität besonders zuverlässige Daten über die treibende Kraft und Größe einer Wolkendecken-Veränderung wichtig sind, da sie einen außergewöhnlich starken Einfluss auf weitere Rückkopplungen haben (siehe auch [Spencer und Braswell, 2011]).

5.4.7 Gesamtes Feedback

Alle Ergebnisse für die individuellen und kollektiven Klima- und Luftempfindlichkeiten sind in Tabelle 7 auf der nächsten Seite aufgeführt. Die oberen zehn Zeilen zeigen die unter klarem Himmel berechneten Daten, die unteren 14 Zeilen die Ergebnisse unter mittlerer Wolkendecke. Der Vergleich der jeweiligen Zeilen ohne und mit bedeckt zeigen deutlich den dominierenden Einfluss der Wolken, was zu einer signifikanten Reduktion der Empfindlichkeiten führt, solange das thermisch induzierte Wolken-Feedback ausgeschlossen ist. Also, mit Wasserdampf-, Temperaturgradient-, Albedo-, Konvektions- und Verdunstungs-Feedback verringert sich C_S sogar auf nur $0,43^\circ\text{C}$.

Unter der zusätzlichen Annahme eines CO₂ induzierten Wolken-Feedbacks mit $c_f = 5,4$, wird die zuvor beobachtete Abschwächung, im Vergleich zum klaren Himmel, überkompen-

Tabelle 7: Berechnete Klima und Luft Empfindlichkeiten bei verschiedenen Rückkopplungsbedingungen.

Zeile	Wolken		Wasserd.	Gradient	Albedo	Konvektion	Verdampf.	A_S	C_S	
	C_C	e_f		b_a	e_f	h_c	l_H	(°C)	(°C)	rel.
	(%)			(%/°C)	(%/°C)	(W/(m ² *°C))	(W/(m ² *°C))			
1	0	-	-	-	-	-	-	0,45	1,11	1,00
2	0	-	on	-	-	-	-	0,71	1,66	1,50
3	0	-	-	0,05	-	-	-	0,60	1,22	1,10
4	0	-	-	-	-0,17	-	-	0,57	1,28	1,15
5	0	-	-	-	-	10	-	0,51	0,96	0,86
6	0	-	-	-	-	-	4	0,60	0,72	0,65
7	0	-	on	0,05	-	-	-	0,98	1,93	1,74
8	0	-	on	0,05	-0,17	-	-	1,37	2,51	2,27
9	0	-	on	0,05	-0,17	10	-	1,25	1,96	1,77
10	0	-	on	0,05	-0,17	10	4	1,07	1,11	1,00
12	66	0	-	-	-	-	-	0,19	0,55	1,00
13	66	0	on	-	-	-	-	0,23	0,65	1,19
14	66	0	-	0,05	-	-	-	0,24	0,62	1,13
15	66	0	-	-	-0,17	-	-	0,23	0,61	1,12
16	66	0	-	-	-	10	-	0,20	0,45	0,82
17	66	0	-	-	-	-	5	0,24	0,30	0,56
18	66	+5,4	-	-	-	-	-	1,67	2,62	4,77
19	66	-5,4	-	-	-	-	-	0,00	0,21	0,37
20	66	0	auf	0,05	-	-	-	0,34	0,75	1,37
21	66	0	auf	0,05	-0,17	-	-	0,42	0,88	1,60
22	66	0	auf	0,05	-0,17	10	-	0,39	0,69	1,25
23	66	0	auf	0,05	-0,17	10	5	0,32	0,43	0,79
24	66	+5,4	auf	0,05	-0,17	10	5	2,09	1,73	3,14
25	66	-5,4	auf	0,05	-0,17	10	5	0,10	0,19	0,34

siert und die Klimasensitivität steigt auf $C_S = 1,73^\circ\text{C}$, ist also fast 60% größer als für den klaren Himmel, wo $1,11^\circ\text{C}$ gefunden wurde (einschließlich der anderen Feedbacks - siehe Tabelle 7, Zeile 10). Der gleiche Mechanismus, der die Temperatur mit zunehmender Bedeckung senkt, ist auch in entgegengesetzter Richtung wirksam, und dies mit dem Nettoergebnis einer erhöhten Klimaempfindlichkeit. Unter diesen Bedingungen ist die beobachtete Erwärmung der letzten hundertzwanzig Jahren etwa $0,8^\circ\text{C}$, die der IPCC fast ausschließlich auf menschliche Einfluss zurückführt, da vielleicht schon bis $3/4$ ($0,6^\circ\text{C}$) durch den 100 ppmV- CO_2 -Anstieg über diese Zeitraum erklärt werden und die erhöhte Temperatur sollte insgesamt eine reduzierte mittlere Wolkendecke von 11% angeregt haben.

Aufgrund der Annahmen, dass die beobachteten Veränderungen der Wolken im ISCCP-Programm nur thermisch induziert sind und der jeweilige Temperaturanstieg über diesen Zeitraum nur von CO_2 verursacht wird, bedeutet das eine Klimaempfindlichkeit von $C_S = 1,73^\circ\text{C}$, was offensichtlich eine obere Grenze für diese Größe darstellt. Ähnliche Schlussfolgerungen gelten für die Reaktion des EASy mit einer Bodentemperaturänderung von $6,8^\circ\text{C}$ bei 100% Wolkendecken Veränderung. In gewisser Weise ist dies sogar von Paläoklima Untersuchungen [Petit u. a., 1999] bestätigt, was darauf hinweist, dass das EASy sich offensichtlich innerhalb von Temperaturschwankungen von etwa $6 - 7^\circ\text{C}$ stabilisiert und das noch unter dem Einfluss von noch viel stärkeren Solar Änderungen sowie unter $10\times$ größeren CO_2 -Konzentrationen, wie sie vor 500 Mio Jahren gefunden wurden.

Wenn die Erwärmung in den achtziger und neunziger Jahren zusätzlich durch einige andere thermische Prozesse beeinflusst wurde, wie z.B. eine erhöhte Sonnenaktivität, Pazifische Dekaden Schwingungen (PDO), der Southern Oscillation Index (SOI) oder andere GH-Gase,

nimmt der jeweilige, vom CO₂ veranlaßte, Beitrag zu der Wolkenänderung weiter ab und zwar in der gleichen Art und Weise wie die Klimasensitivität.

Insgesamt sehen wir, dass die dominierenden positiven Rückkopplungen, die aus Wolken, Wasserdampf, Temperaturgradient und Albedo resultieren, teilweise durch Verdunstung und Konvektion kompensiert werden. Besonders Wolken haben zwei stärkere ambivalente Auswirkungen auf die Energiebilanz, die sich zu einem gewissen Grad gegenseitig neutralisieren. Doch welche von ihnen unter besonderen Bedingungen dominieren kann, ist noch weitgehend unbekannt [IPCC, 2007], [Soden und Held, 2006].

Bis jetzt ist es noch nicht klar, ob die ISCCP Beobachtungen wirklich nur eine Folge der erhöhten Temperatur sind oder zumindest zu einem gewissen Grad durch eine nicht-thermische Sonnenaktivität über den Beobachtungszeitraum stimuliert werden [Willson und Mordvinov, 2003], [Svensmark, 1998], [Svensmark u. a., 2007], [Svensmark u. a., 2009], [Enghoff u. a., 2011], [Kirkby u. a., 2011], [Vahrenholt und Lüning, 2012]. Im letzteren Fall wird das starke Wärme-Wolken-Feedback durch diese Wirkung abgeschwächt werden, so dass bei sonst gleichen Bedingungen die Klimaempfindlichkeit auf weniger als 0,5°C fallen würde.

Ein wichtiges Kriterium für jede ernsthafte Validierung, welcher Mechanismus könnte wirklich die Veränderungen der Wolkendecke steuern, können aus Modellsimulationen abgeleitet werden, die zusätzlich zu allen Variationen der Sonnenaktivität gemacht werden und dem direkten Vergleich dieser Simulationen mit der beobachteten globalen Erwärmung im letzten Jahrhundert. Solche Art von Untersuchungen wurde durch [Ziskin und Shaviv, 2012] durchgeführt (siehe auch [Vahrenholt und Lüning, 2012, p. 95]), mit einem Energiebilanzmodell mit einer Diffusions tiefen Ozean und zusätzlich unter Berücksichtigung einer nicht-thermischen Solar Komponente. Sie zeigen, dass offensichtlich die Solar induzierte Komponente unbedingt auf die globale Erwärmung im 20. Jahrhundert wirkt und dass der gesamte Sonnenbeitrag viel größer ist, als allein aus Variationen der Intensität der Sonnenstrahlung (TSI) zu erwarten ist. Insgesamt schreiben sie 40 % der globalen Erwärmung auf dem solaren Einfluss und 60 % der menschlichen Tätigkeit zu.

Für die Existenz und Größe eines Solareffektes in der Gesamtenergiebilanz haben wir ganz ähnliche Analysen durchgeführt, die auch Solar-Variationen beinhalten und sich an der beobachteten Erwärmung im letzten Jahrhundert orientieren, aber die Überprüfungen sind auf unserem Zwei-Schicht-Modell durchgeführt, einschließlich aller diskutierten Rückkopplungsprozessen und sind vor allem die Wiedergabe der ISCCP Beobachtungen der Änderung der Wolkendecke. Natürlich sind keine Rückschlüsse aus einem solchen Vergleich möglich, der sensibel auf die Verlässlichkeit der Bewölkungsmessung, der Sonnenaktivität und den Temperaturänderungen in diesem Zeitraum reagiert.

6 SIMULATIONEN UND ERGEBNISSE MIT SOLAREM EINFLUSS

In der gleichen Weise wie die GH-Gase einen Einfluss auf die Strahlung und den Energiehaushalt des EASy haben, ist dies der Fall bei einer variierenden Sonnenaktivität. Beide sind äußere Störungen, die ein Ungleichgewicht verursachen, mit der das EASy mit einer neuen Verteilung der jeweiligen Temperaturen an der Oberfläche und in der Atmosphäre reagiert.

Solche Reaktion auf eine variierende Sonnenaktivität kann mit dem vorgestellten Zwei-Schicht-Klimamodell durch eine Änderung der Solarkonstante (Total Solar Einstrahlung - TSI) in unserer Parameterliste in Tabelle 5 auf Seite 37 simuliert werden. Also, eine Simulation mit einem um 0,1 % größeren TSI führt zu einer Erhöhung der Oberflächentemperatur um 0,09°C. In Analogie zur CO₂-Klimasensitivität kann man dies die Solar Empfindlich-

keit S_S nennen. Typischerweise werden über einen Schwabe Zyklus (11 Jahre) Variationen der Solarkonstante von 0.1 - 0,12% beobachtet, entsprechend einer Änderung der Gleichgewichtstemperatur von 0,1°C.

6.1 Solar-induzierte Wolkenrückkopplung

Da die Menge der Wolken über dem Sonnenzyklus variiert, gibt es starke Hinweise, dass Schwankungen der Sonnenaktivität auch die Wolkendecke modulieren. Aktuelle Veröffentlichungen von [Svensmark, 1998], [Svensmark u. a., 2007], [Svensmark u. a., 2009], [Enghoff u. a., 2011] zeigen, dass mit zunehmender Sonnenaktivität und einem damit zunehmenden solaren Magnetfeld der kosmische Fluss, der die Atmosphäre trifft, reduziert wird und bewirkt eine direkte Rückkopplung über die Wolkendecke. So wird erwartet, dass die Erzeugungsrate von Aerosolen als Kondensationskerne für die Bildung von Wassertröpfchen in der unteren Atmosphäre direkt vom kosmischen Strahlungsfluss beeinflusst wird (siehe auch das Wolken-Experiment [Kirkby u. a., 2011]), der damit auch die Bewölkung steuert. **Nicht vergessen darf werden, daß eine Übersättigung der Luft eine Mindestvoraussetzung der Wolkenbildung ist, in der Regel sind so viele Kondensationskerne in der Luft vorhanden, daß die Übersättigung nicht groß werden kann.**

Ein weiterer vorgeschlagener Mechanismus ist eine Hypersensitivität des Klimasystems: die ultraviolette (UV) Strahlung variiert in der Regel 10× stärker über einen Solarzyklus als der TSI [Haigh, 1994], [Haigh, 1996], [Haigh u. a., 2010]. Also aktiviert erhöhte UV-Strahlung die stratosphärische Ozonproduktion und Wärmeübertragung, die über atmosphärische Wellen die Temperatur der Meeresoberflächen und / oder der Troposphäre variiert und auf diese Weise weiter auch die Wolkendecke modulieren kann [Kristjánsson u. a., 2004].

Offensichtlich spielen diese beiden Mechanismen eine Rolle, die abhängig ist von den klimatischen Bedingungen und der Höhe [Voiculescu u. a., 2006], aber aufgrund ihres engen Zusammenhangs können sie nur schwer unterschieden werden und sind hier weiter als eine einzigartige Wirkung betrachtet.

Eine verminderte Wolkenbildung mit einer erhöhten Sonnenaktivität verstärkt dann die erste TSI induzierte Temperaturerhöhung und kann im Zwei-Schicht-Modell als Rückkopplungsterm (genauer eine Verstärkungsterm) ähnlich wie das vorherige Wolken-Feedback erhalten sein, aber jetzt in Abhängigkeit von Veränderungen der Solarkonstante. Angenommen, dass Variationen in der E_S gegenseitigen Veränderungen in der Wolkendecke initiieren mit:

$$C_C(E_S) = \begin{cases} C_{C,min} + (C_{CR} - C_{C,min}) * e^{-s_f \frac{E_S - E_{SR}}{E_{SR}}} & \text{für } E_S \geq E_{SR} \\ C_{CR} + (C_{CR} - C_{C,min}) * \left(1 - e^{-s_f \frac{E_S - E_{SR}}{E_{SR}}}\right) & \text{für } E_S < E_{SR} \end{cases} \quad (86)$$

E_{SR} ist die mittlere Solarkonstante als Referenz und s_f ist der solar induzierte Wolken-Feedback-Parameter.

Unter der Annahme, dass die Bedeckungsänderung über den Zeitraum 1983 - 2000 von -4% nur durch eine beobachtete Zunahme des TSI von $\delta E_S = 0,1\%$ [Willson und Mordvinov, 2003] bestimmt wird, ergibt sich ein Rückkopplungsparameter $s_f = 90$.

Mit diesem zusätzlich solar induzierten Wolken Feedback steigt die Solar-Empfindlichkeit auf $S_S = 0,38^\circ\text{C}$ jedoch in der gleichen Weise wie jede Erwärmung werden weitere Feedback-Prozesse bewirkt, wie sie in Abschnitt 5.4 auf Seite 40 diskutiert sind, sie verstärken oder schwächen weiter auch die solar-bedingte Temperaturänderungen mit der Ausnahme, das jetzt das Temperatur-induzierte Wolken-Feedback durch den Solar-induzierten Wolkeneffekt ersetzt wird.

Tabelle 8: Berechnete Sonnenempfindlichkeit bei verschiedenen Rückkopplungsbedingungen.

Zeile	C_C bei 66 %		Wasserd.	Gradient	Albedo	Konvektion	Verdampf.	S_S ($\Delta E_S = 0,1$ %)	
	c_f	s_f		b_a	e_f	h_c	l_H	($^{\circ}\text{C}$)	rel.
				(%/°C)	(%/°C)	($\text{W}/(\text{m}^2 \cdot ^{\circ}\text{C})$)	($\text{W}/(\text{m}^2 \cdot ^{\circ}\text{C})$)		
1	-	0	-	-	-	-	-	0,09	1,00
2	-	90	-	-	-	-	-	0,38	4,35
3	-	90	an	0,05	-0,17	10	5	0,32	3,65
4	5.4	-	an	0,05	-0,17	10	5	0,44	5,01

Die Berechnungen einschließlich aller anderen Rückkopplungen sind in Tabelle 8 aufgeführt. Sie zeigen sogar eine leicht abnehmende Empfindlichkeit der $S_S = 0,32^{\circ}\text{C}$ (siehe Zeile 3) durch den Einfluss von Konvektion und Verdunstung.

Wenn das Solar-induzierte Wolken-Feedback der einzige verantwortliche Prozess für die Steuerung der Wolkendecke ist, muss auch die CO_2 -Klimasensitivität durch Temperatur-induziertes Wolken-Feedback abgesagt werden und C_S reduziert sich auf $0,43^{\circ}\text{C}$ (siehe Tabelle 7 auf Seite 48, Zeile 22).

Eine Analyse von [Shapiro u. a., 2011] der langfristigen Sonnenaktivität Proxies für den Lauf des letzten Jahrhunderts zeigt eine Zunahme der TSI von ca. $\Delta E_S = 0,2$ %. Eine solche Erhöhung ist in guter Übereinstimmung mit der beobachteten dekadischen Gruppe Sonnenfleckenzenzahlen in diesem Zeitraum (siehe z.B. [Hoyt und Schatten, 1998]) und ist bemerkenswert gut durch eine neue eichungsfreie physikalische Rekonstruktion von Solaraktivitäten bestätigt ([Usoskin, I. G. u. a., 2014]), was beim modernen Groß Maximum (dh. Sonnenzyklen 19-23, dh. von 1950 bis 2009) gefunden wurde, ist ein seltenes oder sogar einzigartiges Ereignis in den letzten drei Jahrtausenden, sowohl in Größe und Dauer.

Mit einer Solar-Empfindlichkeit $S_S = 0,32^{\circ}\text{C}$ und einem Anstieg von $\Delta E_S = 0,2$ % führt schon zu einem Temperaturanstieg von $0,64^{\circ}\text{C}$, während das CO_2 mit einem Anstieg von 100 ppmV in diesem Zeitraum (und Anwendung der jeweiligen Klimasensitivität von $C_S = 0,43^{\circ}\text{C}$) zusammen nur zusätzliche $0,1^{\circ}\text{C}$ liefert und beide Beiträge erklären schon sehr gut die gemessene Temperaturzunahme von $0,74^{\circ}\text{C}$ über die letzten 120 Jahren [, 2014]. Weitere Beiträge, die möglicherweise von PDO oder SOI stimuliert werden, wurden vernachlässigt. Unter diesen Bedingungen wäre der Einfluss der Sonne auf die globale Erwärmung sogar $6\times$ größer als der Treibhauseffekt.

Tatsächlich wird eine sehr starke Korrelation zwischen den Solaraktivitäten und den Temperaturänderungen der Erde auch von [Zhao und Feng, 2014] berichtet, die die Periodizität der Sonnenaktivität und der Temperaturschwankungen auf der Erde auf einer Zeitskala von Jahrhunderten unter Verwendung der Wavelet- und Kreuzkorrelationsanalysetechniken untersucht haben. Daraus folgern sie, dass während der letzten 100 Jahre die Solaraktivitäten eine klare steigende Tendenz zeigen, die sehr gut der globalen Erwärmung der Erde (einschließlich Land und Ozean) entspricht.

Wenn die Solar-Anomalie (bezogenen auf das letzte Jahrhundert) nur um $\Delta E_S = 0,1$ % überschätzt worden wäre, ergäbe der Solaranteil den dominierenden Teil. In diesem Fall könnte die globale Erwärmungs-Bilanz weiter erfüllt sein, z.B. würde sich die negative Verdunstung und das Konvektions-feedback auf $l_H = h_C = 0,8 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot ^{\circ}\text{C})$ reduzieren. Dann würde die Sonne noch $0,51^{\circ}\text{C}$ und CO_2 $0,23^{\circ}\text{C}$ zur globalen Erwärmung beitragen.

Es sollte bemerkt werden, dass, solange der solare Einfluss als der verantwortliche Mechanismus der Wolkendecken-Änderung im Zeitraum 1983 - 2000 gilt und diese Änderung nicht angezweifelt wird, dass die angenommenen Erhöhung der TSI in diesem Zeitraum (im

Folgenden bezeichnet als δE_S) kleiner ist und somit von [Willson und Mordvinov, 2003] abweichend nur den Parameter s_f drückt und das Solar Feedback weiter erhöht.

Wir diskutieren keinen zusätzlichen Einfluss von Aerosolen in diesem Zeitraum, da jede zuverlässige Abbildung solcher Effekte weitgehend unbekannt ist. Implizit sind Aerosole bereits in unserem Modell durch atmosphärische Rückstreuung und Wolken eingeschlossen, so dass jede Aerosol-Auswirkungen leicht durch Variation der Parameter s_w Rückstreuung modelliert werden könnten und gegebenenfalls auch durch Wolken-Absorption.

6.2 thermisch induzierten Wolkenrückkopplung

Wenn ein nicht-thermisches Solar-induziertes Wolken-Feedback bestritten wird und nur als thermisch induzierte Wolken-Variationen angesehen werden, dann wird auch dieses Feedback direkt durch die solar initiierte Erwärmung angewendet werden. Wir konzentrieren uns im Weiteren nur auf CO₂- und solar-induzierte Beiträge, während andere Effekte vernachlässigt werden. Für die Klima- und Solar-Empfindlichkeit gibt dieses eher eine obere Grenze. Für ihre einzelnen Beiträge kann man daher die relative Gewichtung ableiten und den nicht-verstärkten CO₂-Teil mit dem jeweiligen Solar-Teil vergleichen. Der 100 ppmV CO₂-Anstieg ergibt dann 0,19°C und eine Solar Anomalie von $\Delta E_S = 0,2\%$ 0,18°C. Daher sind die relativen Beiträge 0,52 und 0,48. Allerdings wirken verschiedene Rückkopplungen etwas anders auf die beiden Beiträge, daher ist es eher angebracht die verstärkten Teile zu vergleichen.

Mit einem Feedback-Parameter von $c_f = 5,4$ und damit in Übereinstimmung mit den beobachteten Variationen der Wolken, ist dann die Sonnenempfindlichkeit $S_S = 0,44^\circ\text{C}$ sogar erhöht (siehe Tabelle 8 auf der vorherigen Seite) und mit einer TSI-Anomalie von $\Delta E_S = 0,2\%$ die bereits zu einem solar stimulierten Temperaturanstieg von 0,72°C beiträgt (leicht nichtlinearer Anstieg mit ΔE_S). In diesem Fall liefert CO₂ einen zusätzlichen Beitrag von 0,6°C (entsprechend einer Klimasensitivität von $C_S = 1,73^\circ\text{C}$). Gemeinsam ist das fast das Doppelte der beobachteten Temperaturanhebung in den letzten 120 Jahren. Selbst mit einer reduzierten Anomalie von nur $\Delta E_S = 0,1\%$ ist die berechnete Erwärmung mit 1,04°C immer noch zu groß und konnte nur weiter gesenkt werden durch eine deutliche Reduzierung anderer Rückkopplungsparameter.

Es ist bekannt, dass die beobachtete Erwärmung - im Unterschied zu unseren Berechnungen - keinen Gleichgewichtszustand darstellt und durch andere Effekte wie PDO und SOI [Spencer und Braswell, 2011], [Ziskin und Shaviv, 2012] überlagert werden kann, das könnte sogar die Diskrepanz so erhöhen, denn es ist ziemlich offensichtlich, dass eine solche großes thermisches Wolken Feedback unrealistisch hoch ist. Mit einem reduzierten Feedback könnte der Temperatenausgleich wieder erfüllt werden, z.B. mit einem maximalen Feedback Parameter von $c_f = 4,0$ für Konvektion und Verdunstung oder mit moderaten Werten für $c_f = 3,5$ und $h_C = l_H = 4\text{ W}/(\text{m}^2\cdot^\circ\text{C})$. In beiden Fällen würden CO₂ 0,33°C und Sonne (ohne Sonnen-induziertes Bewölkungs-Feedback) 0,41°C beitragen. Aber solche reduzierte thermische Rückkopplung ist dann nicht mehr in Übereinstimmung mit den beobachteten Wolken-Veränderungen. Die gemessenen Bedeckungsänderung durch die ISCCP können nicht ausschließlich als Folge der globalen Erwärmung erklärt werden, aber zumindest ein Bruchteil ist auch auf solarinduzierte Bewölkungs-Veränderungen zurückzuführen.

6.3 Kombinierte Wärme- und Solar-induzierte Rückkopplung

Aus der vorhergehenden Diskussion sehen wir, dass jede zuverlässige Angabe der Klima- und Solar-Empfindlichkeit ein tieferes Verständnis der Mechanismen und Beiträge erfordert, die Kontrolle der Wolkendecke und dies in Kombination mit weiteren Proxys der Sonnenakti-

Tabelle 9: Berechnete Solar- und Klimaempfindlichkeit bei thermisch induzierten kombiniert und Solar Wolken Feedback.

Wichtung %		ΔE_S	δE_S	c_f	s_f	Konv. h_c	Verd.	S_S	C_S
therm.	solar	(%)	(%)			($W/(m^2 \cdot ^\circ C)$)	l_H ($W/(m^2 \cdot ^\circ C)$)	($^\circ C$)	($^\circ C$)
0	100	0,2	0,1	0	90	10	5	0,32	0,43
51	49	0,1	0,1	5,4	90	10	5	0,36	1,09
32	68	0,1	0,1	5,4	90	4	4	0,40	0,95
9	91	0,1	0,05	5,4	180	4	4	0,54	0,56

vität verifiziert. Es bestehen also noch einige Kontroversen, ob die Solar-Anomalie, die von [Shapiro u. a., 2011] abgeleitet ist, überschätzt wird oder nicht (siehe auch [Wenzler u. a., 2009]). Solange keine weiteren Daten verfügbar sind, unterscheiden wir zwei Szenarien für $\Delta E_S = 0,2\%$ und $0,1\%$ gegenüber dem letzten Jahrhundert.

Um die Konsistenz unserer Rechnung mit der beobachteten globalen Erwärmung und auch mit der gemessenen Wolkendecken-Variation zu erreichen, wenden wir als eine weitere Erweiterung unseres Modells eine Kombination des thermisch- und Solar-induzierten Wolkenfeedbacks an, wobei die Gewichtung dieser Mechanismen dazu dient beide Einschränkungen zu erfüllen. Dies kann mit verschiedenen Rückkopplungsparametern geschehen, die dann so zu bestimmen sind, daß die Gewichtung eines Mechanismus in Bezug auf ihre Maximalwerte durchgeführt wird oder mit festen (maximalen) Parameter und dann direkt die Gewichtung der beiden Rückkopplungsprozesse in Übereinstimmung mit den Randbedingungen zu bringen. Beide Verfahren führen zu ähnlichen Ergebnissen, aber die zweite erscheint mehr geradlinig und wurde in unseren Simulationen bevorzugt.

Die wichtigsten Ergebnisse zusammen mit den entsprechenden Parametern für diese Berechnungen sind in Tabelle 9 zusammengestellt Wasserdampf-, Temperaturgradient- und Albedo- Feedbacks sind enthalten, aber nicht zusätzlich aufgelistet.

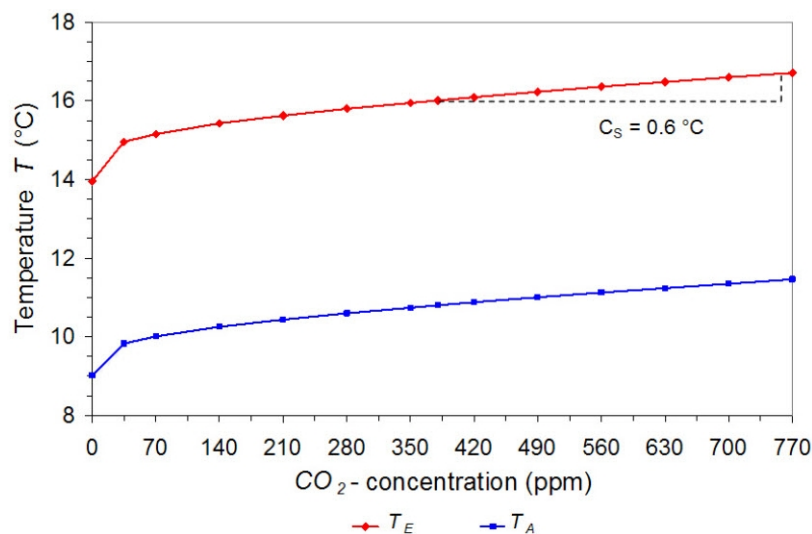
Wie bereits oben dargelegt, kann im Fall von $\Delta E_S = 0,2\%$ bereits eine hervorragende Übereinstimmung gefunden werden, nur unter Berücksichtigung des Solar-induzierten Bewölkungs-Feedbacks. Mit einem Konvektionskoeffizient $h_C = 10 W/(m^2 \cdot ^\circ C)$ und einem Verdampfungsparameter $l_H = 5 W/(m^2 \cdot ^\circ C)$ würde die Solarbedeutung $0,64^\circ C$ und CO_2 nur $0,1^\circ C$ beitragen, was eine solare Empfindlichkeit von $S_S = 0,32^\circ C$ und eine Klimasensitivität von $C_S = 0,43^\circ C$ ergeben.

Wenn die Annahme einer TSI-Anomalie im letzten Jahrhundert nur $\Delta E_S = 0,1\%$ bei sonst gleichen Bedingungen ist, sind wir nur in Übereinstimmung mit der beobachteten globalen Erwärmung und den Wolkendecken-Änderungen für einen thermischen Solaranteil von $51/49\%$, (c_f wird nur $5,4$, $s_f = 90$), was einen CO_2 -Anteil von $0,38^\circ C$ bei der globalen Erwärmung hat. Mit moderaten Parametern $h_C = l_H = 4 W/(m^2 \cdot ^\circ C)$ finden wir ein Verhältnis $32/68\%$ mit einem CO_2 -Anteil von $0,34^\circ C$ und einem Solaranteil von $0,40^\circ C$, woraus eine Solar Empfindlichkeit von $0,40^\circ C$ und eine Klimasensitivität von $0,95^\circ C$ folgt.

Diese Beispiele für stärkere oder moderatere Konvektion und Verdunstung zeigen, dass dies keinen größeren Einfluss auf das Endergebnis hat. Um die globale Erwärmung anzupassen, sind kleinere Rückkopplungen für sensible und latente Wärme nur durch eine unterschiedliche Gewichtung des thermischen solaren Wolkendecken-Feedback mit relativ kleinen Änderungen in den jeweiligen Solar- oder CO_2 -Beiträgen (ca. 10%) kompensiert. Das bedeutet, selbst wenn h_C und l_H nicht genau bekannt ist, hat dies keine Auswirkungen auf die Gesamtzuverlässigkeit solcher Anpassungsverfahren.

Wenn jedoch eine reduzierte TSI-Anomalie von $\Delta E_S = 0,1\%$ für das letzte Jahrhundert angenommen wird scheint es konsequent, auch von einer kleineren Solar Variation δE_S über

den Zeitraum von 1983 bis 2000 auszugehen. Wie bereits erwähnt, führt dies zu einem größeren Rückkopplungsparameter s_f , bei einer Anstieg von nur $\delta E_S = 0,05\%$ in diesem Zeitintervall steigt bis $s_f = 180$ zur weiteren Erläuterung der beobachteten Wolkenvariation. Eine Anpassung unter diesen Bedingungen mit $h_C = l_H = 4 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{°C})$ gibt eine Gewichtung für die thermische solare Wolken-Bewertungen von $9/91\%$ mit einem solaren Deckungsanteil von $0,54\text{°C}$ und einem CO_2 eingeleitet Beitrag von $0,2\text{°C}$. Der erste Teil reflektiert nur die Sonnenempfindlichkeit, während die Gleichgewichtsklimaempfindlichkeit berechnet wird mit $C_S = 0,56\text{°C}$, die unter der obigen Annahmen einer relativ kleine Solar Anomalie und stellt eher eine Obergrenze für diese Größe dar. Die jeweilige Darstellung der Temperaturen T_E und T_A als Funktion der CO_2 -Konzentration ist in Diagramm 14. In diesem Fall laufen beide Graphen nahezu parallel zueinander und zeigen, dass die Konvektion nur wenig zum (und unter diesen Bedingungen sogar leicht positiven) Feedback beiträgt.



Diagr. 14: Berechnete Temperatur der Oberfläche T_E (rot) und der unteren Troposphäre T_A (blau) als Funktion der CO_2 -Konzentration, basierend auf einer Kombination von thermisch und solar induzierten Wolken-Feedback.

6.4 Bewertung der Ergebnisse

Wir finden, dass in allen Szenarien, die zu Solaraktivitäten gehören, dieser Solar-Beitrag zur globalen Erwärmung der dominante Teil ist und das unter speziellen Bedingungen der CO_2 -Einfluss sogar bis zu $6\times$ größer sein kann. Dies steht in klarem Widerspruch zum IPCC, die die steigenden Temperaturen im letzten Jahrhundert auf anthropogene Emission von GH-Gase (95 % Wahrscheinlichkeit) zurückführt, während jeder spürbare Solar-Effekt verweigert wird. Unsere Berechnungen zeigen, dass der Solarbeitrag nur unter dem Treibhausbeitrag sein kann, wenn davon ausgegangen wird, daß die Zunahme der TSI im letzten Jahrhundert kleiner als $0,1\%$ ist und fast identisch mit der Variationen über den Zeitraum von 1983 - 2000 ($\Delta E_S \approx \delta E_S$).

Natürlich würde kein Solar Einfluss vorhanden sein, wenn eine Solar Anomalie vollständig ausgeschlossen werden könnte, dies ist im Verlauf des 20. Jahrhunderts sowie in den achtziger als auch neunziger Jahren im Widerspruch zu [Willson und Mordvinov, 2003], [Ziskin und Shaviv, 2012], [Shapiro u. a., 2011], [Hoyt und Schatten, 1998], [Usoskin, I. G. u. a., 2014], [Zhao und Feng, 2014]. Dann wäre der schlimmste Fall in Bezug auf die globale Erwärmung

durch CO₂, wenn die beobachteten ISCCP Wolken-Änderungen nur der CO₂-induzierten thermischen Rückkopplung zuzuschreiben wären und alle anderen Einflüsse wie PDO, SOI oder andere GH-Gase auszuschließen wären. Für dieses spezielle und eher unwahrscheinliche Szenario berechnen wir eine maximale Klimasensitivität von $C_S = 1,73^\circ\text{C}$ (siehe Tabelle 7 auf Seite 48, Linie 23) und erklären die $0,6^\circ\text{C}$ der Erwärmung im letzten Jahrhundert. Trotz des maximalen thermisch induzierten Wolken-Feedbacks liegt diese Empfindlichkeit noch am unteren Rand des IPCC-Daten-Bereich [IPCC, 2013], dies wegen des geringen Wasserdampf-Feedbacks, das wir hier ableiten und der Einbeziehung von zwei zusätzlichen Prozessen, dem Konvektions- und Verdunstungs-Feedback, die in der Regel nicht in den IPCC-Veröffentlichungen berücksichtigt werden.

Die zusätzlichen Solaraktivitäten im letzten Jahrhundert sowie alle relevanten Rückkopplungsprozesse, führen mit einer niedrigeren Anomalie von $\Delta E_S = 0,1\%$ zu einer Solarempfindlichkeit der $S_S = 0,5^\circ\text{C}$ und einer Klimasensitivität von $C_S = 0,6^\circ\text{C}$, sind wir voller Übereinstimmung mit allen Zwängen. Anzunehmen ist, daß eine größere Anomalie von $\Delta E_S = 0,2\%$ die jeweiligen Empfindlichkeiten noch weiter reduziert auf $S_S = 0,3^\circ\text{C}$ und $C_S = 0,4^\circ\text{C}$.

Die größten Unsicherheiten in all diesen Überlegungen ergeben sich aus den Wolken-Feedback-Mechanismen und den Solarvariationen, die Schätzungen zufolge 50 % betragen.

Im Prinzip bestätigen unserer Berechnungen die Untersuchungen von [Ziskin und Shaviv, 2012] und zeigen den grundsätzlich starken Einfluss der Sonnenaktivitäten auf das Klima. Der höhere Solar- und daher kleiner CO₂-Beitrag in unserem Fall kann die Tatsache, dass wir verschiedene Beiträge und Feedback auch zusätzliche Rückkopplungsprozesse, für die Klimasensitivität von unserem eigenen Berechnungen ableiten und die Solar Empfindlichkeit werden im Wesentlichen Wolkenänderungen zugeschrieben in den achtziger und neunziger Jahren. Darüber hinaus sind nur unsere Berechnungen des Gleichgewichtszustand des EASy, während die Daten von [Ziskin und Shaviv, 2012] aus einer mehrdimensionalen Anpassung an die Temperaturentwicklung während des letzten Jahrhunderts stammen.

In jedem Fall macht die vorangegangenen Diskussion deutlich, dass eine Klimasensitivität in Übereinstimmung mit den IPCC-Daten [IPCC, 2013] nur möglich wäre, wenn ein Solar-induzierter Einfluss könnte komplett bestritten wird und ein stark CO₂-induziertes thermisches Wolken-Feedback angenommen werden würde.

7 Schlußfolgerung

Das Ziel dieser Arbeit war es, den Einfluss von GH-Gase auf unser Klima zu untersuchen und zu quantifizieren. Basierend auf der Datenbank HITRAN-2008 [Rothman u. a., 2009] werden detaillierte spektroskopische Berechnungen an den Absorptionskoeffizienten von Wasserdampf und von Gasen wie Kohlendioxid, Methan und Ozon in der Atmosphäre vorgestellt.

Die line-by-line-Berechnungen für Solarstrahlung $0,1 - 8 \mu\text{m}$ (sw-Strahlung) sowie für die terrestrische Strahlung $3 - 100 \mu\text{m}$ (lw Strahlung) zeigen, dass aufgrund der starken Überlappung der CO₂ und CH₄ Spektren mit Wasserdampflinien der Einfluss dieser Gase deutlich mit steigendem Wasserdampfdruck sinkt und das mit steigender CO₂-Konzentration auch bemerkbare Sättigungseffekte beobachtet werden, die im Wesentlichen die Auswirkungen von CO₂ auf die globale Erwärmung begrenzen.

Die Berechnungen wurden für drei Klimazonen der Tropen, mittleren Breiten und hohen Breiten durchgeführt, basierend auf den tatsächlichen Daten des Wasserdampfgehalts, der deutlich unterschiedlichen ist mit der Höhe über dem Boden als auch mit der Klimazone und daher mit der Temperatur. Die vertikale Abweichungen, der Feuchtigkeit und der Temperatur als auch der Teilgasdruck und der Gesamtdruck durch Berechnen einzelner Ab-

sorptionsspektren von bis zu 228 Atmosphärenschichten und Integrieren von Bodenhöhe bis zu 86 km Höhe berücksichtigt.

Die unterschiedlichen Weglängen des Sonnenlichts in diesen Schichten, die vom Einfallswinkel auf die Umgebung und somit auch von der geographischen Breite und Länge abhängt, wird die Erde als Ikosaederstumpf (Bucky Ball) aus 32 Flächenelementen mit inbegriffen genau definierten Winkel zu der einfallenden Strahlung betrachtet und weist den drei Klimazonen jeden dieser Bereiche zu.

Die Ausbreitung der langwelligen Strahlung, insbesondere die auf- und abwärtsgerichtete Strahlung durch die Atmosphäre selbst, sowie ihre Veränderung mit der Temperatur emittierte Strahlung wird aus Transmissionsberechnungen für jede Zone abgeleitet.

Um den Einfluss der absorbierenden Gase auf das Klima und insbesondere der Wirkung einer steigenden CO₂-Konzentration auf die globale Erwärmung zu identifizieren, wird ein erweitertes Zwei-Schicht-Klimamodell entwickelt, das die Oberfläche der Erde und der Atmosphäre als zwei Schichten gleichzeitig als Absorber und Planck'sche Strahler beschreibt. Auch die Wärmeübertragung durch Konvektion und Verdunstung zwischen diesen Schichten wird berücksichtigt. Im Gleichgewichtszustand liefert sowohl die Oberfläche als auch die Atmosphäre so viel Leistung, wie sie von der Sonne, den benachbarten Schichten und Klimazone aufnimmt.

Das Modell umfasst sw und lw Streuprozesse in der Atmosphäre und bei Wolken, insbesondere unter Berücksichtigung der Mehrfachstreuung zwischen der Oberfläche und Wolken. Es beinhaltet nicht nur die gemeinsamen Feedback-Prozesse wie Wasserdampf, Temperaturgradient und Albedo, sondern berücksichtigt zusätzlich den Einfluss eines temperaturabhängigen sensiblen und latenten Wärmestroms sowie das Temperatur- als auch das Solar-induzierte Bewölkungs-Feedback.

Als direkte Referenz für die ein- und ausgehenden Flüsse verwenden wir im Modell das Energie- und Strahlungshaushalt-Schema von [Trenberth u. a., 2009], das bei einer Referenz CO₂-Konzentration von 380 ppmV und einer Bodentemperatur von 16 °C auch wiedergegeben werden kann.

Mit dem sw- und lw-Absorptionsvermögen als wichtigste Parameter werden danach die Temperaturen von Oberfläche und unterer Troposphäre als Funktion der CO₂-Konzentration berechnet. Mit den Temperaturänderungen, die bei doppelter CO₂-Konzentration gefunden werden, wird die CO₂-Klimasensitivität und die Klimaempfindlichkeit abgeleitet.

Besonders die einzelnen Rückkopplungsprozesse mit ihren unterschiedlichen Einflüssen auf die Klimasensitivität werden ausführlich diskutiert. Während das Albedo- und bis zu einem gewissen Grad das Temperaturgradient-Feedback aus der Literatur angenommen werden, stammt das Wasserdampf-Feedback von den sw- und lw-Absorptions-Berechnungen über die verschiedenen Klimazonen. Mit einer Verstärkung von 1.5 bei klarem Himmel und von 1.2 bei mittleren Wolkendecke sind diese Werte kleiner als in anderen Klimamodellen angenommen [Randall u. a., 2007], [Soden und Held, 2006].

Da festgestellt wird, daß mit zunehmender CO₂-Konzentration die Lufttemperatur weniger schnell ansteigt als die Oberflächentemperatur, steigt die Konvektion an der Grenze der beiden Schichten mit der Konzentration. Als Folge wird mehr Wärmeenergie von der Oberfläche in die Atmosphäre überführt. Ebenso steigt mit steigender Temperatur auch die Verdampfung und Niederschlag mit erhöhter Bodentemperatur. Beide Effekte tragen zu negativen Rückkopplungen bei und werden zusätzlich in den Simulationen enthalten.

Eine besondere Situation wird für den Einfluss von Wolken auf den Strahlungs- und Energiehaushalt gefunden. Aus Messungen der globalen Wolkendecke über einen Zeitraum von 27 Jahren wird geschlossen, dass die globale Durchschnittstemperatur mit abnehmender Wolkendecke [, 2009] zunimmt. Es ist jedoch nicht klar, ob eine geringe Bedeckung die Folge der

Temperaturerhöhung ist oder die Bewölkung beeinflusst und zumindest zu einem gewissen Grad durch einen anderen Mechanismus gesteuert wird, insbesondere Solaraktivitäten. Im ersten Fall wäre eine starke Verstärkung des Temperatur-induzierten Wolken-Feedbacks zu berücksichtigen, sowohl für die Klimaempfindlichkeit als auch für eine entsprechende Solar Empfindlichkeit, während im anderen Fall der Temperatur induzierte Wolkeneffekt für beide Empfindlichkeiten verschwinden würde und nur ein Sonnen-induziertes Wolken-Feedback wegen des Solar-Einflusses einbezogen werden muss.

Ein zutreffender Ansatz, wie die Wolkendecke den Mechanismus wirklich steuert mit ihrem beherrschenden Einfluss auf die Klima- und die Solar-Empfindlichkeit kann mit Modellsimulationen, die zusätzlich den Sonneneffekt berücksichtigten durch Vergleich mit der gemessenen Temperaturerhöhung während des letzten Jahrhunderts gemacht werden. Diese Simulationen unter Berücksichtigung beider Effekte zeigen, dass die beobachtete globale Erwärmung von $0,74^{\circ}\text{C}$ [, 2014] nur befriedigend erklärt werden kann, wenn eine Temperaturrückkopplung über die Wolken vollständig ausgeschlossen ist oder nur einen geringen Einfluss hat. Sonst wäre die berechnete Erwärmung deutlich größer sein als beobachtet oder das thermisch induzierte Wolken-Feedback würde überschätzt. Mit einer Kombination aus Temperatur- und Solar-induzierten Wolken-Feedback leiten wir eine CO_2 -Klimasensitivität von $C_S = 0,6^{\circ}\text{C}$ und die Sonnenempfindlichkeit $S_S = 0,5^{\circ}\text{C}$ bei 0,1 % Änderung der Solar-konstante her. Eine Zunahme der Sonnenaktivität von nur 0,1 % in 100 Jahren trägt dann zu einer Erwärmung von $0,54^{\circ}\text{C}$ bei und ein CO_2 -Anstieg um 100 ppmV in diesem Zeitraum verursacht zusätzliche $0,2^{\circ}\text{C}$ was in sehr guter Übereinstimmung mit der gemessenen Erwärmung und Wolkenbedeckung ist.

Aus unseren Untersuchungen, die auf aktuellen spektroskopischen Daten basieren und sowohl alle relevanten Rückkopplungsprozesse wie als auch den Solar Einfluss betrachten, können wir schließen, dass eine CO_2 -Klimasensitivität größer 1°C ziemlich unwahrscheinlich erscheint, während ein Wert von $0,5 - 0,7^{\circ}\text{C}$ - je nach der Sonnen-Anomalie - zu allen Beobachtungen einer sich wandelnden Solarkonstante, der Wolkendecke und der globalen Temperatur gut passt. Eine Klimasensitivität in Übereinstimmung mit den IPCC-Spezifikationen ($1,5 - 4,5^{\circ}\text{C}$) wäre nur möglich, wenn ein Solar Einfluss vollständig ausgeschlossen werden könnte und nur das CO_2 -induzierte thermische Wolken-Feedback angenommen werden würde, das dann einen Wert von $1,7^{\circ}\text{C}$ ergibt.

8 Kommentar zu der Übersetzung: von Prof. Harde

Advanced Two-Layer Climate Model for the Assessment of Global Warming by CO_2

Die von Herrn Ebel eingesetzte Maschinenübersetzung ist in weiten Teilen unpräzise und teilweise sinnentstellend. Sie gibt die eigentlichen Aussagen und Zusammenhänge nur unzureichend wieder und stellt in keiner Weise eine zutreffende Übersetzung der Originalarbeit dar.

Zu den eingefügten Kommentaren und Anmerkungen von Herrn Ebel (in blauer Schrift) ist festzustellen:

Schwarzschilds Betrachtungen sind vor allem ausgerichtet auf die Sonnenatmosphäre, in der weitgehend andere Verhältnisse existieren als in der Erdatmosphäre. Sie sind daher nur mit größeren Einschränkungen auf die Erde zu übernehmen. Insbesondere gibt es keine feste Sonnenoberfläche als Trennung zur Sonnenatmosphäre mit den an solch einer Oberfläche zu bilanzierenden Strahlungs- und Wärmeflüssen, die für eine Betrachtung eines atmosphärischen Treibhauseffektes von grundlegender Bedeutung sind. Ebenso ist der Aufbau

der Sonnenatmosphäre, bestehend aus Strahlungszone, Konvektionszone, dann Photosphäre, Chromosphäre und Korona mit deutlich unterschiedlichen Temperaturverläufen und stark ionisierten Gasen vollständig anders als in der Erdatmosphäre.

Folgerungen aus den Schwarzschild-Betrachtungen und Einflüsse hinsichtlich der Änderung der Tropopausenhöhe sind daher nur sehr bedingt auf die Verhältnisse der Erdatmosphäre zu übertragen, zumal das Hauptanliegen von Schwarzschild war, die Intensitätsverteilung über den Sonnendurchmesser zu bestimmen. Hierzu diskutiert er das Strahlungsgleichgewicht und stellt dies in einer stark strahlenden und absorbierenden Atmosphäre dem adiabatischen Gleichgewicht gegenüber. Hierbei vernachlässigt er z.B. :

- Absorption auf verschiedenen Wellenlängen
- kugelförmige Ausbreitung der Strahlung
- Gravitation

Schwarzschild sagt selber, dass die Betrachtung keineswegs als abgeschlossen oder zwingend betrachtet werden kann, sie mag vielmehr weiteren Spekulationen Anhalt geben.

Weitere Anmerkungen zu den Kommentaren im Text:

S. 4: In dieser Arbeit soll überhaupt keine Temperaturverteilung über die Troposphäre berechnet werden. Die wird vielmehr aus Messungen und Beobachtungen übernommen, um hiermit über die Strahlungstransportgleichungen das Verhältnis von abwärts- zu aufwärts gerichteter Eigenabstrahlung der Atmosphäre zu ermitteln.

S. 7: Die Änderung des Temperaturprofils bei erhöhter CO₂-Konzentration hat ausschließlich Auswirkungen auf den Asymmetriefaktor und wird abgeleitet aus den leicht unterschiedlichen Temperaturgradienten der drei Klimazonen, die sich auf Beobachtungen stützen.

S. 8: Wie sollen wohl Sättigungseffekte wegfallen, wenn sich das Temperaturprofil durch eine leichte Höhenänderung der Tropopause verändert? Wer jemals solche Rechnungen selber durchgeführt hat, wird feststellen, dass dieses nichts miteinander zu tun hat. Die Änderung der Absorption mit der Bodentemperatur ist aus Diagramm 8 auf Seite 25 ersichtlich und dort genauer erklärt. Würde keine Absorption über die Troposphäre zugrunde gelegt, wie von Herrn Ebel offensichtlich angenommen, gäbe es auch keine Temperaturerhöhung und dann natürlich auch keine Sättigung!

S. 11: An dieser Stelle ist überhaupt keine Rede von einer Änderung der Bodentemperatur durch GH-Gase und einer daraus resultierenden veränderten Abstrahlung der Stratosphäre. Für meine Rechnungen spielt nicht das absolute T-Profil über die Troposphäre bis Mesopause eine Rolle, sondern nur die relative Änderung mit der Klimazone und die daraus folgende asymmetrische Abstrahlung, die über das Lapse-Rate-Feedback (Diagramm 8 auf Seite 25) berücksichtigt wird. Im übrigen wurden umfangreiche RF-Rechnungen mit verschiedenen T-Profilen, normiert auf die insgesamt abgestrahlte Leistung, durchgeführt, ohne dass dies erkennbare Auswirkungen auf die Klimasensitivität gehabt hätte.

Weiter S. 11-Wasserdampf: Es ist nicht klar, was diese Anmerkung überhaupt soll. Mit dem Wasserdampfgehalt ändert sich erheblich der absorbierte terrestrische Strahlungsanteil, damit die Atmosphärentemperatur, die Gegenstrahlung und ebenso die Bodentemperatur. Ein quasi linearer Anstieg der Wasserdampfabsorption mit der Temperatur ist nur dem Umstand geschuldet, dass die mit der Temperatur exponentiell ansteigende Dampfdichte aufgrund der starken Sättigung auf den Wasserlinien nur zu einer logarithmischen Erhöhung der Absorption beiträgt. Um eine Abstrahlung nach oben geht es hierbei überhaupt nicht, die muss im Gleichgewicht sowieso stets gleich groß sein, da der langwellige Strahlungsanteil am TOA gleich dem kurzwelligen sein muss.

S. 16: Die mehrfachen Bemerkungen, dass die Rechnungen zur Sättigung uninteressant seien, zeigt dass Herr Ebel das Gesamtkonzept zur Berechnung des atmosphärischen Treibhauseffekts, jedenfalls wie es hier behandelt wird, nicht verinnerlicht hat und ausschließlich

auf einer Anhebung der Tropopausenhöhe beharrt. Wie kann es möglich sein zu behaupten, dass die von der Erdoberfläche kommende und in die Atmosphäre eingekoppelte Strahlungsleistung nicht einer starken Sättigung unterliegt. Welcher Anteil bei Verdopplung der CO₂-Konzentration überhaupt nur noch absorbiert werden kann, ist aus Diagramm 4 auf Seite 15 und Diagramm 6 auf Seite 19 sehr deutlich erkennbar. Nur dieser mit der Konzentration annähernd logarithmisch ansteigende Anteil trägt zu der Gesamtenergiebilanz zwischen Atmosphäre und Erdoberfläche bei. Dass unabhängig hiervon eine wachsende Konzentration ebenfalls zu einer erhöhten Emission in Auf- und Abwärtsrichtung führt, ist unbenommen und selbstverständlich in der Gesamtbilanz berücksichtigt.

Eine Änderung der Tropopausenhöhe spielt dagegen hinsichtlich der Energiebilanz der in der Atmosphäre absorbierten Leistung überhaupt keine Rolle (Änderungen im Nachkommastellenbereich), wohl aber hinsichtlich der nach oben und unten abgestrahlten Leistung. Genau dieses wird durch den Lapse-Rate-Feedback berücksichtigt.

S. 22: Es ist nochmals zu betonen, dass bei einer Zunahme der Absorption um nur etwa 1 % bei Verdopplung von CO₂ damit ebenfalls die zusätzlich freigesetzte Energie von 1 % aufgrund der höheren Emission des Gases zum Teil wieder abgestrahlt wird. Es bleibt also über die gesamte Atmosphäre deutlich weniger als 1 % an Energie zurück, die über Konvektion gleichmäßig verteilt wird. Hierdurch verändert sich das Temperaturprofil nur unwesentlich. Diese kleine Änderung wird aber nicht unterschlagen, sondern als worst case (bezüglich eines Einflusses auf die Klimasensitivität) gerade über das Lapse-Rate-Feedback berücksichtigt.

S. 33: Es ist bekannt, dass das Stefan-Boltzmann-Gesetz lokal anzuwenden ist. Eine genauere Betrachtung von Tremberth et al., die die zeitliche und räumliche Struktur der T-Verteilung berücksichtigt, zeigt gegenüber einer Beschreibung durch eine mittlere globale Temperatur eine Abweichung von 1 - 2 %. Für die Strahlungsflüsse kann dies ausgedrückt werden durch eine leicht erhöhte mittlere Temperatur, in dem hier vorliegenden Fall durch eine mittlere Temperatur von 16 °C statt 15 °C. All dies hat aber ohnehin keinen Einfluss auf die Berechnung der Klimasensitivität, da es hierfür praktisch ausschließlich um die Temperaturänderung um einen Arbeitspunkt geht, der auf 16 °C festgelegt wird. Damit sind die Gleichungssysteme sehr wohl lösbar und die Klimasensitivität berechenbar.

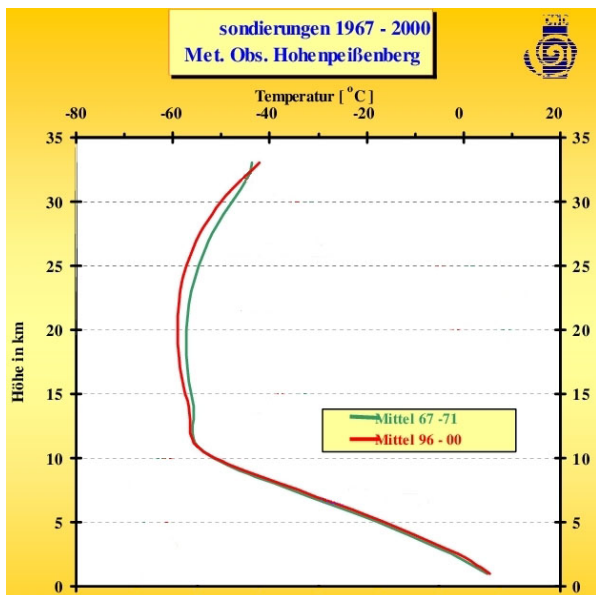
H. Harde

9 Bemerkungen zum Kommentar

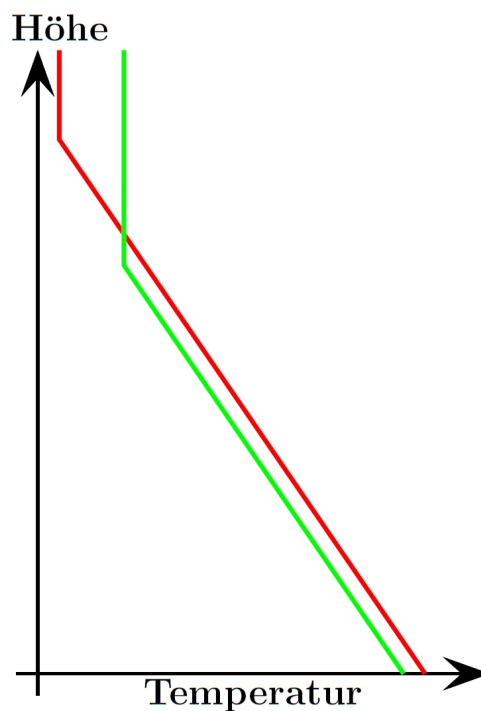
Daß der Autor nach den Ergebnissen seiner Untersuchung dem Kommentar von Prof. Harde weitgehend nicht zustimmen kann, dürfte verständlich sein. Trotzdem dankt der Autor Prof. Harde für die Bereitstellung des Kommentars. So dürfte es auch dem Leser leichter fallen die Argumente von Prof. Harde und von dem Untersucher gegeneinander abzuwägen.

Verschiedene bekanntere »Wissenschaftler« haben sich durch Ihre Veröffentlichungen und/oder ihr Verhalten so stark diskreditiert, daß sich eine Entgegnung auf ihre Ergüsse fast erübrigt. Prof. Harde ist nicht ausfallend und glaubt wahrscheinlich selbst an seine Aussagen. Wegen der von ihm vermuteten geringen Klimasensitivität wird er trotzdem gern von Klimaleugnern als »Beweis« herangezogen. Deswegen erschien dem Autor eine Untersuchung des Papers von Prof. Harde auf Übereinstimmung mit allen Physikgesetzen und der Realität angeraten.

Zweck der Untersuchung ist nicht eine Übersetzung (trotzdem dürften manche Leser ohne ausgezeichnete Englischkenntnisse von der Übersetzung profitieren) sondern eben diese Untersuchung. Die Formulierung »eingesetzte Maschinenübersetzung« ist zu kurz gefaßt. Grundlage der Übersetzung ist zwar eine Maschinenübersetzung, aber ohne Nachbearbeitung wäre der Text unverständlich. Die Formeln sind sowieso neu gesetzt und dabei können



Diagr. 15: Temperaturentwicklung als Nebenprodukt der Ozonmessungen im dargestellten Zeitraum (aus [Mayer und Matzarakis, 2003, S. 5]).



Diagr. 16: Idealiert

Höhenabhängigkeit der Temperatur

sich Setzfehler eingeschlichen haben. Setzfehler sind auch in Prof. Harges Paper, z.B. sind in Gl. (32) (S. 20) zwei schließende Klammern zuviel. Im Absatz nach Gl. (54) (S. 23) fehlt eine schließende Klammer.

Nach dem Kommentar von Prof. Harde ist anzunehmen, daß die wesentlichen Aussagen richtig übersetzt sind. Für ggf. sinentellende Fehler entschuldige ich mich und bitte ggf. um Mitteilung, wie der betreffende Text richtig gemeint ist.

Daß die Aussagen der Untersuchung auch praktisch beobachtet werden, zeigen 2 × 5-jährige Messungen der DWD-Station Hohenpeißen (Temperaturauszug im Diagramm aus [Mayer und Matzarakis, 2003, S. 5]), hier als Diagramm 15.

In den 34 Jahren von 1967 bis 2000 ist die CO₂-Konzentration erheblich gestiegen. Im Gegensatz zu Prof. Harges Vermutung hat sich der Temperaturgradient in der Troposphäre (rote und grüne Kurve) praktisch nicht geändert (es gibt also kein »Lapse-Rate-Feedback« - siehe Prof. Harges Kommentar zu Seite 22) - aber der Anstieg der Tropopausenhöhe in Verbindung mit dem konstanten Temperaturgradienten führt zu höherer Oberflächentemperatur (rot) und kühlerer Stratosphäre (auch rot). Durch die verschiedenen Absorptionslängen und Temperaturen ändert sich die langwellige Wellenlängenverteilung der Abstrahlung in den Weltraum - aber die Gesamtintensität dürfte konstant bleiben.

Die Zusammenhänge für den Ort der Tropopause bei Sonne, Venus, Erde und Mars sind die gleichen wie von [Schwarzschild, 1906] beschrieben. Die Venus hat zwar eine feste Oberfläche, aber Sonnenlicht dringt kaum bis zur Oberfläche vor. Der hauptsächlichste Antrieb der troposphärischen Zirkulation ist daher die Absorption in den oberen Schichten der Venustroposphäre, d.h. wie dick die Troposphäre ist (oder ob bzw. wie die Troposphäre nach unten begrenzt wird), hat für den Ort der Tropopause kaum Bedeutung - nur für die Oberflächentemperatur. Wie wenig das, was darunter liegt, den Ort der Troposphäre beeinflusst, zeigt z.B. , daß die Säulendrücke der Treibhausgase bei allen 3 Planeten zwischen 0,1 mbar und 1 mbar liegen - obwohl die Oberflächendrücke sehr stark variieren. Der Gesamtdruck der

Erdtropopause ist zwar ca. 200 mbar - aber der Anteil des CO₂ ist nur ca. 0,12 mbar.

Die Formulierung im Paper von [Schwarzschild, 1906] »Die ganze Betrachtung kann daher keineswegs als abschliessend oder zwingend gelten, doch mag sie weiteren Spekulationen einen Anhalt geben, indem sie einen einfachen Gedanken zunächst in einfachster Form ausführt.« dürfte dem Zeitgeist geschuldet sein. Auch im Paper von [Einstein, 1916 bzw. 1917] findet sich eine gleichartige Formulierung »Die Schwäche der Theorie liegt einerseits darin, daß sie uns dem Anschluß an die Undulationstheorie nicht näher bringt, andererseits darin, daß sie Zeit und Richtung der Elementarprozesse dem „Zufall“ überläßt; trotzdem lege ich das volle Vertrauen in die Zuverlässigkeit des eingeschlagenen Weges.« - die weitere Zeit hat gezeigt, daß diese Sätze nicht notwendig waren.

Zu der Aufzählung:

- Die »einfachste Form« besteht z.B. darin, daß Schwarzschild die Wellenlängenabhängigkeit des Absorptionskoeffizienten unberücksichtigt läßt, worauf er selbst aufmerksam macht »Es genüge hier für eine erste Übersicht die Annahme, daß der Absorptionskoeffizient unabhängig von der Farbe und der Dichte proportional sei«.
- Die kugelförmige Ausbreitung berücksichtigt Schwarzschild durch den Absorptionskoeffizienten a der Schichten »Man nehme an, jede Höhenschicht dh der Sonnenatmosphäre absorbiere den Bruchteil a dh der hindurchgehenden Strahlung. Ist E die Emission eines schwarzen Körpers von der Temperatur dieser Höhenschicht und nimmt man das Kirchhoff'sche Gesetz als gültig an, so folgt, daß diese Höhenschicht die Energie $E \cdot a$ dh nach jeder Seite ausstrahlt.«. Daß a der Kehrwert der Absorptionslänge eines einzelnen Strahls ist, sagt Schwarzschild nicht. Damit ist Schwarzschild sogar exakter als Prof. Harde, der die Veränderungen der Gesamtstrahlung infolge unterschiedlicher Ausbreitungslängen ohne nähere Rechnung pauschal mit $\beta = 52^\circ$ ansetzt. Wegen der stärkeren Absorption infolge des längeren Weges schräger Strahlen ändert sich die anfängliche Lambertverteilung einer Emission immer mehr zu einer gebündelten (und schwächeren) Strahlung ($\beta = 0^\circ$). Wahrscheinlich darf man den Mittelwert zwischen $\beta = 60^\circ$ und $\beta = 0^\circ$ nicht pauschal mit $\beta = 52^\circ$ ansetzen.
- Schwarzschild berücksichtigt die Gravitation mehrfach: »die Schwere mit g «, »Die Schwere g ist auf der Sonne 27,7 mal größer«

Zu S. 4: Die Änderung der Oberflächentemperatur ist nicht ohne Änderung des Temperaturprofils der gesamten Atmosphäre zu verstehen, wie sogar Prof. Hardses Paper indirekt zeigt. In den Strahlungstransportgleichungen steckt das Temperaturprofil, das sich erst durch Strahlungstransport und Strömungen ergibt.

Zu S. 7: Der Asymmetriefaktor ändert sich mit der CO₂-Konzentration, da die Oberflächentemperatur steigt und die Stratosphärentemperatur abnimmt. Um die Änderungen des Asymmetriefaktors zu berechnen braucht man zuerst die Temperaturänderungen.

Zu S. 8: Da sich der Temperaturgradient in der Troposphäre nicht ändert und die Troposphäre insgesamt wärmer wird (also sich die Temperaturkurve vertikal nach oben verschiebt) und für diese Höhenverschiebung in nächster Zeit keine Grenze nach oben sichtbar ist, kann es keine Sättigung geben. Diese Höhenverschiebung ergibt sich allein aus dem Schwarzschild-Kriterium und nicht aus der Absorption in Bodennähe, die größtenteils durch veränderte Strömungsverhältnisse kompensiert wird.

Zu S. 11: Daß überhaupt nur die Rede ist von einer Änderung der Bodentemperatur durch GH-Gase ohne Berücksichtigung der Hauptzusammenhänge und einer daraus resultierenden veränderten Abstrahlung der Stratosphäre ist ja gerade der Mangel des Papers.

Zu 11-Wasserdampf: Da sich die Emissionen ins Weltall aus dem Wasserdampf fast nicht ändern, hängt die Änderung des Treibhauseffektes nicht vom Wasserdampf ab. Die steigende Temperatur des Wasserdampfes in den unteren Schichten führt zu einer höheren

Gegenstrahlung und mehr Kondensation und ist damit mit verantwortlich für den Erhalt des Temperaturgradienten einschließlich der höheren Oberflächentemperatur - die zu einer erhöhten Emission durch das atmosphärische Fenster ins Weltall führt.

Zu S. 16: Das Gesamtkonzept von Prof. Harde war ja der Anlaß zur Untersuchung des Papers von Prof. Harde - eine Überprüfung, ob seine Ableitungen alle physikalischen Zusammenhänge richtig beschreiben und mit den Beobachtungen übereinstimmen. Da das nicht der Fall ist, ist dieses Paper entstanden.

Zu S. 22: »Energie . . . , die über Konvektion gleichmäßig verteilt wird« kann aus mehreren Gründen nicht stimmen: An der Tropopause ist die Konvektion zu Ende.

- wenn sich die Tropopause nicht ändern würde, wie kann ohne Konvektion die Energie gleichmäßig verteilt werden?
- wenn sich die Höhe der Tropopause ändert, dann ist an der alten Tropopausenhöhe Konvektion.
- Nettoleistung: Die erhöhte Oberflächentemperatur (selbst bei der geringen Klimasensitivität nach Prof. Harde) hat einen erhöhten Energiestrom durch das atmosphärische Wellenlängenfenster zum Weltall zur Folge. Da die Gesamtabstrahlung in das Weltall gleich bleiben muß, muß der Nettostrom in den anderen Wellenbereichen abnehmen, aber gleichzeitig muß die Gegenstrahlung zunehmen um den Energieverlust der Oberfläche zu kompensieren.

Das ist sehr gut erklärbar mit der Verkürzung der Absorptionslänge, die eine Folge einer Erhöhung der CO₂-Konzentration ist. Ab der Tropopause erfolgt der Nettostrom fast allein durch Strahlung, weil fast keine Konvektion ist. Wegen des geringen Drucks ist dort die Absorptionslänge relativ groß, so daß die mittlere Temperatur in dem Höhenbereich aus dem die Gegenstrahlung stammt, relativ kühl ist. Bei der Aufwärtsstrahlung ist es umgekehrt: die mittlere Temperatur in dem Höhenbereich aus dem die Aufwärtsstrahlung stammt ist relativ warm. Die Differenz (also die Nettostrahlung) an der Tropopause ist die gesamte Nettoleistung. Nach unten zu wird wegen des steigenden Drucks die Absorptionslänge immer kürzer, so daß sich die mittleren Temperaturen der beiden Bereiche (Höhenbereich der Gegenstrahlung und Höhenbereich der Aufwärtsstrahlung) immer weiter annähern. Obwohl beide Intensitäten wegen der steigenden Temperaturen ansteigen, sinkt durch die Annäherung beider Temperaturen der Nettostrahlungsstrom. Da die gesamte Nettoleistung über die ganze Troposphäre nahezu konstant ist, der Nettostrahlungsstrom aber abnimmt, muß dementsprechend der konvektive Wärmetransport steigen.

Der konvektive Wärmestrom steigt nicht deshalb, weil mehr absorbiert wird - sondern deswegen weil effektiv sogar weniger absorbiert wird. Zwar steigen sowohl die Intensität der Abstrahlung nach oben, als auch die Intensität der Gegenstrahlung - aber die Differenz der beiden Intensitäten sinkt, d.h. es wird effektiv weniger absorbiert und deshalb steigt der konvektive Wärmetransport.

Dieser Sachverhalt steht im Gegensatz zu Prof. Harde's Erklärung, daß die Zunahme der Konvektion durch einen Teil der erhöhten Absorption verursacht wird. Ein Teil deswegen weil sich auch die Abstrahlung erhöht - also eine effektive Zunahme der Absorption erfolgt, obwohl effektiv eine Abnahme der Absorption erfolgt.

Zu S. 33: Bei den relativ »geringen« Temperaturabweichungen von der Durchschnittstemperatur der Erdoberfläche ist die durchschnittliche Strahlungsintensität infolge der unterschiedlichen Temperaturen nur unwesentlich höher als bei der Durchschnittstemperatur. Insofern ist die Annahme einer einheitlichen Strahlungstemperatur von 16 °C statt der Durchschnittstemperatur von 15 °C plausibel. Gegen dieses Vorgehen sprechen aber zwei Gründe

- Von Einigen wird die Anwendung des Stefan-Boltzmann-Gesetzes auf irgendwelche Temperaturen statt der lokalen Temperaturen selbst bei Berücksichtigung der Temperaturva-

- riationen generell als fehlerhaft bezeichnet.
- Schon 1 K ist groß gegenüber den von Prof. Harde vermuteten Klimaempfindlichkeit von 0,6 K. Der Nachweis fehlt, daß die Näherung keine wesentliche Einfluß auf die Klimaempfindlichkeit hat.

10 Verzeichnisse

Abbildungsverzeichnis

1	a) Wasserdampfkonzentration in den Tropen bei 26 °C, b) den mittleren Breiten bei 8 °C und c) hohe Breiten bei -7 °C in Abhängigkeit von der Höhe.	12
2	Die Welt als Bucky Ball.	13
3	Die Absorption von Sonnenlicht in den Tropen von H ₂ O, CO ₂ , O ₃ und CH ₄ . Oben: Transmissions-, unten: Absorptionsspektrum.	14
4	Globales sw Absorptionsvermögen als Funktion der CO ₂ -Konzentration von Wasserdampf, CO ₂ und CH ₄	15
5	Transmission und Absorptionsspektrum der terrestrischen Strahlung in der Atmosphäre.	17
6	Globale lw Absorptionsfähigkeit in Abhängigkeit von der CO ₂ -Konzentration, die von Wasserdampf, CO ₂ , CH ₄ und O ₃ verursacht wird.	19
7	a) Gesamtemittierte Strahlung am Oberrand der Atmosphäre (TOA) in den Tropen, b) aufwärtsgerichtete und c) abwärtsgerichtete spektrale Intensität nur der Atmosphäre, mit dem Strahlungstransfermodell berechnet.	24
8	Asymmetrie Faktor f_A und lw Absorptionsfaktor a_{lw} als Funktion der Boden- temperatur T_E	25
9	Zwei-Schichten-Klimamodell der Oberfläche und der Atmosphäre der Erde. .	26
10	Strahlungs- und Energiehaushalt der Erde-Atmosphäre (nach [Trenberth u. a., 2009], wiedergegeben mit Genehmigung der Autoren).	36
11	Berechnete Temperaturen der Erde T_E (rot) und der unteren Troposphäre T_A (blau) als Funktion der CO ₂ -Konzentration bei a) wolkenlosen Himmel, b) 66 % Wolkendecke und eine logarithmische Approximation (grün).	41
12	Das berechnete sw Absorptionsvermögen (blau) und das lw- Absorptionsvermögen (rot) für die drei Klimazonen als Funktion der jeweiligen Zonentemperaturen.	42
13	Berechnete Temperatur der Oberfläche T_E (rot) und der unteren Troposphäre T_A (blau) als Funktion der CO ₂ -Konzentration mit Wasserdampf-Feedback bei klaren Himmel.	43
14	Berechnete Temperatur der Oberfläche T_E (rot) und der unteren Troposphäre T_A (blau) als Funktion der CO ₂ -Konzentration, basierend auf einer Kombina- tion von thermisch und solar induzierten Wolken-Feedback.	54
15	Temperaturentwicklung als Nebenprodukt der Ozonmessungen im dargestell- ten Zeitraum (aus [Mayer und Matzarakis, 2003, S. 5]).	60
16	Idealisiert	60

Tabellenverzeichnis

0	Abkürzungsverzeichnis	6
1	zugeordnet Ikosaeder Flächen zu den Klimazonen.	13
2	sw Absorptionsvermögen als eine Funktion der CO ₂ -Konzentration.	15
3	lw Absorptionsvermögen als eine Funktion des CO ₂ -Konzentration.	18
4	Berechnete Intensitäten, lw Absorptionsvermögen und Asymmetriefaktor f_A in den drei Klimazonen bei Standardbedingungen.	25
5	Parameter für die Anpassung an die TFK-Daten.	37
6	Berechnete Strahlungsflüsse und Vergleich mit der TFK-Daten.	38
7	Berechnete Klima und Luft Empfindlichkeiten bei verschiedenen Rückkopplungsbedingungen.	48
8	Berechnete Sonnenempfindlichkeit bei verschiedenen Rückkopplungsbedingungen.	51
9	Berechnete Solar-und Klimaempfindlichkeit bei thermisch induzierten kombiniert und Solar Wolken Feedback.	53

Literaturverzeichnis

Die Zahlen am Ende einer Referenz sind die Seitennummern, wo die Referenz verwendet wird.

[1976] : US Standard Atmosphere [US-Standard-Atmosphäre] / National Oceanic and Atmospheric Administration, National Aeronautics and Space Administration, tech. rep., Washington D.C. 1976. – Forschungsbericht 10, 12, 43

[2009] : *International Satellite Cloud Climatology Project(ISCCP) [Internationale Satelliten Wolken Klimatologie Project (ISCCP)]*. 2009. – <http://isccp.giss.nasa.gov/products/onlineData.html> oder <http://www.climate4you.com/index.htm> 35, 38, 46, 56

[2014] : *Goddard Institute for Space Studies [Goddard Institute for Space Studies]*. 2014. – <http://data.giss.nasa.gov/gistemp/graphs> 51, 57

[Barkstrom u. a. 1989] BARKSTROM, B. ; HARRISON, E. ; SMITH, G. ; GREEN, R. ; KIBLER, J. ; CESS, R. ; ERBE SCIENCE TEAM the: Earth Radiation Budget Experiment(ERBE) archival and April 1985 results [Earth Radiation Budget Experiment (ERBE) Archivierung und April 1985 Ergebnisse]. In: *Bulletin of the American Meteorological Society* 70 (1989), Nr. 10, S. 1254 – 1262 23, 35

[Bess und Smith 1993] BESS, T. D. ; SMITH, G. L.: Earth radiation budget: Results of outgoing longwave radiation from Nimbus-7, NOAA-9, and ERBS satellites [Earth Strahlungshaushalt: Ergebnisse der ausgehenden langwelligen Strahlung von Nimbus-7, NOAA-9 und ERBS Satelliten]. In: *Journal of Applied Meteorology* 32 (1993), Nr. 5, S. 813–824 23, 35

[Caldwell u. a. 2013] CALDWELL, P. M. ; ZHANG, Y. ; KLEIN, S. A.: CMIP3 Subtropical Stratocumulus Cloud Feedback Interpreted Through a Mixed-Layer Model [CMIP3 Subtropische Stratowolkenrück Interpretiert Durch eine Mixed-Layer-Modell]. In: *Journal of Climate* 2012 26 (2013), S. 1607–1625. – doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00188.1> 47

- [Cho u. a. 2012] CHO, H. ; HO, C.-H. ; CHOI, Y.-S.: The observed variation in cloud-induced longwave radiation in response to sea surface temperature over the Pacific warm pool from MTSAT-1R imagery [Die beobachtete Variation in der Cloud-induzierte langwellige Strahlung in Abhängigkeit von der Temperatur der Meeresoberfläche über dem Pazifik warmen Pool aus MTSAT-1R Bilder]. In: *Geophysical Research Letters* 39 (2012), Nr. 18, S. n/a–n/a 47
- [Deutscher Wetterdienst 2014a] DEUTSCHER WETTERDIENST: *Labile Schichtung*. 2014. – http://www.deutscher-wetterdienst.de/lexikon/download.php?file=Labile_Schichtung.pdf 4
- [Deutscher Wetterdienst 2014b] DEUTSCHER WETTERDIENST: *Vertikalprofile*. 2014. – http://www.dwd.de/bvbw/generator/DWDWWW/Content/Luftfahrt/fortbildung__interessantes/info__material/Poster__Vertikalprofile,templateId=raw,property=publicationFile.pdf/Poster_Vertikalprofile.pdf 3
- [Dines 1917] DINES, W.: The heat balance of the atmosphere [Der Wärmehaushalt der Atmosphäre]. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 43 (1917), Nr. 182, S. 151–158 25
- [Einstein 1916 bzw. 1917] EINSTEIN, Albert: Zur Quantentheorie der Strahlung. In: *Physikalische Zeitschrift bzw. Physikalische Gesellschaft Zürich - Mitteilungen* 18 (1916 bzw. 1917), S. 47 – 62 bzw. 121 – 128 61
- [Enghoff u. a. 2011] ENGHOFF, M. B. ; PEDERSEN, J. O. P. ; UGGERHØJ, U. I. ; PALING, S. M. ; SVENSMARK, H.: Aerosol Nucleation Induced by a High Energy Particle Beam [Aerosol Keimbildung durch eine hohe Energie Particle Beam Induced]. In: *Geophysical Research Letters* 38 (2011), Nr. 9, S. 1–4 49, 50
- [Goody und Yung 1989] GOODY, R. M. ; YUNG, Y. L.: *Atmospheric Radiation: Theoretical Basis [Atmosphärische Strahlung: Theoretische Grundlagen]*. 2nd ed. New York, NY: Oxford University Press, 1989 8, 9, 21, 33
- [Haigh 1994] HAIGH, J. D.: The role of stratospheric ozone in modulating the solar radiative forcing of climate [Die Rolle des stratosphärischen Ozons bei der Modulation der Solarstrahlungsantrieb des Klimas, der]. In: *Nature* 370 (1994), Nr. 6490, S. 544–546 50
- [Haigh 1996] HAIGH, J. D.: The impact of solar variability on climate [Die Auswirkungen der Variabilität der Sonnenstrahlung auf das Klima]. In: *Science* 272 (1996), Nr. 5264, S. 981–984 50
- [Haigh u. a. 2010] HAIGH, J. D. ; WINNING, A. R. ; TOUMI, R. ; HARDER, J. W.: An influence of solar spectral variations on radiative forcing of climate [Ein Einfluss der Sonnenspektrale Variationen Strahlungsantrieb des Klimas, der]. In: *Nature* 467 (2010), Nr. 7316, S. 696–699 50
- [Hanel u. a. 1972] HANEL, R. ; CONRATH, B. ; KUNDE, V. ; PRABHAKARA, C. ; REVAH, I. ; SALOMONSON, V. ; WOLFORD, G.: The Nimbus 4 Infrared Spectroscopy Experiment, 1. Calibrated Thermal Emission Spectra [Der Nimbus 4 Infrarot-Spektroskopie Experiment, 1. kalibrierte Thermal Emission Spectra]. In: *Journal of Geophysical Research* 77 (1972), Nr. 15, S. 2629 – 2641 23

- [Harde 2011] HARDE, H.: *Was trägt CO₂ wirklich zur globalen Erwärmung bei? Spektroskopische Untersuchungen und Modellrechnungen zum Einfluss von H₂O, CO₂, CH₄ und O₃ auf unser Klima*. Books on Demand, Norderstedt, 2011. – ISBN: 9 783842 371576 11
- [Harde 2013] HARDE, H.: *Radiation and Heat Transfer in the Atmosphere: A Comprehensive Approach on a Molecular Basis [Strahlung und Wärmeübertragung in der Atmosphäre: Ein umfassender Ansatz auf molekularer Basis]*. International Journal of Atmospheric Sciences. 2013. – <http://dx.doi.org/10.1155/2013/503727> 8, 10, 16, 17, 20, 21, 22, 23
- [Harde und Pfuhl 2013] HARDE, H. ; PFUHL, J.: *MolExplorer - A Program-Platform for the Calculation of Molecular Spectra and Radiation Transfer in the Atmosphere [MolExplorer - Ein Programm-Plattform für die Berechnung von Molekülspektren und Strahlungstransport in der Atmosphäre]*. Hamburg, Deutschland : Helmut-Schmidt-University Hamburg, 2013 14
- [Harde 2014] HARDE, Hermann: Advanced Two-Layer Climate Model for the Assessment of Global Warming by CO₂ [Erweitertes Zwei-Schicht Klimamodell für die Bewertung der globalen Erwärmung durch CO₂]. In: *Open Journal of Atmospheric and Climate Change, In Press* (2014), S. 1 – 50. – URL <http://www.scipublish.com/journals/ACC/papers/8463>
- [Hartmann 1994] HARTMANN, D. L.: *Global Physical Climatology [Globale Physikalische Klimatologie]*. Bd. 56. New York : Academic Press, 1994 39
- [Hoyt und Schatten 1998] HOYT, D. V. ; SCHATTEN, K. H.: Group Sunspot Numbers: A new solar activity reconstruction [Gruppe Sonnenflecken: Eine neue Rekonstruktion der Sonnenaktivität]. In: *Solar Physics* 179 (1998), S. 189–51, 54
- [IPCC 2001] IPCC: *Climate Change 2001: The Scientific Basis, Contribution of Working Group 1 to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, USA, , p. 354 2001.*] Kap. 6: Radiative Forcing of Climate Change [Kapitel 6: Strahlungsantrieb des Klimawandels], S. 354, Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, USA,, 2001 7, 40
- [IPCC 2007] IPCC: *Climate Change 2007: Working Group I: The Physical Science Basis - Water Vapour and Lapse Rate - Reference 2, section 8.6.3*. 2007. – http://www.ipcc.ch/publications_and_data/ar4/wg1/en/ch8s8-6-3-1.html 41, 44, 45, 49
- [IPCC 2013] IPCC ; T.F. STOCKER, G.-K. Plattner M. Tignor S.K. Allen J. Boschung A. Nauels Y. Xia V. B. (Hrsg.) ; (EDS.), P.M. M. (Hrsg.): *Summary for Policymakers, Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Zusammenfassung für politische Entscheidungsträger]*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013 6, 9, 55
- [Kirkby u. a. 2011] KIRKBY, J. ; CURTIUS, J. ; ALMEIDA, J. ; DUNNE, E. ; DUPLISSY, J. ; S. EHRHART, A. F. ; GAGNÉ, S. ; ICKES, L. ; KÜR TEN, A. u. a.: Role of Sulphuric Acid, Ammonia and Galactic Cosmic Rays in Atmospheric Aerosol Nucleation [Die Rolle der Schwefelsäure, Ammoniak und galaktische kosmische Strahlung in Atmosphärische Aerosolkeimbildung]. In: *Nature* 476 (2011), Nr. 7361, S. 429–435 49, 50

- [Kirchhoff, G. 1860] KIRCHHOFF, G.: Ueber das Verhältniss zwischen dem Emissionsvermögen und dem Absorptionsvermögen der Körper für Wärme und Licht. In: *Annalen der Physik* 185 (1860), Nr. 2, S. 275–301. – URL <http://dx.doi.org/10.1002/andp.18601850205>. – ISSN 1521-3889 19
- [O. Hölder 1889] O. HÖLDER: Über einen Mittelwertsatz. In: *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen* (1889), S. 38 – 47 34
- [Santer, B. D. u. a. 2003] SANTER, B. D. ; WEHNER, M. F. ; WIGLEY, T. M. L. ; SAUSEN, R. ; MEEHL, G. A. ; TAYLOR, K. E. ; AMMANN, C. ; ARBLASTER, J. ; WASHINGTON, W. M. ; BOYLE, J. S. ; BRÜGGEMANN, W.: Contributions of Anthropogenic and Natural Forcing to Recent Tropopause Height Changes [Beiträge des anthropogenen und natürlichen Strahlungsantriebs zu aktuellen Änderungen der Tropopausenhöhe]. In: *Science* 301 (2003), Nr. 5632, S. 479 – 483. – URL <http://www.sciencemag.org/content/301/5632/479.abstract> 44
- [Kristjánsson u. a. 2004] KRISTJÁNSSON, J. ; KRISTIANSSEN, J. ; KAAS, E.: Solar activity, cosmic rays, clouds and climate: An update [Die Sonnenaktivität, kosmischer Strahlung, Wolken und Klima: Ein Update]. In: *Advances in Space Research* 34 (2004), Nr. 2, S. 407–415 50
- [Laken und Pallé 2012] LAKEN, B. A. ; PALLÉ, E.: Understanding sudden changes in cloud amount: The Southern Annular Mode and South American weather fluctuations [Verstehen plötzliche Veränderungen in der Wolkenmenge: The Southern Annular Mode- und südamerikanischen Wetterschwankungen]. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 117 (2012), Nr. D13, S. 1984–2012 47
- [Lindzen u. a. 2001] LINDZEN, R. S. ; CHOU, M.-D. ; HOU, A. Y.: Does the Earth have an adaptive infrared iris? [Hat die Erde haben eine adaptive Infrarot Iris?]. In: *Bulletin of the American Meteorological Society* 82 (2001), Nr. 3, S. 417–432 47
- [Link und Lüdecke 2011] LINK, R. ; LÜDECKE, H.-J.: A new basic 1-dimensional 1-layer model obtains excellent agreement with the observed Earth temperature [Ein neues Grund 1-dimensionale 1-Schicht-Modell erhält eine ausgezeichnete Übereinstimmung mit der beobachteten Temperatur der Erde]. In: *Int. J. Modern Physics C* 22 (2011), S. 449–455 25
- [Liou 2002] LIOU, K. N.: *An Introduction to Atmospheric Radiation [Eine Einführung in die Atmospheric Radiation]*. Bd. 84. 2nd ed. San Diego, CA : Academic Press, 2002 25
- [Mayer und Matzarakis 2003] MAYER, Helmut ; MATZARAKIS, Andreas: *Ergänzungen zu Meteorologie und Klimatologie*. 2003. – <http://home.arcor.de/physikalisch/folienMETerg.pdf> 60, 63
- [Petit u. a. 1999] PETIT, J.-R. ; JOUZEL, J. ; RAYNAUD, D. ; BARKOV, N. I. ; BARNOLA, J.-M. ; BASILE, I. ; BENDER, M. ; CHAPPELLAZ, J. ; DAVIS, M. ; DELAYGUE, G. u. a.: Climate and Atmospheric History of the past 420,000 Years from the Vostok Ice Core, Antarctica [Klima und Atmosphäregeschichte der letzten 420.000 Jahre aus dem Vostok Eiskern, Antarktis]. In: *Nature* 399 (1999), Nr. 6735, S. 429–436 48
- [Pierrehumbert 2011] PIERREHUMBERT, Raymond T.: Infrared radiation and planetary temperature [Infrarot-Strahlung und planetarische Temperatur]. In: *Physics Today* 64 (2011), Januar, S. 33 – 38. – URL <http://geosci.uchicago.edu/~rtp1/>

papers/PhysTodayRT2011.pdf. – Kommentierte übersetzung <http://www.ing-buero-ebel.de/Treib/Pierrehumbert.pdf> 5

- [Randall u. a. 2007] RANDALL, D. ; WOOD, R. ; BONY, S. ; COLMAN, R. ; FICHEFET, T. ; FYFE, J. ; KATTSOV, V. ; PITMAN, A. ; SHUKLA, J. ; SRINIVASAN, J. u. a. ; SOLOMON, D. Qin M. Manning Z. Chen M. Marquis K.B. Averyt M. (Hrsg.) ; (EDS.), H.L. M. (Hrsg.): *Climate Models and Their Evaluation [Klimamodelle und deren Auswertung]*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007 7, 40, 56
- [Rödel und Wagner 2011] RÖDEL, W. ; WAGNER, T.: *Physik unserer Umwelt: Die Atmosphäre*. Springer, 2011. – URL <http://books.google.de/books?id=a1vDMUwSgUQC>. – ISBN 978-3-642-15728-8 4
- [Rothman u. a. 2009] ROTHMAN, L. S. ; GORDON, I. E. ; BARBE, A. ; BENNER, D. C. ; BERNATH, P. F. ; BIRK, M. ; BOUDON, V. ; BROWN, L. R. ; CAMPARGUE, A. ; CHAMPION, J.-P. u. a.: The HITRAN 2008 molecular spectroscopic database [Der HITRAN 2008 molekularen spektroskopischen Datenbank]. In: *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* 110 (2009), Nr. 9, S. 533–572 8, 9, 13, 55
- [Rothman u. a. 1998] ROTHMAN, L. S. ; RINSLAND, C. ; GOLDMAN, A. ; MASSIE, S. ; EDWARDS, D. ; FLAUD, J. ; PERRIN, A. ; CAMY-PEYRET, C. ; DANA, V. ; MANDIN, J.-Y. u. a.: The HITRAN Molecular Spectroscopic Database and HAWKS; 1996 Edition [Die HITRAN Molekulare Spektroskopische Database und Falken]. In: *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* 60 (1998), Nr. 5, S. 665–710 10
- [Salby 2012] SALBY, M. L.: *Physics of the Atmosphere and Climate [Physik der Atmosphäre und Klima]*. Cambridge University Press, 2012 8, 9, 16, 17, 21, 31, 33
- [Schwarzschild 1906] SCHWARZSCHILD, K.: Ueber das Gleichgewicht der Sonnenatmosphäre. In: *Nachrichten von der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse* 1906 (1906), S. 41 – 53. – URL http://gdz-srv1.sub.uni-goettingen.de/gcs/gcs?&action=pdf&metsFile=PPN252457811_1906&divID=LOG_0009&pagesize=A4&pdf 3, 4, 5, 21, 44, 60, 61
- [Shapiro u. a. 2011] SHAPIRO, A. ; SCHMUTZ, W. ; ROZANOV, E. ; SCHOELL, M. ; HABERREITER, M. ; SHAPIRO, A. ; NYEKI, S.: A New Approach to Long-Term Reconstruction of the Solar Irradiance Leads to Large Historical Solar Forcing [Ein neuer Ansatz zur langfristigen Wiederaufbau der die Sonnenbestrahlung führt zu großen Historische Sonnen zwingen]. In: *Astronomy & Astrophysics* 529 (2011), S. 1–8 51, 53, 54
- [Soden und Held 2006] SODEN, B. J. ; HELD, I. M.: An assessment of climate feedbacks in coupled ocean-atmosphere models [Eine Bewertung der Klimarückkopplungen im gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Modellen]. In: *Journal of Climate* 19 (2006), Nr. 14, S. 3354–3360 44, 45, 49, 56
- [Spencer und Braswell 2011] SPENCER, R. W. ; BRASWELL, W. D.: On the Misdiagnosis on Surface Temperature Feedbacks from Variations in Earth’s Radiant Energy Balance [Auf der Fehldiagnose auf Oberflächentemperatur Bewertungen von Variationen in der Erde Radiant Energy Balance]. In: *Remote Sensing* 3 (2011), Nr. 8, S. 1603–1613 47, 52
- [Svensmark 1998] SVENSMARK, H.: Influence of Cosmic Rays on Earth’s Climate [Einfluss der kosmischen Strahlung auf das Klima der Erde]. In: *Physical Review Letters* 81 (1998), Nr. 22, S. 5027–5030 49, 50

- [Svensmark u. a. 2009] SVENSMARK, H. ; BONDO, T. ; SVENSMARK, J.: Cosmic Ray Decreases affect Atmospheric Aerosols and Clouds [Cosmic Ray Verringert beeinflussen Atmosphärische Aerosole und Wolken]. In: *Geophysical Research Letters* 36 (2009), Nr. 15, S. 1–4 49, 50
- [Svensmark u. a. 2007] SVENSMARK, H. ; PEDERSEN, J. O. P. ; MARSH, N. D. ; ENGHOFF, M. B. ; UGGERHØJ, U. I.: Experimental Evidence for the Role of Ions in Particle Nucleation under Atmospheric Conditions [Experimenteller Nachweis für die Rolle der Ionen in der Teilchenphysik Keimbildung unter atmosphärischen Bedingungen]. In: *Proceedings of the Royal Society A* 463 (2007), Nr. 2078, S. 385–396 49, 50
- [Trenberth u. a. 2009] TRENBERTH, K. E. ; FASULLO, J. T. ; KIEHL, J.: Earths Global Energy Budget [Globales Energiebudget der Erde]. In: *Bulletin of the American Meteorological Society* 90 (2009), Nr. 3, S. 311–323 6, 23, 35, 36, 56, 63
- [Turner u. a. 2012] TURNER, D. D. ; MLAWER, E. J. ; BIANCHINI, G. ; CADEDDU, M. P. ; CREWELL, S. ; DELAMERE, J. S. ; KNUTESON, R. O. ; MASCHWITZ, G. ; MLYNCZAK, M. ; PAINE, S. ; PALCHETTI, L. ; TOBIN, D. C.: Ground-based high spectral resolution observations of the entire terrestrial spectrum under extremely dry conditions [Bodengestützte hohe spektrale Auflösung Beobachtungen des gesamten terrestrischen Frequenzen unter extrem trockenen Bedingungen]. In: *Geophysical Research Letters* 39 (2012), Nr. 10, S. n/a–n/a. – URL <http://dx.doi.org/10.1029/2012GL051542>. – <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2012GL051542/abstract>. – ISSN 1944-8007 23
- [Usoskin, I. G. u. a. 2014] USOSKIN, I. G. ; HULOT, G. ; GALLET, Y. ; ROTH, R. ; LICHT, A. ; JOOS, F. ; KOVALTSOV, G. A. ; THÄ©BAULT, E. ; KHOKHLOV, A.: Evidence for distinct modes of solar activity [Beweise für verschiedene Arten der Sonnenaktivität]. In: *A&A* 562 (2014), S. L10. – URL <http://dx.doi.org/10.1051/0004-6361/201423391> 51, 54
- [Vahrenholt und Lüning 2012] VAHRENHOLT, F. ; LÜNING, S.: *Die kalte Sonne*. Hamburg : Hoffmann und Campe Verlag, 2012 49
- [Vey 2007] VEY, S.: *Bestimmung und Analyse des atmosphärischen Wasserdampfgehaltes aus globalen GPS- Beobachtungen einer Dekade mit besonderem Blick auf die Antarktis*, PhD thesis, Technical University Dresden,, Dissertation, 2007 11, 42
- [Voiculescu u. a. 2006] VOICULESCU, M. ; USOSKIN, I. G. ; MURSULA, K.: Different response of clouds to solar input [Different Antwort von Wolken die Sonnen-Eingang]. In: *Geophysical Research Letters* 33 (2006), Nr. 21, S. 1–5. – http://www.researchgate.net/publication/228359535_Different_response_of_clouds_to_solar_input/file/e0b495265728420135.pdf 50
- [Wenzler u. a. 2009] WENZLER, T. ; SOLANKI, S. ; KRIVOVA, N.: Reconstructed and measured total solar irradiance: Is there a secular trend between 1978 and 2003? [umgebaut und gemessenen Gesamtbestrahlungsstärke: Gibt es eine säkulare Trend zwischen 1978 und 2003?]. In: *Geophysical Research Letters* 36 (2009), Nr. 11, S. L11102. – <http://www.zhaw.ch/nc/de/zhaw/die-zhaw/publikationen/publikationen-zhaw-angehoerige/zhaw-publikation-detailanzeige.html?pi=203323> 53

- [Wielicki u. a. 1996] WIELICKI, B. A. ; BARKSTROM, B. R. ; HARRISON, E. F. ; III, R. B. L. ; SMITH, G. L. ; COOPER, J. E.: Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES): An earth observing system experiment [Wolken und der Erde Radiant Energy System (CERES): Ein Experiment Earth Observing System]. In: *Bulletin of the American Meteorological Society* 77 (1996), Nr. 5, S. 853–868 23, 35
- [Wielicki u. a. 2006] WIELICKI, Bruce A. ; CHARLOCK, T. P. ; DOELLING, D. R. ; KRATZ, D. P. ; LOEB, N. G. ; MINNIS, P. ; PRIESTLEY, K. J. ; YOUNG, D. F.: CERES radiation budget accuracy overview, in Preprints [CERES Strahlungshaushalt - Übersicht über die Genauigkeit]. In: *12th Conf. on Atmospheric Radiation* Bd. 9. Madison, WI, 2006. – https://ams.confex.com/ams/Madison2006/techprogram/paper_112371.htm 23, 35
- [Willson und Mordvinov 2003] WILLSON, R. C. ; MORDVINOV, A. V.: Secular Total Solar Irradiance Trend During Solar Cycles 21 23 [Weltliche Intensität der Sonnenstrahlung Trend Während Sonnenzyklen 21 23]. In: *Geophysical Research Letters* 30 (2003), Nr. 5, S. 1–4 49, 50, 52, 54
- [Wong u. a. 2006] WONG, T. ; WIELICKI, B. A. ; III, R. B. L. ; SMITH, G. L. ; BUSH, K. A. ; WILLIS, J. K.: Re-examination of the observed decadal variability of Earth Radiation Budget using altitude-corrected ERBE/ERBS nonscanner WFOV data [Re-Prüfung des dekadischen Variabilität beobachtet von Earth Radiation Budget mit höhenkorrigierte ERBE / ERBS nonscanner WFOV Daten]. In: *Journal of Climate* 19 (2006), Nr. 16, S. 4028–4040 23, 35
- [Zhao und Feng 2014] ZHAO, X. ; FENG, X.: Periodicities of solar activity and the surface temperature variation of the Earth and their correlations [Periodizitäten der Sonnenaktivität und der Oberflächentemperatur Variation der Erde und ihrer Zusammenhänge]. In: *Chinese Science Bulletin* 59 (2014), Nr. 14, S. 1284–1292 51, 54
- [Ziskin und Shaviv 2012] ZISKIN, S. ; SHAVIV, N. J.: Quantifying the role of solar radiative forcing over the 20th century [Quantifizierung der Rolle der Solarstrahlungsantrieb im 20. Jahrhundert]. In: *Advances in Space Research* 50 (2012), Nr. 6, S. 762–776 49, 52, 54, 55