



Universität Hamburg
DER FORSCHUNG | DER LEHRE | DER BILDUNG

Fakultät für Erdsystemwissenschaften
Institut für Meteorologie

Bachelorarbeit

Wie beeinflusst die CO₂-Konzentration direkt die Oberkante konvektiver Wolken?

Erstgutachter: Prof. Dr. Stefan Bühler
Zweitgutachter: Florian Römer

Vorgelegt von:
Merit Carstensen, 7401667
Grellkamp 7, 22415 Hamburg
merit.carstensen@studium.uni-hamburg.de
B.Sc Meteorologie

Abgabe:
Hamburg, 09.11.2023

Titel: Einfluss der CO₂-Konzentration auf die Wolkenoberkante
engl. Übersetzung: The Influence of the CO₂ concentration on the cloudtop height

Abstrakt

Der Einfluss von Treibhausgasen auf konvektive Wolken ist ein wichtiger Einflussfaktor auf das Strahlungsgleichgewicht der Erde. Daher ist es wichtig, sich mit dem Einfluss von Treibhausgasen auf die konvektiven Wolkenoberkanten zu beschäftigen und diesen zu verstehen. Der indirekte Strahlungseffekt erhöhter Treibhausgaskonzentrationen auf die Wolkenoberkantenhöhe ist bereits gut erforscht. Dieser Strahlungseffekt wird „Fixed Anvil Temperatur“ FAT oder „Proportional Higher Anvil Temperatur“ PHAT genannt und bezieht sich hauptsächlich auf die Folgen erhöhter Bodentemperatur. Der direkte Einfluss von Treibhausgasen, wie beispielsweise CO_2 , auf konvektive Wolken ist bisher noch nicht ausreichend verstanden und soll in dieser Arbeit näher analysiert werden. Konkret wird der direkte Strahlungseffekt von CO_2 auf die Wolkenoberkantenhöhe betrachtet, welcher noch vor einer Bodentemperaturerhöhung eintritt. Dieser Strahlungseffekt soll durch die Richtung und Stärke der Verschiebung der Wolkenoberkanten charakterisiert und verstanden werden. Für diese Analyse werden die Daten des Klimamodells MPI-ESM1.2 aus den CMIP6 Experimenten verwendet, bei denen das CO_2 zu Beginn vervierfacht wird. Ergänzend wird das Konrad Modell verwendet. Wie im folgenden gezeigt wird, kann ein direkter Strahlungseffekt durch eine vervierfachte CO_2 -Konzentration erkannt werden. Durch die erhöhte Strahlungsheizungsrate in der oberen Troposphäre sinken die konvektiven Wolkenoberkanten leicht ab. Dabei erwärmen sie sich bereits um 0,7 K, so dass die positive Wolkenrückkopplung nicht ausschließlich ein Rückkopplungseffekt ist, sondern zu 9 % durch den direkten Strahlungseffekt („Forcing“) entsteht.

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	2
1 Einleitung	3
2 Daten	4
3 Methoden	4
4 Analyse des indirekten CO₂ Strahlungseffekts	6
5 Analyse des direkten CO₂ Strahlungseffekts	7
5.1 Ergebnisse des MPI-ESM1.2 Modells	7
5.2 Ergebnisse des Konrad Modells	12
5.3 Analyse und Vergleich	16
6 Zusammenfassung und Ausblick	17
Literatur	19
7 Danksagung	20

Abbildungsverzeichnis

1	Monatsmittel der Bodentemperatur mit der Zeit.	8
2	Links: Vergleich der Jahresmittel der Temperaturprofile zwischen dem ersten Jahr nach der CO ₂ Vervierfachung und 50 Jahre später. Rechts: Differenz der linken Temperaturprofile.	8
3	Vergleich der Jahresmittel der Profile statischer Stabilität zwischen dem ersten Jahr nach der CO ₂ Vervierfachung und 50 Jahre später.	9
4	Vergleich der Jahresmittel des Profils der Strahlungsheizungsrate der lang-/ kurzwelligen (LW/KW) und gesamten Strahlung zwischen dem ersten Jahr nach der CO ₂ Vervierfachung und 50 Jahre später.	9
5	Vergleich der Vertikalgeschwindigkeit (a) und der diabatischen Divergenz (b) zwischen dem ersten Jahr nach der CO ₂ Vervierfachung und 50 Jahre später.	10
6	Jahresmittel der Wolkenoberkantenhöhe in hPa mit der Zeit.	11
7	Monatsmittel der Änderung der Wolkenoberkantenhöhe in hPa mit der Zeit.	11
8	Jahresmittel der Änderung der Wolkenoberkantentemperatur mit der Zeit.	12
9	Monatsmittel der Änderung der (a) Wolkenoberkantenhöhe in hPa, (b) Wolkenoberkantentemperatur gegen die Änderung der Bodentemperatur aufgetragen, mit der zugehörigen linearen Regression (pink).	13
10	Profil der statischen Stabilität bei einfacher (CO ₂ x1) und vervierfachter (CO ₂ x4) CO ₂ -Konzentration.	13
11	Profil der Strahlungsheizungsraten bei einfacher (x0) und vervierfachter (x4) CO ₂ -Konzentration. KW= kurzwellig, LW= langwellig, sum= gesamt	14
12	Differenzen der Strahlungsheizungsraten zwischen einfacher und vervierfachter CO ₂ -Konzentration. KW= kurzwellig, LW= langwellig, sum= gesamt	14
13	Profil der diabatischen Divergenz zwischen 600 und 100 hPa (a) und ein vergrößerter Ausschnitt von (a) zwischen 140 und 100 hPa (b) bei einfacher (CO ₂ x1) und vervierfachter (CO ₂ x4) CO ₂ -Konzentration.	15

1 Einleitung

Der Strahlungseffekt von konvektiven Wolken ist sehr wichtig, um die Atmosphäre und damit das Klima zu verstehen. Da die Wolkenhöhe und damit die Temperatur der Wolkenoberkante die Strahlung bestimmt, die von der Erde emittiert wird, hat sie einen großen Einfluss auf das Strahlungsgleichgewicht unserer Erde. Dieses ist wiederum entscheidend für unser Klima. Ein Strahlungseffekt konvektiver Wolken, die typischerweise in der intertropischen Konvergenzzone auftreten, ist dass sie die Atmosphäre wärmen. Die konvektiven Wolken reichen häufig bis an die Tropopause und erreichen so deutlich niedrigere Temperaturen als am Boden. Da, durch die niedrigeren Temperaturen, weniger langwellige Strahlung emittiert werden kann, muss sich die Bodentemperatur erhöhen, um das entstandene Strahlungsungleichgewicht auszugleichen. So verstärken die konvektiven Wolken den wärmenden Strahlungseffekt. Dieser Mechanismus wird langwellige Wolkenrückkopplung genannt. Um die Auswirkung einer Bodentemperaturerhöhung auf die konvektiven Wolken beschreiben zu können, muss zunächst definiert werden, wie die Höhe der Wolkenoberkante berechnet wird.

Laut D.Zelinka and L.Hartmann [2010] befindet sich die Oberkante konvektiver Wolken in der Höhe, in der die vertikale Divergenz maximal ist. Dies haben D.Zelinka and L.Hartmann [2010] mit Hilfe der Massenerhaltung und der allgemeinen Energieerhaltung in der Troposphäre erklärt. Dazu wird eine vereinfachte Atmosphäre angenommen, in der es einen unbewölkten Sektor, sowie einen kleineren Sektor mit konvektiven Wolken gibt. Eine solche Verteilung ist in den Tropen vorzufinden. In dem unbewölkten Sektor gibt es eine hohe Strahlungskühlungsrate, da die Strahlung direkt emittiert werden kann und nicht von Wolken absorbiert wird. Dies führt zum Absinken der Luft in diesen Regionen, um die Energieerhaltung zu erfüllen. Um ebenfalls die Massenerhaltung zu erfüllen, müssen sich entsprechende Luftmassen in der oberen Troposphäre in die Regionen mit absinkender Luft bewegen. Es wird angenommen, dass die Massenerhaltung auf der jeweiligen Höhe erfüllt werden muss, so dass die maximale Konvergenz in dem unbewölkten Sektor auf der gleichen Höhe ist wie die maximale Divergenz im konvektiven Sektor. Bei konvektiven Wolken ist diese Höhe meist durch einen Wolkenschirm erkennbar.

Es gibt zwei Hypothesen, wie sich die Wolkenoberkante bei steigender Bodentemperatur verhält. Hartmann and Larson [2002] zeigen, dass sich die Wolkenoberkanten nach oben verschieben und dabei eine konstante Temperatur beibehalten, die für eine hohe Wolkenrückkopplung sorgt. Diese Hypothese nennt sich „Fixed Anvil Temperatur“ (FAT). Diese Hypothese wurde von D.Zelinka and L.Hartmann [2010] aufgegriffen und mit Hilfe der konvergenzgewichteten Temperatur in der oberen Troposphäre ausgewertet. Daraus entstand die Hypothese der „Proportional Higher Anvil Temperatur“ (PHAT), die besagt dass sich die Wolkenoberkante doch leicht erwärmt, während sie sich nach oben verschiebt. Diese beiden Hypothesen wurden unter anderem von Kuang and Hartmann [2007], Harrtrop and Hartmann [2013] und Bär [2019] mit Hilfe verschiedener Datensätze nachgewiesen.

Die FAT/PHAT Hypothesen können als indirekten, also zeitlich verzögerten, Strahlungseffekt einer erhöhten CO_2 -Konzentration definiert werden, da eine erhöhte Treibhausgaskonzentration, wie beispielsweise CO_2 , zu einer erhöhten Bodentemperatur führt. Wenn es einen indirekten Strahlungseffekt gibt, liegt es nahe, dass es auch einen direkten Strahlungseffekt gibt. Während der direkte Effekt bereits ausführlich analysiert wurde, hat erst vor kurzem Saint-Lu et al. [2022] den direkten Strahlungseffekt von CO_2 auf die Wolkenoberkante aufgegriffen. Saint-Lu et al. [2022] untersuchen den direkten Strahlungseffekt von CO_2 als einer von vielen Einflüssen auf die konvektiven Wolken. Dabei wird eine Klimasimulation mit vervierfachter CO_2 -Konzentration verwendet und ausgewertet. Die Ergebnisse beziehen sich hauptsächlich auf die Auswirkungen auf den Be-

deckungsgrad in der Höhe der Wolkenoberkanten. Diese Arbeit soll hier ansetzen und die Auswirkungen auf die Wolkenoberkante, besonders die Höhe und die Temperatur, analysieren. Damit soll die Fragestellung: „Wie beeinflusst die CO₂-Konzentration direkt die Oberkante konvektiver Wolken?“ beantwortet werden. Der direkte Strahlungseffekt wird hier als zeitlich leicht verzögerter Einfluss definiert, der noch vor einer Temperaturänderung auftritt. Damit der direkte Strahlungseffekt möglichst deutlich sichtbar wird, sollen hier Daten mit einer vervierfachen CO₂-Konzentration analysiert werden. Durch diese Analyse soll der direkte Strahlungseffekt nicht nur sichtbar gemacht werden, sondern auch im Vergleich zum indirekten Strahlungseffekt quantifiziert werden. Weiterhin soll die Ursache des direkten Strahlungseffekts so weit wie möglich herausgearbeitet und verstanden werden.

Um zu erläutern, wie die CO₂-Konzentration direkt die Oberkante konvektiver Wolken beeinflusst, werden zunächst die Daten sowie die Methoden vorgestellt, die hier verwendet wurden. Dann werden die Ergebnisse kurz in Bezug auf den FAT/PHAT Effekt ausgewertet, bevor die Ergebnisse der MPI-ESM1.2 Daten und des Konrad Modells ausführlich dargelegt werden. Schließlich werden die Ergebnisse im Bezug auf den direkten Strahlungseffekt der CO₂-Konzentration ausgewertet und es wird eine Antwort auf die oben genannte Fragestellung formuliert.

2 Daten

Um eine abrupte CO₂ Vervierfachung analysieren zu können, werden Modelldaten benötigt. Gleichzeitig werden Kontrolldaten benötigt, bei denen die CO₂-Konzentration nicht verändert wird, um den direkten Einfluss von CO₂ auf die Wolkenoberkante untersuchen zu können. Diese Bedingungen erfüllen die Daten aus dem „Coupled Model Intercomparison Project“ (siehe: cmi), abgekürzt CMIP. Organisiert vom „World Climate Research Program“ werden weltweit von unterschiedlichen Instituten idealisierte Klima-Modellläufe durchgeführt, um unser Klima und die Klimamodelle besser zu verstehen. Dafür werden eine Reihe von Experimenten durchgeführt, um die Modelle miteinander vergleichen zu können. Dazu gehören unter anderem eine abrupte Vervierfachung der CO₂-Konzentration („abrupt-4xCO₂“) und ein vor-industrieller Kontrolllauf („piControl“). Gleichzeitig werden bei jedem CMIP Durchlauf zusätzlich spezifische neue Experimente durchgeführt, die von Eyring et al. [2018] beschrieben werden. Die aktuellsten Daten stammen aus dem sechsten Durchlauf (CMIP6). Ich habe mich dazu entschieden, die Daten von dem Erdsystemmodell MPI-ESM1.2 zu verwenden, welches an dem Max-Planck Institut für Meteorologie entwickelt wurde. Da laut Mauritsen et al. [2019] dieses Modell sowohl den Ozean und die Atmosphäre als auch biochemische Prozesse verbindet und alle benötigten Variablen in einer ausreichend hohen Auflösung beinhaltet, ist es sehr gut für diese Auswertung geeignet. Die hier verwendeten Daten stammen aus der „low resolution“ Auflösung LR, welche eine horizontale Auflösung von 200 km und 47 vertikale Schichten zwischen 1000 hPa bis 0,01 hPa hat. Die „high resolution“ Auflösung HR verfügt nicht über alle Variablen, die benötigt werden, und konnte daher nicht verwendet werden. Ich verwende folgende monatlich gemittelten Variablen: die Bodentemperatur (ca. 2 m über dem Boden), die Lufttemperatur und die Strahlungsheizungsrate von kurz- und langwelliger Strahlung. Insgesamt habe ich einen Zeitraum von 90 Jahren verwendet, um nicht nur den direkten, sondern auch den indirekten Strahlungseffekt analysieren zu können.

3 Methoden

Die Fragestellung: „Wie beeinflusst die CO₂-Konzentration direkt die Oberkante konvektiver Wolken?“ habe ich mit Hilfe von zwei Methoden erarbeitet. Zunächst habe ich die MPI-ESM1.2 Mo-

delldaten nach D.Zelinka and L.Hartmann [2010] verarbeitet. Wie in der Einleitung beschrieben, bezieht sich die vereinfachte Berechnung der Wolkenoberkantenhöhe auf die Tropen, so dass ich die Daten zwischen 30° Nord und 30° Süd verwendet habe. Konkret bestimmt das Verhältnis von Strahlungskühlungsrate Q_R zu statischer Stabilität σ die Vertikalgeschwindigkeit ω wie folgt:

$$\omega = \frac{Q_R}{\sigma}. \quad (1)$$

Die statische Stabilität

$$\sigma = \frac{\kappa \cdot T}{p} - \frac{\partial T}{\partial p} \quad (2)$$

wird aus der Temperatur T , dem Druck p und der Wärmekapazität bei konstantem Druck $\kappa = \frac{R_d}{c_p}$ berechnet, wobei R_d die Gaskonstante für trockene Luft und c_p die Wärmekapazität ist. Da die Massenerhaltung angenommen wird, kann die Divergenz div mit

$$div = \frac{\partial \omega}{\partial p} \quad (3)$$

berechnet werden. Das Maximum der Divergenz in der oberen Troposphäre definiert, wie in der Einleitung erläutert, die Höhe der Wolkenoberkante. So kann ebenfalls die Temperatur der Wolkenoberkante bestimmt werden. Für eine höhere vertikale Auflösung habe ich die Daten kubisch über die Höhe interpoliert, so dass es nun 300 Höhenlevel zwischen 1000 hPa und 0,01 hPa gibt. Um die jeweilige Änderung der Wolkenoberkante ohne den Einfluss einer erhöhten Bodentemperatur bestimmen zu können, habe ich den y-Achsenabschnitt der linearen Regression zwischen der Änderung der Bodentemperatur und der Änderung der Wolkenoberkante verwendet. Wenn die Änderung der Bodentemperatur auf der x-Achse abgebildet wird gibt der y-Achsenabschnitt die Änderung der Wolkenoberkantentemperatur/-höhe an, die bei einer Bodentemperaturänderung von 0 °C vorliegt. Diese Methode ist inspiriert von der „Gegory Methode“, die von Gregory et al. [2004] entwickelt wurde, um den Strahlungseffekt und die Klimasensibilität zu ermitteln. Hier kann eine lineare Regression verwendet werden, da bei einem feuchtadiabatischen Temperaturprofil, welches in den Tropen angenommen wird, die Änderung der Lufttemperatur linear über den Temperaturgradienten mit der Bodentemperatur zusammenhängt. Der feuchtadiabatische Temperaturgradient beträgt durchschnittlich -6 K/km. Der Zusammenhang zwischen der Bodentemperaturänderung und der Wolkenoberkantenänderung ist in den Formeln 1-3 zu sehen und ist daher ebenfalls nahezu linear. Die Temperatur- und Wolkenoberkantenänderung habe ich mit Hilfe der Daten aus den MPI-ESM1.2 „piControl“ Modellauf berechnet. Da die Daten in Monatsmitteln vorliegen, habe ich diese für einen ersten Überblick über das Jahr gemittelt. Bei der Verwendung der Monatsmittel wurde der Jahresgang nicht betrachtet, indem die jeweiligen Monatsmittelwerte der „piControl“ Daten von den „abrupt-4xCO2“ Daten abgezogen wurden. Das ist möglich, da überall dort, wo die Monatsmittel verwendet wurden, die Änderung einer Größe untersucht wurde. In der Auswertung wird spezifiziert, wann und zu welchem Zweck die jeweilige Mittlung verwendet wurde.

Die Ergebnisse der Auswertung der MPI-ESM1.2 Daten können nur bedingt interpretiert werden, da die genauen Gründe für die Ergebnisse unklar bleiben. Um die Ergebnisse einerseits zu bestätigen und andererseits besser interpretieren zu können, wurde das 1D-Strahlungs-Konvektions-Gleichgewichtsmodells Konrad verwendet. Dies wurde von Kluft et al. [2019] in der Arbeitsgruppe Klima, Strahlung, Fernerkundung des Meteorologischen Instituts der Uni Hamburg unter der Leitung von Stefan Bühler entwickelt. Es ist ein angesehenes und hoch funktionales Modell, welches von Kluft et al. [2019] vorgestellt und getestet wurde. Kluft et al. [2019] erläutern, wie die tropische Atmosphäre im Konrad Modell in ein Strahlungsgleichgewicht gebracht wird und so sehr gut simuliert werden kann. Mithilfe von Konrad konnte ich ein Modell einer vereinfachten eindi-

mensionalen Atmosphäre, mit einer CO₂-Konzentration von 431 ppm analog zu der Konzentration im MPI-ESM1.2 „piControl“ Experiment, erstellen, sowie eine Atmosphäre mit der vervierfachen CO₂-Konzentration. Der Jahresmittelwert in den Tropen aus dem MPI-ESM1.2 „piControl“ Experiment definiert mit 296,54 K die Bodentemperatur des Modelllaufs. Für eine möglichst hohe vertikale Auflösung habe ich das Modell mit 500 Leveln zwischen 1000 und 0,001 hPa eingestellt. Mit Hilfe des „RRTMG interface“ (siehe: kon [2021]) habe ich die Strahlungskühlungsraten sowie mit dem Temperatur- und dem Druckprofil nach Formel 2 die statische Stabilität berechnet, so dass die Divergenz aus Formel 3 folgt. In der folgenden Auswertung werde ich einfachhaltshalber von Strahlungsheizungsrate sprechen, die ein umgekehrtes Vorzeichen gegenüber der Strahlungskühlungsraten haben.

4 Analyse des indirekten CO₂ Strahlungseffekts

Zunächst wird anhand der Ergebnisse des MPI-ESM1.2 Modells, die in Kapitel 5.1 beschrieben sind, der indirekte Strahlungseffekt analysiert und mit der angegebenen Literatur verglichen. Da der indirekte Strahlungseffekt des CO₂ in vielen wissenschaftlichen Artikeln beschrieben und belegt wurde, wie von Hartmann and Larson [2002], Harrtrop and Hartmann [2013] und D.Zelinka and L.Hartmann [2010], kann der Nachweis von FAT/PHAT in den vorliegenden Daten als Verifizierung der Modellergebnisse betrachtet werden. Wie bereits in der Einleitung erläutert, wirkt sich die Änderung der Bodentemperatur direkt auf die Wolkenoberkante aus. Deshalb ist der indirekte Strahlungseffekt FAT/PHAT aufgrund der starken Bodentemperaturzunahme (Abbildung 1) gut in den MPI-ESM1.2 Daten zu erkennen. In Abbildung 7 ist die Verschiebung der Wolkenoberkante nach oben, also hin zu geringerem Druck, zu erkennen. Diese Verschiebung ist dem indirekten Strahlungseffekt FAT/PHAT zuzuschreiben. Wie D.Zelinka and L.Hartmann [2010] darlegen, verschiebt sich die Wolkenoberkante durch die erhöhte Bodentemperatur, also indirekt durch das CO₂, nach oben. Das Temperaturprofil nähert sich dadurch dem feuchtadiabatischem Temperaturgradienten an, erhöht die statische Stabilität und verschiebt so das Stabilitätsprofil analog zur Wolkenoberkante nach oben (Abbildung 3). Die Strahlungsheizungsrate verringert sich im gleichen Zug, da sich die Wolkenoberkante erwärmt und so mehr Strahlung emittiert wird. Das Profil der Strahlungsheizungsrate verschiebt sich ebenfalls nach oben. Analog zum Temperaturprofil in Abbildung 2 steigt auch die Temperatur an der Wolkenoberkante in Abbildung 8 an. Hier sind die Jahresmittel aussagekräftiger als die Monatsmittel, so dass gut zu erkennen ist, dass fast die Hälfte der gesamten Temperaturänderung von ca. 8 K in den ersten drei Jahren erreicht wird. Das ist ein schneller indirekter Strahlungseffekt, der zu der schnell ansteigenden Bodentemperatur in Abbildung 1 passt. Die Schnelligkeit des indirekten Strahlungseffekts ist mit der Steigerung der CO₂-Konzentration um das Vervierfache zu begründen. Einerseits legitimiert eine starke Änderung eine starke Auswirkung. Allerdings zeigt es auch, dass unser Klima sensibel auf eine Änderung der CO₂-Konzentration reagiert, besonders wenn diese in einem kurzen Zeitraum geschieht.

Die Erhöhung der Bodentemperatur ist demnach an der Wolkenoberkante sichtbar, obwohl diese sich nach oben, also hin zu kälteren Temperaturen, verschiebt. Das ist durch die Temperaturgradienten-Rückkopplung zu erklären, die dafür sorgt, dass die Temperatur in der Höhe stärker steigt als am Boden (siehe Bühler). Diese beeinflusst wiederum den feuchtadiabatischen Temperaturgradienten und verringert dessen Steigung. Dies ist eindeutig ein Argument für den PHAT Strahlungseffekt, da sich laut Harrtrop and Hartmann [2013] die konvektive Wolkenoberkante proportional zur Bodentemperaturänderung erwärmt. Das ist ebenfalls gut in Abbildung 9b zu erkennen, wo die Steigung der linearen Regression von 0,6 K/K ebendiese Proportionalität definiert. Somit steigt die Temperatur der Wolkenoberkante etwas mehr als halb so schnell wie die

Bodentemperatur an. Dieser Wert ist mehr als doppelt so groß wie der von Kuang and Hartmann [2007] mit 0,25 K/K. Kuang and Hartmann [2007] haben eine wolkenauflösende Simulation des Strahlungsgleichgewichts der Tropen verwendet, um die FAT Hypothese zu testen. Bei einer CO₂ Verdoppelung und einer Bodentemperatur von 305,75 K wurden 0.25 K/K Temperaturerhöhung an der Wolkenoberkante ermittelt. Da die Bodentemperatur höher ist als in den MPI-ESM1.2 Daten, muss der Unterschied entweder von der vervierfachen CO₂-Konzentration stammen oder etwas mit den verschiedenen Modellen zu tun haben. Wenn man davon ausgeht, dass die verdoppelte Wolkentemperaturänderung von dem CO₂ stammt, würde die CO₂-Konzentration einen größeren Einfluss auf die Temperatur der Wolkenoberkante haben als die Bodentemperatur. Diese Hypothese wird von Kuang and Hartmann [2007] widerlegt, da eine verdoppelte CO₂-Konzentration hier keine signifikante Temperaturänderung der Wolkenoberkante verursacht. Auch weitere Quellen, wie Hartmann and Larson [2002], variieren in Ihren Experimenten in erster Linie die Boden- bzw. Meeresoberflächentemperatur und nicht die CO₂-Konzentration. Das spricht, ebenso wie die hier gezeigten Ergebnisse, dafür, dass die Wolkenoberkantentemperatur sensitiver auf eine Bodentemperaturänderung reagiert als auf die CO₂-Konzentration. Damit also die CO₂-Konzentration einen großen Einfluss auf die langfristige Erwärmung der Wolkenoberkante hat, müsste dieser Einfluss exponentiell mit der CO₂-Konzentration steigen, da diese hier vervierfacht und nicht nur verdoppelt wird. Dagegen spricht die Änderungen in der statischen Stabilität (Abbildung 3), der Vertikalgeschwindigkeit (Abbildung 5a) und der diabatischen Divergenz (Abbildung 3), die nicht größer sind als die von D.Zelinka and L.Hartmann [2010], die mit dem IPCC SRES A2 Szenario laut Davidson et al. [2000] eine konstant ansteigende CO₂-Konzentration annehmen. Der zweite mögliche Grund für die größere Änderung der Wolkenoberkantentemperatur ist der unterschiedliche Modellaufbau des MPI-ESM1.2 Experiments im Vergleich zu dem von Kuang and Hartmann [2007]. Beispielsweise sind die Daten des MPI-ESM1.2 Experiments „clear-sky“ Daten, wohingegen das Modell von Kuang and Hartmann [2007] Wolken beachtet. Die Unterschiede zwischen den Modellen sind der naheliegendste Grund für unterschiedlichen Erwärmungsraten der Wolkenoberkanten.

Der PHAT Strahlungseffekt ist in den Ergebnissen aufgrund der nach oben verschobenen und leicht erwärmten Wolkenoberkante nachzuweisen. Daher sind die Ergebnisse eine gute Bestätigung für das MPI-ESM2.1 Modell und die hier verwendete Auswertungsmethode.

5 Analyse des direkten CO₂ Strahlungseffekts

5.1 Ergebnisse des MPI-ESM1.2 Modells

Der Verlauf der Bodentemperatur in Abbildung 1 zeigt die indirekten Auswirkungen der CO₂ Vervielfachung. Die Bodentemperatur steigt in den ersten 10 Jahren um ca. 3 K an, bevor sich die Steigung abschwächt und zwischen 300 und 301 K stagniert. Mit der Bodentemperatur verschiebt sich auch das Temperaturprofil, wie Abbildung 2 darstellt, hin zu höheren Temperaturen. Die maximale Temperaturänderung von ca. 6 K entsteht in einer Höhe von 200 hPa. In der Stratosphäre hat das CO₂ einen kühlenden Strahlungseffekt, da die Temperatur oberhalb von 100 hPa um bis zu 2 K, nach der CO₂ Vervielfachung, sinkt. Das Temperaturminimum der Troposphäre, also die Tropopause, verschiebt sich leicht nach oben und ist gleichzeitig der Punkt mit der geringsten Wasserdampfkonzentration, da diese mit der Temperatur abnimmt. Nach Hartmann and Larson [2002] bestimmt hauptsächlich die Wasserdampfkonzentration die Strahlungskühlung der Atmosphäre, so dass diese mit dem Temperaturminimum der Troposphäre ebenfalls minimal wird. Wie Hartrop and Hartmann [2013] beschreiben, verschiebt sich dieser Punkt durch die vervierfachte CO₂-Konzentration hin zu höheren Temperaturen und erhöht so die Stabilität der oberen Troposphäre. Die erhöhte Stabilität zwischen 600 und 200 hPa ist auch in Abbildung 3 zu sehen.

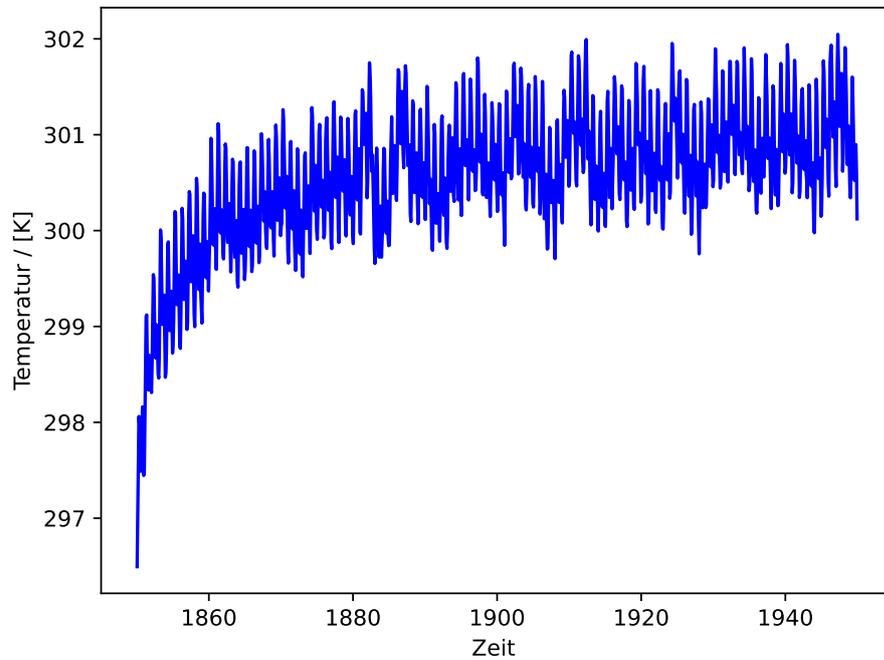
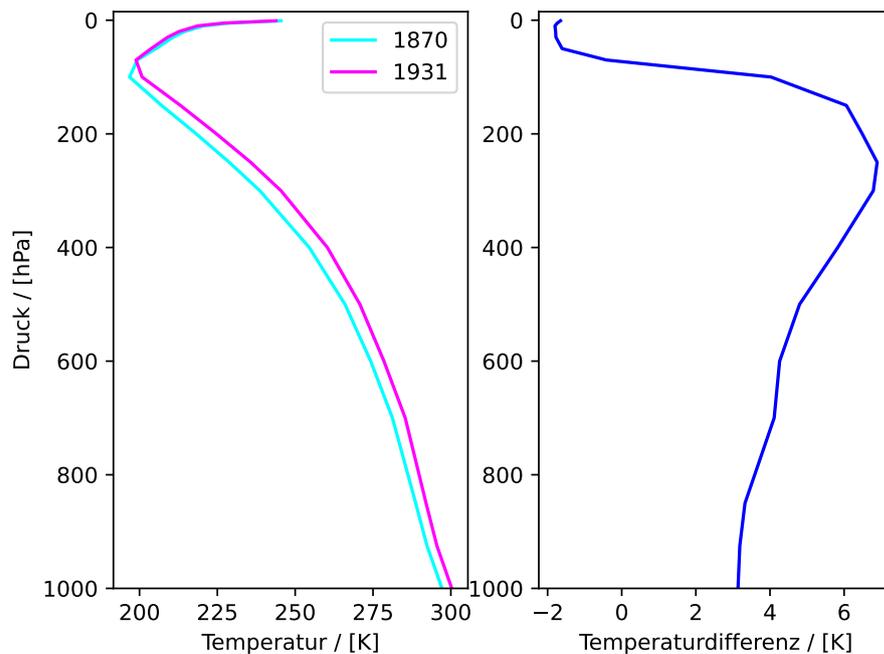


Abbildung 1: Monatsmittel der Bodentemperatur mit der Zeit.

Abbildung 2: Links: Vergleich der Jahresmittel der Temperaturprofile zwischen dem ersten Jahr nach der CO₂ Vervielfachung und 50 Jahre später. Rechts: Differenz der linken Temperaturprofile.

Der direkte Einfluss des Temperaturprofils auf die statische Stabilität wird in Formel 2 gezeigt. Durch die höhere Stabilität wird in Hartrop and Hartmann [2013] geschlussfolgert, dass sich die Wolken nicht so weit nach oben verschieben können und damit stärker erwärmen, als es ohne das CO₂ der Fall wäre. Das wurde hier nicht gezeigt, da keine Daten mit einer Bodentemperaturerhöhung ohne eine CO₂ Erhöhung betrachtet wurden und es für die Fragestellung dieser Arbeit nicht relevant ist.

Die Abbildung 4 stimmt laut Hartmann and Larson [2002] mit dem Temperaturprofil überein, da die hier dargestellte Strahlungsheizungsrate in der Höhe Null wird, in der das Temperaturmi-

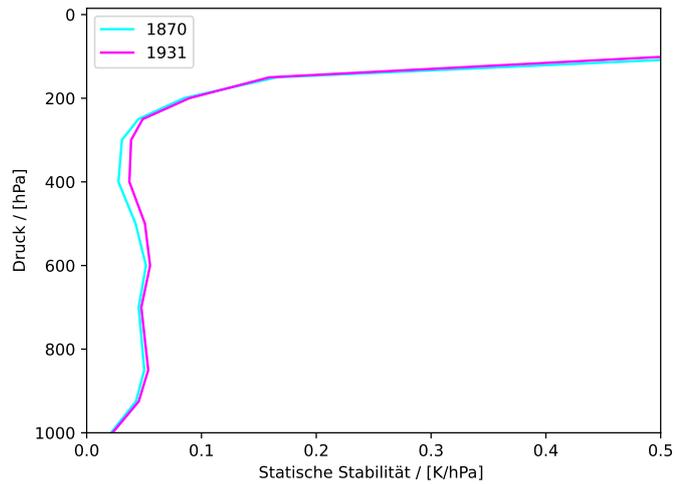


Abbildung 3: Vergleich der Jahresmittel der Profile statischer Stabilität zwischen dem ersten Jahr nach der CO₂ Vervielfachung und 50 Jahre später.

nimum der Troposphäre liegt, also bei ca. 100 hPa. Der Einfluss der CO₂ Vervielfachung auf die Strahlungsheizungsrate ist oberhalb von 600 hPa sichtbar. Die langwellige Strahlungsheizungsrate wird geringer, während die kurzwellige geringfügig größer wird. Insgesamt verringert sich die Strahlungsheizungsrate oberhalb von 600 hPa. Der Punkt, an dem sie wieder zunimmt, verschiebt sich analog zum Temperaturprofil deutlich nach oben. Damit verringert das CO₂ indirekt die Strahlungsheizungsrate in der oberen Troposphäre um 0,4 K/day. Das Strahlungsgleichgewicht wird durch diese Kühlung der Atmosphäre gestört, so dass sich die Bodentemperatur erhöht, um dies auszugleichen, wie in Abbildung 1 zu sehen ist. Der Zusammenhang zwischen der Strahlungshei-

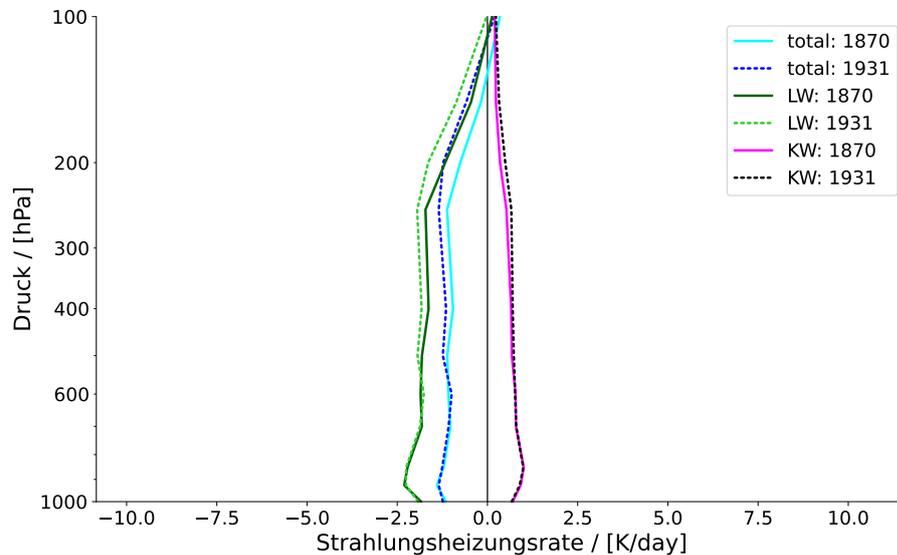
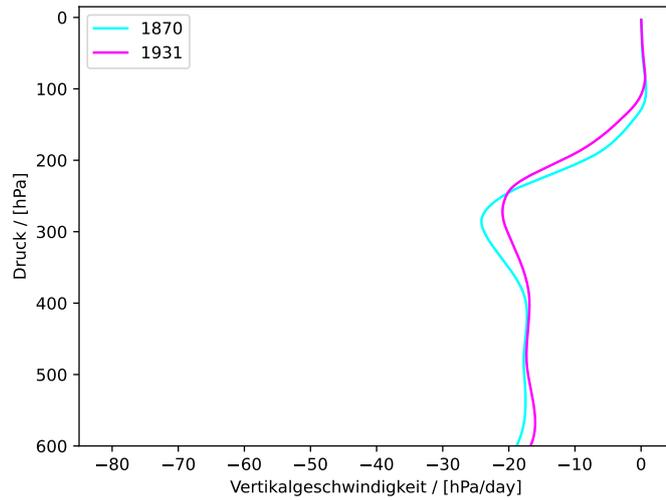
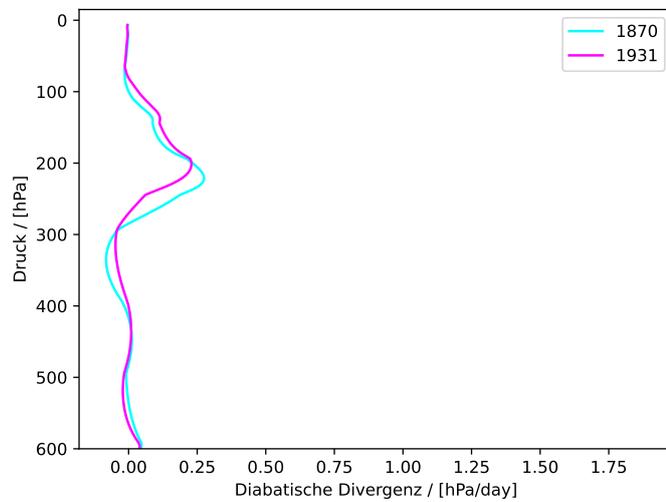


Abbildung 4: Vergleich der Jahresmittel des Profils der Strahlungsheizungsrate der lang-/ kurzwelligen (LW/KW) und gesamten Strahlung zwischen dem ersten Jahr nach der CO₂ Vervielfachung und 50 Jahre später.

zungsrate und der statischen Stabilität ist in Formel 1 beschrieben. Das Verhältnis ergibt die Vertikalgeschwindigkeit, die indirekt bereits die Höhe der Wolkenoberkante definiert. Eine negative Vertikalgeschwindigkeit bedeutet hier die Hebung der Luftmassen. Durch die erhöhte statische Stabilität verringert sich in einer Höhe von 200-300 hPa die Vertikalgeschwindigkeit um maximal 5 hPa/day. Das Maximum der Vertikalgeschwindigkeit hat sich durch den Einfluss der Strahlungsheizungsrate nach oben verschoben, da diese nach der Erhöhung der Bodentemperatur



(a) Jahresmittel der Vertikalgeschwindigkeit mit der Höhe.



(b) Jahresmittel der diabatischen Divergenz mit der Höhe.

Abbildung 5: Vergleich der Vertikalgeschwindigkeit (a) und der diabatischen Divergenz (b) zwischen dem ersten Jahr nach der CO₂ Vervierfachung und 50 Jahre später.

erst in größeren Höhen wieder zunimmt. Das Verhältnis der statischen Stabilität zur Strahlungsheizungsrate kippt in der Höhe, in der die statische Stabilität zunimmt. So ist ab ca. 200 hPa die Vertikalgeschwindigkeit größer und steigt zusätzlich steiler an. Der Punkt, an dem die Vertikalgeschwindigkeit Null wird, verschiebt sich damit analog zur Strahlungsheizungsrate leicht nach oben. Zusammengefasst bedeutet das, dass sich die Hebung der Luftmassen abschwächt und das CO₂ indirekt durch die erhöhte Stabilität für eine abgeschwächte Konvektion sorgt. Die maximale Hebung und damit auch die maximale Konvektion verschiebt sich damit nach oben. Da die diabatische Divergenz nach der Formel 3 durch die Ableitung der Vertikalgeschwindigkeit definiert ist, zeigt die maximale Steigung die Höhe des Divergenzmaximums an. In Abbildung 5b ist deutlich zu sehen, dass analog zur Vertikalgeschwindigkeit das Divergenzmaximum nach oben verschoben ist und die Intensität des Maximums leicht abgenommen hat. Die Höhe der maximalen diabatischen Divergenz zeigt nun die Höhe der Wolkenoberkante an.

Wie sich schon aus dem Verlauf der diabatischen Divergenz schließen lässt, zeigt die Abbildung 6 wie sich die Wolkenoberkante nach Vervierfachung des CO₂ mit der Zeit um ca. 30 hPa nach oben verschiebt. In dieser Abbildung wurde das Jahresmittel betrachtet, um die Änderung der Wolkenoberkantenhöhe besser zu erkennen. Analog zum Verlauf der Bodentemperatur ist die Än-

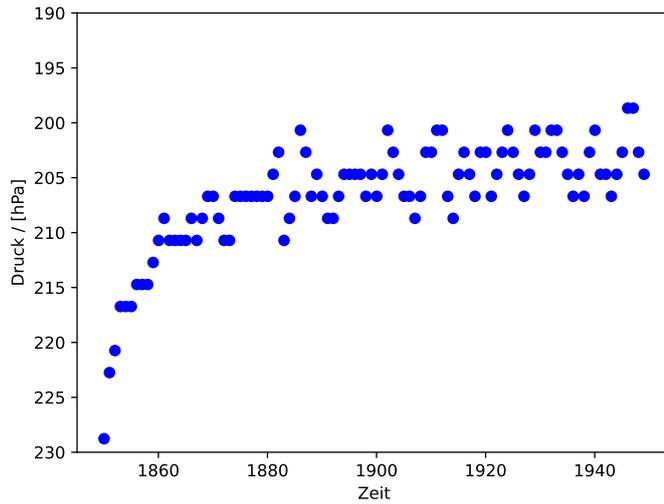


Abbildung 6: Jahresmittel der Wolkenoberkantenhöhe in hPa mit der Zeit.

derung in den ersten paar Jahren am größten, bis sich die Wolkenoberkante schließlich bei ca. 205 hPa einpendelt. Die Änderung der Wolkenoberkantenhöhe als Monatsmittel ist in Abbildung 7 dargestellt. Der Druck sinkt mit der Zeit, wie bereits in Abbildung 6 gezeigt, um maximal 35 hPa was mehr ist, als erwartet wurde. Außerdem schwankt die Höhenänderung der Wolkenoberkante zwischen -10 und -35 hPa was ebenfalls unerwartet ist, da die Monatsmittel mit dem jeweiligen Referenzwert des „PiControl“ Laufs normiert wurden, so dass kein Jahresgang erkennbar sein sollte. Eine ähnlich starke Schwankung der Werte ist in Abbildung 8 zu sehen, in der die Jahresmittel

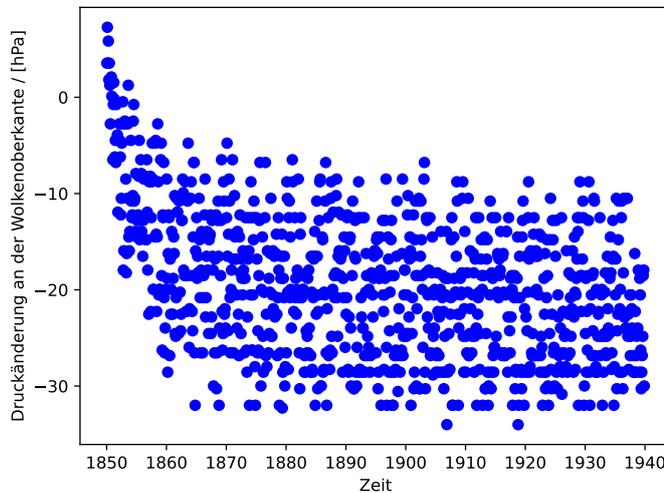


Abbildung 7: Monatsmittel der Änderung der Wolkenoberkantenhöhe in hPa mit der Zeit.

der Temperaturänderung der Wolkenoberkante dargestellt sind. Da es sich hier um Jahresmittel handelt, kann die Schwankung in Abbildung 7 nicht durch den Jahresgang verursacht worden sein. Die Temperatur der Wolkenoberkante steigt bereits im ersten Jahr um 2 K und maximal um 8 K. Dafür dass sich die Wolken gleichzeitig nach oben, also hin zu kälteren Temperaturen verschieben, ist dies eine sehr starke Temperaturerhöhung. Wie bereits in Kapitel 4 diskutiert, ist diese starke Erwärmung der Wolkenoberkante ein Teil des indirekten PHAT Strahlungseffekts. Für die Analyse des direkten Strahlungseffekts der CO₂-Konzentration ist es wichtig, den Zusammenhang der Änderung der Bodentemperatur und der Änderung der Wolkenoberkantenhöhe sowie der Änderung der Wolkenoberkantentemperatur darzustellen. Diese Zusammenhänge sind in Abbildung 9 abgebildet. Hier wurden die monatlichen Mittelwerte verwendet, um die Entwicklung während der

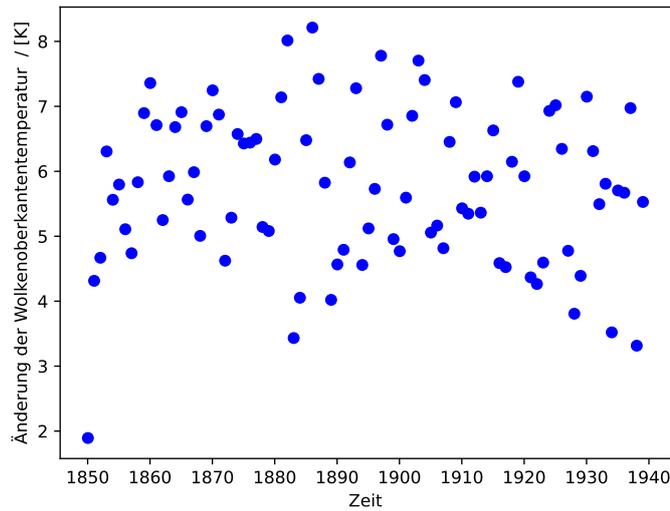


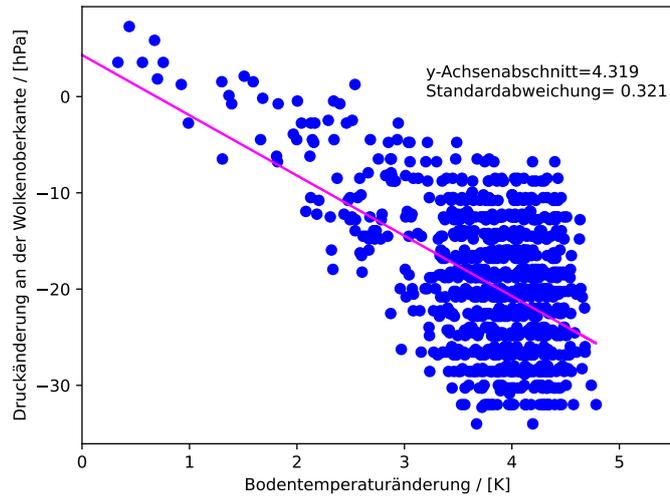
Abbildung 8: Jahresmittel der Änderung der Wolkenoberkantentemperatur mit der Zeit.

ersten Änderung der Bodentemperatur sichtbar zu machen. In beiden Grafiken ist nach einer Bodentemperaturerhöhung um ca. 4 K eine starke Schwankung der Temperatur und Druckänderung zu erkennen, die zu den Schwankungen in den Abbildungen 7 und 8 passen. Weiterhin ist jeweils eine lineare Regression eingezeichnet, die durch den y-Achsenabschnitt die direkte Änderung durch die CO₂ Vervierfachung angibt. Dies wird in Kapitel 5.3 weiter analysiert.

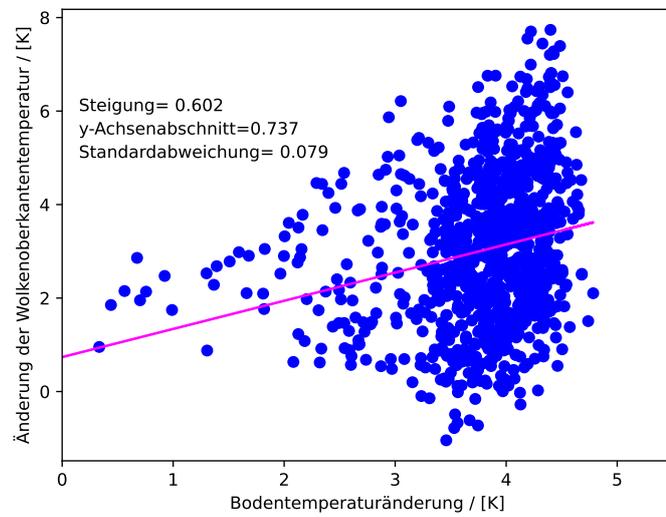
5.2 Ergebnisse des Konrad Modells

Das Konrad Modell hat gegenüber dem MPI-ESM1.2 Modell den Vorteil, dass die CO₂-Konzentration vervierfacht und gleichzeitig die Bodentemperatur konstant gehalten werden kann. Die angegebene Atmosphäre wird in ein Strahlungs-Konvektions-Gleichgewicht gebracht, indem die Strahlungsheizungsrate, die Konvektion und die Wasserdampfkonzentration immer wieder schrittweise angepasst werden. Die genaue Funktionsweise wird von Kluft et al. [2019] beschrieben. Nachdem die Modell-Atmosphäre ins Strahlungs-Konvektions-Gleichgewicht gebracht wurde, können zum Beispiel die Strahlungsheizungsrate errechnet werden. So können die Ergebnisse des Konrad Modells helfen, den direkten Strahlungseffekt der CO₂-Konzentration auf die Wolkenoberkante zu analysieren. Die Daten wurden mit der gleichen Methode verarbeitet, wie die Daten des MPI-ESM1.2 Experiments.

Als die zwei wichtigsten Einflüsse auf die Berechnung der Wolkenoberkantenhöhe und der Temperatur, werden zunächst die Strahlungsheizungsrate (nach Konrad [2021]) und die statische Stabilität (nach Gettelmann [2019]) grafisch dargestellt. In Abbildung 10 wird deutlich, dass die CO₂-Konzentration keinen direkten Einfluss auf die statische Stabilität hat, da zwischen den beiden statischen Stabilitäten der CO₂-Konzentrationen keine Differenz zu erkennen ist. Dies ist zu erwarten, da die statische Stabilität laut der Formel 2 ausschließlich von der Temperatur abhängt. Das Temperaturprofil wird hier, anders als bei Saint-Lu et al. [2022] nicht direkt durch die CO₂ Vervierfachung beeinflusst. Es folgt, dass der direkte Strahlungseffekt der CO₂-Konzentration nur von der Strahlungsheizungsrate abhängig ist. Eine weitere Auffälligkeit in Abbildung 10 ist, dass die statische Stabilität knapp unter 100 hPa Null wird. Dies ist gegensätzlich zu der statischen Stabilität der MPI-ESM1.2 Daten in Abbildung 3, die bis auf 17,5 K/hPa ansteigt. Dieser Unterschied könnte an der Annahme des Konrad Modells einer konstanten Wasserdampfkonzentration in der Stratosphäre liegen. Die Wasserdampfkonzentration bleibt über dem Temperaturminimum der Troposphäre konstant und damit sehr hoch. Hier muss demnach die Wasserdampfkonzentration so hoch sein, dass das Temperatur-



(a)



(b)

Abbildung 9: Monatsmittel der Änderung der (a) Wolkoberkantenhöhe in hPa, (b) Wolkoberkantentemperatur gegen die Änderung der Bodentemperatur aufgetragen, mit der zugehörigen linearen Regression (pink).

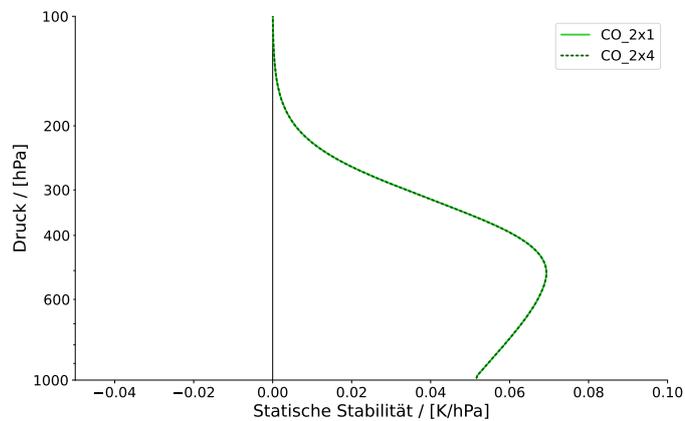


Abbildung 10: Profil der statischen Stabilität bei einfacher (CO₂x1) und vervierfachter (CO₂x4) CO₂-Konzentration.

profil dem feuchtadiabitischem Temperaturgradienten folgt und so eine neutrale Stabilität entsteht. Dacie et al. [2019] erklären, dass diese Annahme der konstanten Wasserdampfkonzentration nicht

realistisch ist und begründen sie mit der Einfachheit eines solchen Profils für weitere Berechnungen.

Die Abbildung 11 zeigt die Strahlungsheizungsrate der langwelligen, kurzwelligen und gesamten Strahlung. Alle Strahlungsheizungsrate werden knapp über 100 hPa positiv, da das Ozon die Stratosphäre wärmt. Abbildung 11 zeigt ebenfalls, dass sich die gesamte Strahlungsheizungsrate in

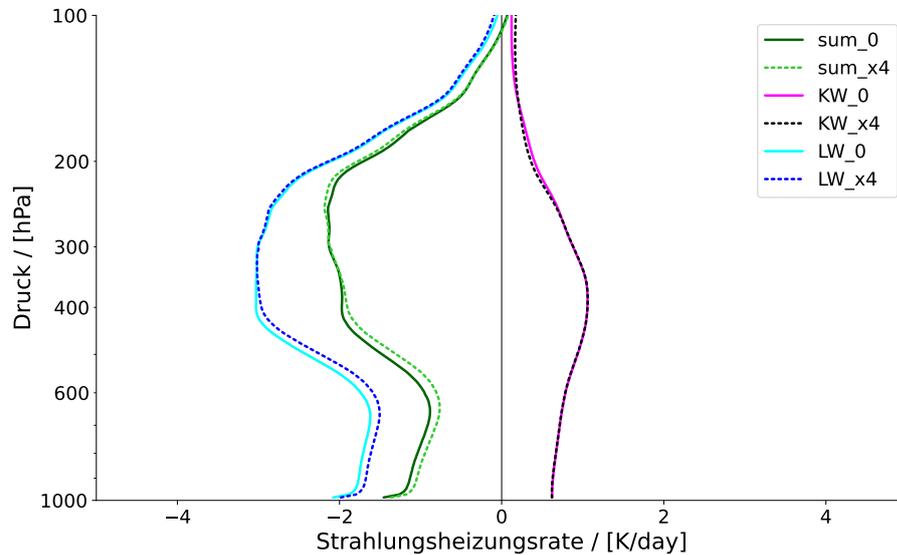


Abbildung 11: Profil der Strahlungsheizungsrate bei einfacher(_0) und vervierfachter (_x4) CO₂-Konzentration. KW= kurzwellig, LW= langwellig, sum= gesamt

der unteren Troposphäre durch den Einfluss des langwelligen Anteils bei einer CO₂ Vervielfachung erhöht. In der oberen Troposphäre verringert sich die gesamte Strahlungsheizungsrate durch den Einfluss des kurzwelligen Anteils. Um diese Änderungen genauer zu untersuchen, sind in Abbildung 12 die Differenzen der Strahlungsheizungsrate abgebildet. Hier zeigt sich sehr deutlich, dass

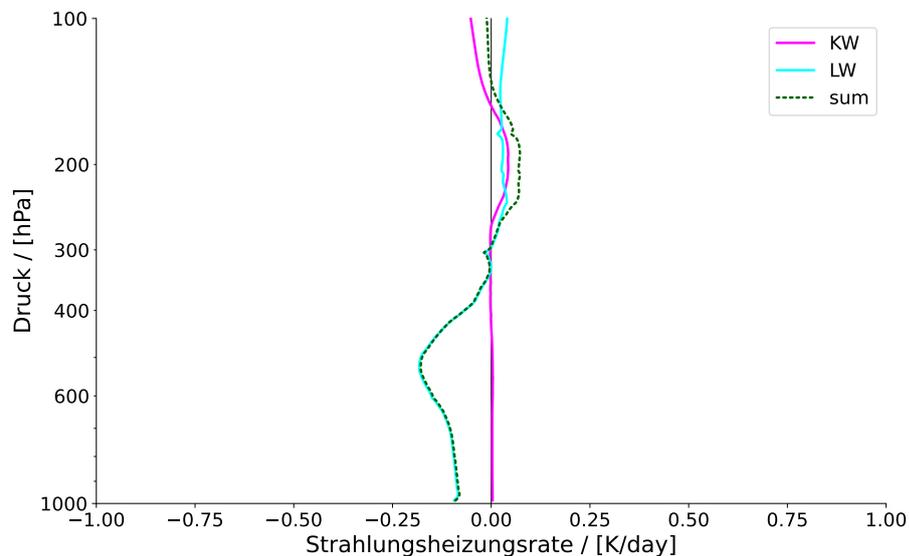
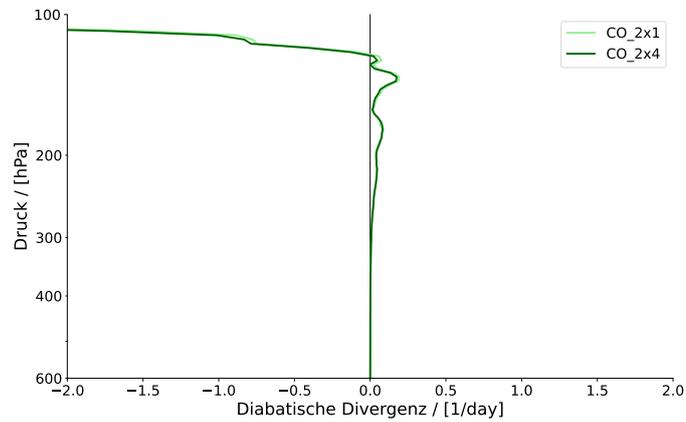


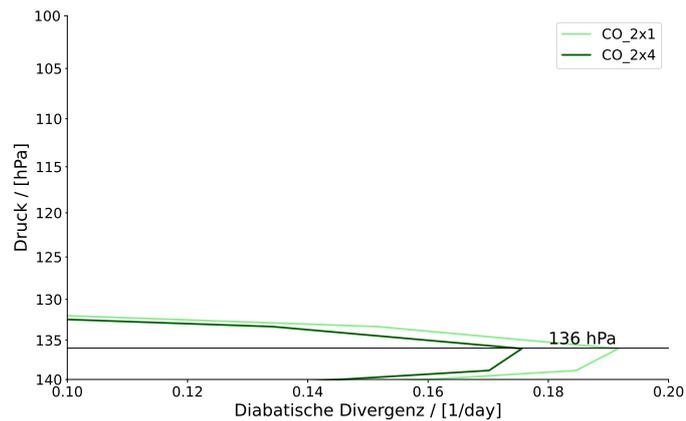
Abbildung 12: Differenzen der Strahlungsheizungsrate zwischen einfacher und vervierfachter CO₂-Konzentration. KW= kurzwellig, LW= langwellig, sum= gesamt

die vervierfachte CO₂-Konzentration direkt den langwelligen Anteil in der unteren Troposphäre sowie den kurzwelligen Anteil in der oberen Atmosphäre beeinflusst. Da es hier um den direkten Einfluss auf die Wolkenoberkante geht, ist damit hauptsächlich der kurzwellige Anteil der Strahlungsheizungsrate von Interesse. Die kurzwellige Strahlungsheizungsrate erhöht sich zwischen ca.

250 und 150 hPa um bis zu 0,05 K/day. In dieser Höhe ist auch die langwellige Strahlungsheizungsrate leicht erhöht, so dass die gesamte Strahlungsheizungsrate um knapp 0,1 K/day erhöht ist. Da sich in der Höhe ebenfalls die Wolkenoberkante befindet, deuten diese Ergebnisse darauf hin, dass es einen direkten Strahlungseffekt der CO₂-Konzentration auf die Wolkenoberkante gibt. Die Wolkenoberkantenhöhe ist in Abbildung 13a anhand der maximalen diabatischen Divergenz abzulesen. Diese verringert sich nur leicht in der oberen Troposphäre, passend zu der erhöhten Strahlungsheizungsrate in Abbildung 12. Die diabatische Divergenz nimmt in der Höhe stark ab, in der die Stabilität neutral wird. Bei genauerer Betrachtung, wie in Abbildung 13b, verschiebt sich die maximale Divergenz bei vervierfachter CO₂-Konzentration nicht mit der Höhe, sondern bleibt konstant bei einer Höhe von 136 hPa. Die maximale diabatische Divergenz sinkt durch die vervierfachte CO₂-Konzentration um knapp 0,02 day⁻¹ und passt damit gut mit der erhöhten Strahlungsheizungsrate zusammen. Die gesunkene diabatische Divergenz hat keinen Einfluss auf die Temperatur der Wolkenoberkante. Diese wird nur von der Höhe der Wolkenoberkante definiert, da sich das Temperaturprofil in diesem Experiment nicht ändert. Es ist trotzdem ein unerwartetes Ergebnis, dass sich die Wolkenoberkante hier nicht in der Höhe und damit auch nicht in der Temperatur verändert. Die verringerte maximale diabatische Divergenz zeigt lediglich eine geringere Konvektion in der oberen Troposphäre an.



(a)



(b)

Abbildung 13: Profil der diabatischen Divergenz zwischen 600 und 100 hPa (a) und ein vergrößerter Ausschnitt von (a) zwischen 140 und 100 hPa (b) bei einfacher (CO₂x1) und vervierfachter (CO₂x4) CO₂-Konzentration.

5.3 Analyse und Vergleich

Trotz des sofortigen Anstiegs der Bodentemperatur, welcher die Analyse des direkten Strahlungseffekts von CO₂ auf die Wolkenoberkante erschwert, kann dieser mit Hilfe der Ergebnisse aus Kapitel 5.1 nachgewiesen werden. Der direkte Strahlungseffekt der CO₂-Konzentration ist in den Ergebnissen bereits in der Abbildung 7 zu erkennen. Hier ist durch die monatliche Auflösung der Daten in den ersten Monaten eine positive Druckänderung der Wolkenoberkantenhöhe um ca. 5 hPa zu erkennen. Da die erhöhte Bodentemperatur zu einem Aufsteigen der Wolkenoberkante führt, ist dieses Absinken der direkte Strahlungseffekt der CO₂-Konzentration. In Abbildung 7 wird ebenfalls sichtbar, dass der direkte Strahlungseffekt bereits im ersten Monat nach der CO₂ Vervierfachung eintritt. Die Abbildung 9a bestätigt, dass die positive Druckänderung unabhängig von der Bodentemperaturänderung ist. Der y-Achsenabschnitt gibt hier den Druckunterschied an der Wolkenoberkante an, der bei einer Änderung der Bodentemperatur von 0 K und einer CO₂ Vervierfachung entsteht. Dieser Druckunterschied beträgt 4,3 hPa und definiert damit die Größe des direkten Strahlungseffekts der CO₂-Konzentration auf die Wolkenoberkantenhöhe. Im Vergleich zu der maximalen Hebung der Wolkenoberkante, aufgrund der Bodentemperaturerhöhung, von ca. -40 hPa ist der direkte Strahlungseffekt ungefähr zehnmal kleiner als der indirekte Strahlungseffekt. Mit einer Standardabweichung der linearen Regression von 0,321 hPa/K, kann dieses Verhältnis zwischen dem direkten und dem indirekten Strahlungseffekt als ausreichend genau angenommen werden. Die Standardabweichung ist mit dem nichtlinearen Zusammenhang zwischen der Bodentemperaturänderung und der Änderung der Wolkenoberkantenhöhe zu erklären. In der Abbildung 9a ist zu erkennen, dass die Wolkenoberkante während der ersten eineinhalb Kelvin der Bodentemperaturerhöhung nicht so stark fällt, wie während der restlichen Erwärmung. Außerdem schwankt die Höhe der Wolkenoberkante stärker, je größer die Bodentemperaturänderung ist. Der direkte Strahlungseffekt der CO₂-Konzentration ist ebenfalls durch die Änderung der Wolkenoberkantentemperatur mit der Änderung der Bodentemperatur in Abbildung 9b zu erkennen. Hier gibt der y-Achsenabschnitt die Temperaturänderung der Wolkenoberkante an, die ohne eine Bodentemperaturänderung eintritt. Diese Temperaturänderung der Wolkenoberkante beträgt 0,737 K. Wenn eine gesamte Temperaturänderung der Wolkenoberkante von maximal 8 K aufgrund der Bodentemperaturänderung angenommen wird, dann entstehen 9 % dieser Temperaturänderung an der Wolkenoberkante ohne den Einfluss einer Bodentemperaturänderung. Damit macht der direkte Strahlungseffekt der CO₂-Konzentration 9 % des indirekten Strahlungseffekts aus. Dieser Wert ist mit einer Standardabweichung der linearen Regression von 0,08 K/K genau. Da der Zusammenhang zwischen der Bodentemperaturänderung und der Temperaturänderung der Wolkenoberkante, wie in Abbildung 9b deutlich wird, nicht linear ist, ist dieser Wert unerwartet klein. Analog zum Verhältnis zwischen der Änderung der Wolkenoberkantentemperatur und der Änderung der Bodentemperatur schwankt die Änderung der Wolkenoberkantentemperatur stärker, je stärker sich die Bodentemperatur erhöht. Das Ergebnis passt soweit mit der Analyse von Saint-Lu et al. [2022] zusammen, dass ein Teil der Temperaturerhöhung an der Wolkenoberkante durch den direkten Strahlungseffekt von CO₂ entsteht. Allerdings verschiebt sich die Wolkenoberkante nicht nach oben wie es hier der Fall ist. Insgesamt ist dieses Ergebnis sehr interessant, da es zeigt, dass 9 % des indirekten PHAT Strahlungseffekts nicht durch die erhöhte Bodentemperatur verursacht werden, sondern von dem direkten Strahlungseffekt der CO₂-Konzentration.

Die Ergebnisse des Konrad Modells bestätigen, dass der direkte Strahlungseffekt der CO₂-Konzentration ausschließlich durch die Änderung der Strahlungsheizungsrate bestimmt wird. Damit handelt es sich hier um einen reinen Strahlungseffekt, der in der Höhe der Wolkenoberkanten von der Änderung der kurzwelligen Strahlungsheizungsrate bestimmt wird. Unerwarteterweise wirkt sich dieser direkte Strahlungseffekt nicht auf die Höhe der Wolkenoberkante aus, wie in Abbil-

derung 13b deutlich wird. Die vervierfachte CO_2 -Konzentration verringert die maximale diabatische Divergenz in einer Höhe von 136 hPa um $0,02 \text{ day}^{-1}$. Damit ist die Konvektion an der Wolkenoberkante geringer, allerdings bleibt die Höhe und Temperatur der Wolkenoberkante unverändert. Zu diesem Ergebnis sind auch Saint-Lu et al. [2022] gekommen, wodurch dieses Ergebnis gestützt wird. Eine weitere Auffälligkeit in den Ergebnissen des Konrad Modells ist die Höhe der Wolkenoberkante. Mit 136 hPa liegt sie knapp 100 hPa über der Wolkenoberkante des MPI-ESM1.2 Modells vor der Bodentemperaturerhöhung. D.Zelinka and L.Hartmann [2010] und Saint-Lu et al. [2022] sprechen ebenfalls von Wolkenoberkanten rund um 200 hPa. Das deutet auf einen Fehler in der Modellausführung hin, den ich nicht gefunden habe. Mögliche Gründe für dieses Ergebnis könnten eine zu geringe vertikale Auflösung von 500 Schritten zwischen 1000 und 0,001 hPa sein, die den Höhenunterschied nicht auflösen kann. Da die MPI-ESM1.2 Daten eine geringere Auflösung haben und den direkten Strahlungseffekt trotzdem nachweisen können, ist diese Hypothese unwahrscheinlich. Eine weitere Möglichkeit wäre, dass eine noch höhere CO_2 -Konzentration nötig ist, um einen Unterschied in der Wolkenoberkantenhöhe oder Temperatur feststellen zu können. Schließlich könnte das Konrad Modell ein ungeeignetes Instrument für die Frage: „Wie beeinflusst die CO_2 -Konzentration direkt die Oberkante konvektiver Wolken?“ sein. Dagegen spricht, dass Kluft et al. [2019] den FAT und PHAT Strahlungseffekt untersucht haben und zu dem Schluss gekommen sind, dass sich der PHAT Strahlungseffekt gut mit dem Konrad Modell nachweisen lässt. Dabei haben sie sowohl die Bodentemperaturänderung als auch Feuchteverteilung beachtet.

Die Ergebnisse der beiden Modelle können nicht direkt miteinander verglichen werden, da sich in dem MPI-ESM1.2 Modell die Bodentemperatur erhöht und diese im Konrad Modell konstant bleibt. Beispielsweise kann die Abbildung 11 nicht direkt mit der Abbildung 4 verglichen werden, da die langwellige Strahlungsheizungsrate stark von der Bodentemperatur beeinflusst wird. Die kurzwellige Strahlungsheizungsrate ist dagegen unabhängig von der Bodentemperatur und passt gut mit der aus Abbildung 11 zusammen. In beiden Modellen erhöhen sich die kurzwelligen Strahlungsheizungsraten in der oberen Troposphäre und bleiben in der unteren Troposphäre konstant. Allerdings ergänzen sich die Ergebnisse der beiden Modelle und ermöglichen damit die Beantwortung der Fragestellung dieser Arbeit. Die Ergebnisse des MPI-ESM1.2 Modells haben gezeigt, dass es einen direkten Strahlungseffekt der CO_2 -Konzentration auf die Wolkenoberkante gibt. Bei einer vervierfachten CO_2 -Konzentration wird die Wolkenoberkante um 4,3 hPa angehoben und um 0,7 K erwärmt. Damit macht der direkte Strahlungseffekt 9 % der Temperaturänderung der Wolkenoberkante des indirekten Strahlungseffekts aus. Die Höhenänderung der Wolkenoberkante durch den direkten Strahlungseffekt ist zehnmal kleiner als der indirekte. Damit hat der direkte Strahlungseffekt keine signifikanten Auswirkungen auf unser Klima, selbst in einem Szenario mit einer vervierfachten CO_2 -Konzentration. Allerdings zeigen diese Ergebnisse, dass die Auswirkungen von CO_2 auf die Wolkenoberkante nicht als reine Klimarückkopplung definiert werden können, sondern 9 % dem direkten Strahlungseffekt, dem sogenannten 'Forcing' zuzuschreiben sind. Ergänzend dazu zeigen die Ergebnisse des Konrad Modells, dass der direkte Strahlungseffekt der CO_2 -Konzentration ausschließlich durch die Erhöhung der Strahlungsheizungsrate in der oberen Troposphäre bestimmt wird.

6 Zusammenfassung und Ausblick

In dieser Arbeit wurden die Existenz und die Ausmaße eines direkten Strahlungseffekts der CO_2 -Konzentration auf die Wolkenoberkante untersucht. Dafür wurden Daten des MPI-ESM1.2 Modells analysiert, bei denen die CO_2 -Konzentration der Atmosphäre vervierfacht wurde. Mit diesen Daten wurde zusätzlich die PHAT Hypothese von D.Zelinka and L.Hartmann [2010] nachvollzogen. Da

diese Hypothese in vielen anderen Arbeiten bestätigt wurde, wie beispielsweise von Bär [2019], Harrtrop and Hartmann [2013], ist es eine Bestätigung der Daten und der hier verwendeten Methoden, dass ein PHAT Strahlungseffekt gezeigt werden kann. Im weiteren wurde gezeigt, dass die Wolkenoberkante direkt von der CO_2 -Konzentration beeinflusst wird. Die Höhe der Wolkenoberkante sinkt um 4,3 hPa und die Temperatur der Wolkenoberkante steigt um 0,7 K. Diese Ergebnisse sind sehr interessant, da der direkte Strahlungseffekt von CO_2 in dem MPI-ESM1.2 Modell 9 % der Temperaturänderung an der Wolkenoberkante des indirekten PHAT Strahlungseffekts ausmacht. Die Druckänderung an der Wolkenoberkante ist zehnmal kleiner als die des indirekten Strahlungseffekts. Damit sind 9 % der Klimarückkopplung der Wolken ein direkter Strahlungseffekt („Forcing“) der CO_2 -Konzentration. Die Auswirkungen dieses direkten Strahlungseffekts von CO_2 werden allerdings schon in den ersten Jahren nach der CO_2 Vervierfachung von dem indirekten PHAT Effekt überlagert.

Um den Grund für den direkten Strahlungseffekt der CO_2 -Konzentration zu finden, wurde das Konrad Modell verwendet. Hier wurde die CO_2 -Konzentration vervierfacht, während die Bodentemperatur konstant gehalten wurde. Die Ergebnisse bestätigen, dass der direkte Strahlungseffekt von der Änderung der Strahlungsheizungsrate in der oberen Atmosphäre abhängig ist. Die Druck- und Temperaturänderung an der Wolkenoberkante durch den direkten Strahlungseffekt konnten in diesen Ergebnissen nicht nachgewiesen werden.

Da hier nur eine Datenquelle genutzt wurde, um den direkten Strahlungseffekt zu analysieren, sind die Ergebnisse nicht sehr robust. Für aussagekräftigere Ergebnisse sollten mehrere Datenquellen verwendet werden, so dass das Verhältnis des direkten zum indirekten Strahlungseffekt eindeutiger bestimmt werden kann. Ebenso könnte der Teil der Klimarückkopplung, der durch den direkten Strahlungseffekt, zum „Forcing“ gehört, genauer evaluiert werden. Ebenfalls sollte das Konrad Modell mit anderen Einstellungen erneut verwendet werden, um einerseits den Grund für die Änderung der Strahlungsheizungsrate in der oberen Atmosphäre zu ermitteln. Andererseits sollte getestet werden, ob es in dem Konrad Modell einen y-Achsenabschnitt, analog zu dem der MPI-ESM1.2 Daten, gibt, mit dem trotz einer Bodentemperaturerwärmung der direkte Effekt sichtbar wird.

Literatur

- WCRP coupled model intercomparison project (cmip). URL <https://www.wcrp-climate.org/wgcm-cmip>.
- konrad.atmosphere.atmosphere.getstaticstability, 2019. URL https://konrad.readthedocs.io/_autosummary/konrad.atmosphere.Atmosphere.get_static_stability.html.
- Konrad: RRTMG interface, 2021. URL https://atmtools.github.io/konrad/rrtmg_only.html.
- F. Bär. Observational evidence for high cloud changes with changing surface temperature, 2019.
- S. Bühler. Rückkopplungen. Vorlesungsfolien aus der Vorlesung Klimaphysik, Wintersemester 22/23, Meteorologisches Institut, Universität Hamburg.
- S. Dacie, L. Kluft, H. Schmidt, B. Stevens, S. A. Buehler, P. J. Nowack, S. Dietmüller, N. Abraham, and T. Birner. A 1D study of factors affecting the tropical tropopause layer and surface climate. *Journal of Climate*, 32(20), 2019. doi: 10.1175/JCLI-D-18-0778.1.
- N. N. O. Davidson, G. Davis, A. Grübler, T. Kram, E. L. L. Rovere, B. Metz, T. Morita, W. Pepper, H. Pitcher, A. Sankovski, P. Shukla, R. Swart, R. Watson, and Z. Dadi. IPCC SPECIAL REPORT EMISSIONS SCENARIOS: Summary for policymakers. *Intergovernmental Panel on Climate Change*, 2000.
- M. D. Zelinka and D. L. Hartmann. Why is longwave cloud feedback positive? *Journal of Geophysical Research*, 115(D16117):2,3, August 2010. doi: 10.1029/2010JD013817.
- V. Eyring, G. Flato, J. Meehl, C. Senior, B. Stevens, R. Stouffer, and K. T. C. Panel). Overview of the coupled model intercomparison project phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. Presentation slides, März 2018. URL <https://wcrp-cmip.org/cmip-phase-6-cmip6/>.
- J. M. Gregory, W. J. Ingram, M. Palmer, G. S. Jones, P. A. Stott, R. B. Thorpe, J. A. Lowe, T. C. Johns, and K. D. Williams. A new method for diagnosing radiative forcing and climate sensitivity. *Geophysical Research Letters*, 31(3), 2004. doi: 10.1029/2003GL018747.
- B. E. Harrop and D. L. Hartmann. Testing the role of radiation in determining tropical cloud-top temperature. *Journal of Climate*, 25(17), 2013. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00445.1.
- D. L. Hartmann and K. Larson. An important constraint on tropical cloud-climate feedback. *Geophysical Research Letter*, 29(20,1951), 2002. doi: 10.1029/2002GL015835.
- L. Kluft, S. Dacie, S. A. Buehler, H. Schmidt, and B. Stevens. Re-examining the first climate models: Climate sensitivity of a modern radiative-convective equilibrium model. *Journal of Climate*, 32(23), 2019. doi: 10.1175/JCLI-D-18-0774.1.
- Z. Kuang and D. L. Hartmann. Testing the fixed anvil temperature hypothesis in a cloud-resolving model. *Journal of Climate*, 20(10), 2007. doi: 10.1175/JCLI4124.1.
- T. Mauritsen, J. Bader, T. Becker, J. Behrens, M. Bittner, R. Brokopf, V. Brovkin, M. Claussen, T. Crueger, M. Esch, I. Fast, S. Fiedler, D. Fläschner, V. Gayler, M. Giorgetta, D. S. Goll, H. Haak, S. Hagemann, C. Hedemann, C. Hohenegger, T. Ilyina, T. Jahns, D. J. de-la Cuesta, J. Jungclaus, T. Kleinen, S. Kloster, D. Kracher, S. Kinne, D. Kleberg, G. Lasslop, L. Kornbluh, J. Marotzke, D. Matei, K. Meraner, U. Mikolajewicz, K. Modali, B. Möbis, W. A. Müller, J. E. M. S. Nabel, C. C. W. Nam, D. Notz, S.-S. Nyawira, H. Paulsen, K. Peters, R. Pincus, H. Pohlmann, J. Pongratz, M. Popp, T. J. Raddatz, S. Rast, R. Redler, C. H. Reick, T. Rohrschneider,

V. Schemann, H. Schmidt, R. Schnur, U. Schulzweida, K. D. Six, L. Stein, I. Stemmler, B. Stevens, J.-S. von Storch, F. Tian, A. Voigt, P. Vrese, K.-H. Wieners, S. Wilkenskjeld, A. Winkler, and E. Roeckner. Developments in the MPI-M earth system model version 1.2 (MPI-ESM1.2) and its response to increasing CO₂. *JAMES (Journal of Advances in Modeling Earth Systems)*, 11(4):2–4, 2019. doi: 10.1029/2018MS001400.

M. Saint-Lu, S. Bony, and J.-L. Dufresne. Clear-sky control of anvils in response to increased CO₂ or surface warming or volcanic eruptions. *npj climate and atmospheric science*, 2022. doi: 10.1038/s41612-022-00304-z.

7 Danksagung

Ich möchte mich in erster Linie bei meinem Betreuer Stefan Bühler bedanken, der das Thema dieser Arbeit vorgeschlagen hat. Zusammen mit meinem zweiten Betreuer Florian Römer stand er während der gesamten Arbeit immer mit Ratschlägen, Ideen und ermutigenden Worten zur Seite. Auch die Arbeitsgruppe „Klima, Strahlung und Fernerkundung“ hat mir mit sehr hilfreichem Feedback in den wöchentlichen Arbeitsgruppentreffen geholfen. Besonders möchte ich mich auch bei Lennart Mann, Leonie Nellesen, Svea Carstensen und Danja Carstensen bedanken, die sich die Zeit genommen haben, die ersten Entwürfe dieser Arbeit Korrektur zu lesen. Leonie Nellesen und Sven Katenkamp haben meine Motivation als Büro-Kollegen immer gefördert und standen stets mit guten Ratschläge zur Seite. Auch bei meinen Kommilitonen Nellie Sommer, Hannah Breisacher, Isabel Bröder, Sebastian Singer, Bohong Li und David Hafezi Rachtli möchte ich mich bedanken, da sie mich das gesamte Studium über sowohl mental als auch fachlich unterstützt haben. Schließlich möchte ich mich bei Henrik Britz, meinen Eltern und meiner Schwester bedanken, die mich immer wieder motiviert und mich mental unterstützt haben.

Eidesstattliche Erklärung

Ich versichere an Eides statt, dass ich die vorstehende Arbeit selbständig und ohne fremde Hilfe angefertigt und mich anderer als der im beigefügten Verzeichnis angegebenen Hilfsmittel nicht bedient habe. Alle Stellen, die wörtlich oder sinngemäß aus Veröffentlichungen übernommen wurden, sind als solche kenntlich gemacht. Alle Internetquellen sind der Arbeit beigefügt. Des Weiteren versichere ich, dass ich die Arbeit vorher nicht in einem anderen Prüfungsverfahren eingereicht habe und dass die eingereichte schriftliche Fassung der auf dem elektronischen Speichermedium entspricht. Einer Veröffentlichung der vorliegenden Arbeit in der zuständigen Fachbibliothek des Fachbereichs stimme ich zu.

Hamburg, 09.11.2023

Unterschrift