

---

# Eine Methode zur effizienten Bewertung von Maßnahmen zur Klimaaoptimierung des Luftverkehrs

Katrin Dahlmann

---



München, Dezember 2011



---

# Eine Methode zur effizienten Bewertung von Maßnahmen zur Klimaoptimierung des Luftverkehrs

Katrin Dahlmann

---

Dissertation  
an der Fakultät für Physik  
der Ludwig–Maximilians–Universität  
München

vorgelegt von  
Katrin Dahlmann  
aus Wasserburg am Inn

München, Dezember 2011

Erstgutachter: Prof. Dr. Robert Sausen  
Zweitgutachter: Prof. Dr. Bernhard Mayer  
Tag der mündlichen Prüfung: 07.03.2012

## Kurzfassung

Die Klimaerwärmung und deren Folgen stehen immer mehr im Mittelpunkt des öffentlichen Interesses. Der Luftverkehr trägt derzeit zu 3-8% der gesamten anthropogenen Klimaerwärmung bei. Aus diesem Grund werden verstärkt Anstrengungen unternommen, den zukünftigen Luftverkehr klimaoptimal zu gestalten. Für die Klimawirkung des Luftverkehrs spielen neben Kohlendioxid auch die sogenannten Nicht-CO<sub>2</sub>-Emissionen eine große Rolle. Die Wirkung dieser Nicht-CO<sub>2</sub>-Emissionen ist stark vom Emissionsort abhängig, wodurch die Bewertung der Klimawirkung des Luftverkehrs nicht mehr direkt proportional zur Gesamtmenge der Emission ist. Aus diesem Grund ist für eine Bewertung verschiedener Maßnahmen zur Klimaoptimierung des Luftverkehrs ein effizientes Modell notwendig, welches die geografische Variation der Klimawirkung berücksichtigt und in der Lage ist, die Wirkung der verschiedenen Spurenstoffe simultan abzubilden. Im Rahmen dieser Arbeit wurde solch ein Modell (AirClim) weiterentwickelt und verwendet, um Maßnahmen zur Klimaoptimierung des Luftverkehrs zu bewerten.

Das bestehende Klima-Response-Modell AirClim wurde in dieser Arbeit um eine Reihe von Fähigkeiten erweitert. So wurden funktionale Zusammenhänge für die Klimawirkung des langanhaltenden Ozonabbaus und die Wirkung von Kondensstreifen-Zirren abgeleitet und in das Modell eingebaut. Da es für die Bewertung verschiedener Optimierungsmaßnahmen wichtig ist, möglichst flexibel verschiedene Emissionsverläufe berechnen können wurde AirClim so angepasst, dass die Emissionen zu jedem Zeitpunkt variabel gehalten werden können. Dadurch kann AirClim zur Berechnung aller gängigen physikalischen Klima-Metriken verwendet werden.

In der Berechnung der Klimawirkung des Luftverkehrs herrschen teilweise noch große Unsicherheiten, die hauptsächlich durch geringes Prozessverständnis oder Parametrisierungen entstehen. Für eine robuste Bewertung der Klimawirkung ist es daher wichtig, diese Unsicherheiten zu berücksichtigen. Dies wurde in dieser Arbeit im Rahmen einer Monte-Carlo-Simulation durchgeführt. Dabei zeigt sich, dass die Variabilität der absoluten Temperaturänderung groß ist. Wird allerdings der Unterschied relativ zu einem Referenzszenario betrachtet, so werden die Unsicherheiten deutlich geringer und die Klimawirkung ähnlicher Szenarien kann signifikant von der Klimawirkung des Referenzszenarios unterschieden werden.

In dieser Arbeit konnte gezeigt werden, dass es wichtig ist, neben der Höhenabhängigkeit auch die Breitenabhängigkeit der Klimawirkung zu berücksichtigen. So sind eindimensionale Klimafunktionen, die die Breitenabhängigkeit der Klimawirkung nicht berücksichtigen nur bedingt geeignet, die Klimawirkung verschiedener Luftverkehrsszenarien zu bewerten.

Abschließend wurde eine Klimaoptimierung durch Änderung der Flughöhe und der Flugeschwindigkeit bewertet. Dazu wurde die erweiterte Version von AirClim zusammen mit der Monte-Carlo-Simulation in einer interdisziplinären Modellkette angewendet. In dieser wurden für einen aktuellen Flugzeugtyp mit gegebener Triebwerkskonfiguration und einem Routennetz für das Jahr 2006 die Emissionsorte und -mengen für verschiedene Flughöhen und -geschwindigkeiten berechnet und daraus die Betriebskosten und die Klimawirkung quantifiziert. Dabei konnte gezeigt werden, dass durch eine Klimaoptimierung der Flughöhe und -geschwindigkeit mehr als 60% der Klimawirkung dieses Flugzeugtyps eingespart werden können. Dies führt jedoch zu einer Erhöhung der Betriebskosten um 32%. Bei einer geringen Änderung der Betriebskosten (1%) kann die Klimawirkung dieses Flugzeugtyps bereits um 12% reduziert werden.



# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Klimawirkung des Luftverkehrs</b>	<b>7</b>
2.1	Kohlendioxid (CO <sub>2</sub> ) . . . . .	8
2.2	Wasserdampf (H <sub>2</sub> O) . . . . .	8
2.3	Stickoxide (NO <sub>x</sub> ) . . . . .	10
2.3.1	Photochemie . . . . .	10
2.3.2	Ozon (O <sub>3</sub> ) . . . . .	12
2.3.3	Methan (CH <sub>4</sub> ) . . . . .	13
2.4	Kondensstreifen . . . . .	14
2.4.1	Linienförmige Kondensstreifen . . . . .	15
2.4.2	Kondensstreifen-Zirrus . . . . .	15
2.5	Aerosole . . . . .	16
<b>3</b>	<b>Metriken</b>	<b>17</b>
3.1	Anforderungen bei der Wahl von Metriken . . . . .	17
3.2	Welche Metriken gibt es? . . . . .	19
3.2.1	Radiative Forcing (RF) und Radiative Forcing Index (RFI) . . . . .	20
3.2.2	Global Warming Potential (GWP) . . . . .	21
3.2.3	Global Temperature Potential (GTP) . . . . .	23
3.2.4	Average Temperature Response (ATR) . . . . .	24
3.2.5	Sozioökonomische Metriken . . . . .	25
3.3	Klimafragen und die richtige Metrik . . . . .	25
3.4	Metriken zur Klimabewertung verschiedener Flugzeugtechnologien . . . . .	27
<b>4</b>	<b>Das Klima-Response-Modell AirClim</b>	<b>29</b>
4.1	Prinzip eines Klima-Response-Modells . . . . .	29
4.2	AirClim 1.0 . . . . .	30
4.2.1	Atmosphärische Emissions-Response-Funktionen . . . . .	30
4.2.2	Konzentrationsänderung der strahlungsrelevanten Spurenstoffe . . . . .	32
4.2.3	Berechnung des Strahlungsantriebes . . . . .	33
4.2.4	Temperaturänderung als Klimawirkungsindikator . . . . .	34
4.2.5	Berücksichtigung der Unsicherheiten . . . . .	35

<b>5</b>	<b>Erweiterungen des Klima-Response-Modells (AirClim 2.0)</b>	<b>37</b>
5.1	Erweiterungen . . . . .	37
5.1.1	Variables Emissionsszenario . . . . .	37
5.1.2	Variables Hintergrundszenario . . . . .	38
5.1.3	Absolute Klimawirkung . . . . .	38
5.1.4	Langanhaltender Ozonabbau . . . . .	39
5.1.5	Kondensstreifen-Zirrus . . . . .	39
5.2	Evaluierung von AirClim . . . . .	42
5.2.1	Vergleich von AirClim und ECHAM . . . . .	42
5.2.2	Vergleich von AirClim mit anderen Klimamodellen . . . . .	45
<b>6</b>	<b>Die Monte-Carlo-Simulation</b>	<b>49</b>
6.1	Definition . . . . .	49
6.2	Externe Monte-Carlo-Simulation . . . . .	49
6.3	Interne Monte-Carlo-Simulation . . . . .	51
6.4	Unsicherheitsbereiche . . . . .	52
6.4.1	Lebenszeit . . . . .	52
6.4.2	Strahlungsantrieb . . . . .	52
6.4.3	Klimasensitivität . . . . .	53
6.4.4	Hintergrundszenario . . . . .	54
<b>7</b>	<b>Unsicherheiten in der Bewertung der Klimawirkung</b>	<b>55</b>
7.1	Datenbeschreibung . . . . .	55
7.2	Unsicherheiten aus atmosphärischen Prozessen . . . . .	57
7.3	Unsicherheiten der Klimawirkung des heutigen Flugverkehrs . . . . .	59
7.4	Sensitivitätsanalyse . . . . .	61
7.5	Zusammenfassung . . . . .	65
<b>8</b>	<b>Kritische Analyse eindimensionaler Klimafunktionen</b>	<b>67</b>
8.1	Beschreibung der 1-D-Klimafunktionen . . . . .	67
8.2	Bedeutung der Breitenabhängigkeit . . . . .	68
8.2.1	Methodenbeschreibung . . . . .	69
8.2.2	Breitenabhängigkeit . . . . .	72
8.2.3	Einfluss der Kondensstreifen-Zirren . . . . .	76
8.2.4	Modellabhängigkeit . . . . .	80
8.2.5	Zusammenfassung und Diskussion . . . . .	82
<b>9</b>	<b>Optimierung des Flugzeugdesigns mit Hilfe der CATS Modellkette</b>	<b>85</b>
9.1	Methodenbeschreibung . . . . .	86
9.1.1	Modellbeschreibung . . . . .	86
9.1.2	Konfiguration . . . . .	88
9.2	Ergebnisse . . . . .	90
<b>10</b>	<b>Zusammenfassung und Ausblick</b>	<b>97</b>

<b>A Modellbeschreibung</b>	<b>103</b>
<b>B Signifikanzbetrachtung</b>	<b>107</b>
<b>C Tabellen</b>	<b>109</b>
<b>Abbildungsverzeichnis</b>	<b>114</b>
<b>Tabellenverzeichnis</b>	<b>121</b>
<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>123</b>



# Kapitel 1

## Einleitung

Die Klimaerwärmung und deren Folgen stehen vor allem seit dem letzten Bericht des Weltklimarates im Jahre 2007 (IPCC, 2007) immer mehr im Mittelpunkt des öffentlichen Interesses. Dort wurde gezeigt, dass die global gemittelte bodennahe Temperatur in den letzten 100 Jahren um etwa  $0.6^{\circ}\text{C}$  gestiegen ist. Die steigende Temperatur führt einerseits durch die thermische Ausdehnung, andererseits durch das Abschmelzen von Landeis Massen zu einer mittleren Erhöhung des Meeresspiegels um  $1.8\text{ mm/a}$  seit 1960 (IPCC, 2007) und damit zu einer Gefahr für die Bevölkerung. Es wird als äußerst wahrscheinlich angesehen, dass diese Erwärmung durch vom Menschen verursachte Emissionen von Treibhausgasen hervorgerufen wurde.

Hierbei ist der Luftverkehr derzeit für 3-8% der gesamten anthropogenen Klimawirkung<sup>1</sup> verantwortlich (Lee et al., 2009). Da der Luftverkehr mit einem jährlichen Wachstum von 4.8% (Airbus, 2010) zu den am stärksten wachsenden Sektoren gehört, wird er in Zukunft noch an Bedeutung gewinnen. Aus diesem Grund werden verstärkt Anstrengungen unternommen, den zukünftigen Luftverkehr klimaaoptimal zu gestalten. Eine Möglichkeit hierfür ist, die Klimawirkung eines Flugzeuges bereits im Flugzeugvorentwurf zu berücksichtigen. Dabei reicht es nicht aus, nur den Treibstoffverbrauch und damit die  $\text{CO}_2$ -Emissionen zu verringern, da für den Luftverkehr auch die sogenannten Nicht- $\text{CO}_2$ -Effekte eine große Rolle spielen (IPCC, 1999). Zu den wichtigen Nicht- $\text{CO}_2$ -Effekten gehören die Wasserdampfemission (IPCC, 1999), die Bildung von linienförmigen Kondensstreifen (Schumann, 1996) und die daraus entstehenden Kondensstreifen-Zirren (Minnis et al., 1998) sowie die  $\text{NO}_x$ -Emissionen, die zu einer Änderung der Ozon- und Methankonzentration führen (z. B. Groß et al., 1998). Diese Nicht- $\text{CO}_2$ -Effekte sind vor allem für den Luftverkehr wichtig und müssen in geeigneter Form berücksichtigt werden, da die Wirkungen der Nicht- $\text{CO}_2$ -Emissionen stark vom Emissionsort abhängen (z. B. Schumann, 2000; Lacis et al., 1990). So zeigen, zum Beispiel Dahlmann et al. (2011), dass die Ozonproduktionseffizienz für  $\text{NO}_x$ -Emissionen des Luftverkehrs mehr als doppelt so hoch ist, wie die von bodennahen Emissionsquellen, wie zum Beispiel Straßenverkehr. Auch die Klimawirkung einer normierten Ozonänderung ist für den Luftverkehr deutlich größer als für eine bodennahe Quelle, da die Strahlungswirkung eines Treibhausgases mit zunehmender Temperaturdifferenz zwischen Boden und Absorptionsschicht zunimmt (Lacis et al., 1990). Auch die Bildung von Kondensstreifen ist stark von der geografischen Breite und der geometrischen Höhe, in der geflogen wird, abhängig, da sich Kondensstreifen nur in Regionen

---

<sup>1</sup>Gemessen als Strahlungsantrieb

bilden, in denen die Luft eisübersättigt ist, was vor allem im Bereich der Tropopause der Fall ist (Sausen et al., 1998). Durch die Höhen- und Breitenabhängigkeit der Klimawirkung verschiedener Emissionen ist die Bewertung der Klimawirkung des Luftverkehrs nicht mehr direkt proportional zur Gesamtmenge der Emission und entgegengesetzte Effekte können auftreten: Fliegt ein Flugzeug zum Beispiel in größeren Höhen, sinkt der Treibstoffverbrauch aufgrund des geringeren Luftwiderstands, gleichzeitig steigt aber der Klimaeinfluss anderer Emissionen (z. B. über Ozonbildung). Dies bewirkt, dass die Klimawirkung eines Flugzeuges zunehmen kann, obwohl der spezifische Treibstoffverbrauch sinkt. Aus diesem Grund ist es für eine umfassende Minimierung der gesamten Klimawirkung notwendig ein effizientes Modell zur Bewertung des Luftverkehrs zur Verfügung zu haben, welches in der Lage ist, die Wirkung der verschiedenen Spurenstoffe simultan abzubilden und die oben beschriebene geografische Variation der Klimawirkung berücksichtigt. Zusätzlich muss dieses Modell effizient rechnen, damit eine Vielzahl (ca. 400) an Optionen und Szenarien analysiert und auf diese Weise zum Beispiel Flugzeuge klimaoptimiert werden können.

Ein Modell für die Bewertung der Klimawirkung des Luftverkehrs bildet die Wirkung der Luftverkehrsemissionen auf die chemische und physikalische Zusammensetzung der Atmosphäre ab, charakterisiert so die Änderung der Strahlungsbilanz und quantifiziert damit die Wirkung der Emissionen auf das Klima. Es gibt eine Reihe unterschiedlich komplexer Modelle, die von dreidimensionalen Klima-Chemie-Modellen bis hin zu Modellen ohne die Berücksichtigung geografischer Abhängigkeiten reichen. Die höchste Komplexität haben dabei dreidimensionale Klima-Chemie-Modelle. Diese bilden eine Vielzahl an atmosphärischen Prozessen explizit ab und berücksichtigen dadurch sowohl die Ortsabhängigkeit der Wirkung der Emissionen als auch die Abhängigkeit der Wirkung von der Tages- oder Jahreszeit. Klima-Chemie-Modelle erlauben, die Wirkung eines globalen Emissionskatasters auf die chemische Zusammensetzung und das Klima zu bestimmen. Hierfür werden in der Regel zwei Realisierungen durchgeführt, aus deren Vergleich das zu analysierende Signal identifiziert wird (z. B. eine Simulation mit und eine ohne Luftverkehr). Es gibt verschiedene Studien, die die Wirkung des gesamten Luftverkehrs oder einzelner Spezies auf das Klima mit Hilfe von Klima-Chemie-Modellen berechnet haben (z. B. Sausen et al., 2005; Hoor et al., 2009; Burkhardt und Kärcher, 2011). Auch der Einfluss von Flughöhenänderungen wurde anhand einer Parameterstudie bereits mit komplexen Klima-Chemie-Modellen berechnet. Sausen et al. (1998) haben z. B. den Einfluss einer einfachen Verschiebung des Luftverkehrs auf die Bildung von Kondensstreifen untersucht. Im Rahmen des TRADEOFF-Projektes wurde der Einfluss einer Änderung der Flughöhe auf das Klima in Parameterstudien (Grewe et al., 2002) sowie mit vier vorberechneten globalen Emissionsszenarien untersucht (Fichter et al., 2005; Gauss et al., 2006; Fichter, 2009). Jedoch ist die Berechnung der Klimawirkung mit Hilfe komplexer Klima-Chemie-Modelle sehr rechenzeintensiv, wodurch die Berechnung einer Vielzahl von Optionen, wie sie zur Klimaoptimierung von Flugzeugen notwendig ist, nicht realisierbar ist.

Eine andere Modellgruppe, die zur Klimabewertung des Luftverkehrs verwendet werden kann, sind die linearen Response-Modelle (0-D, z. B. Sausen und Schumann, 2000). Dabei wird der aus einer Klima-Simulation berechnete globale Strahlungsantrieb für ein Referenzjahr mit der zeitlichen Entwicklung der Emissionen skaliert und daraus ein zeitlicher Verlauf der Temperaturänderung berechnet. Dieser Ansatz ist auch Grundlage für das Response-Modell LinClim, das zusätzlich zu CO<sub>2</sub> und Ozon auch die Wirkung von Methan, Wasserdampf, linienförmigen Kondensstreifen, Sulfat und Ruß berücksichtigt (Lim und Lee, 2006). Lineare Response-Modelle werden in verschiedenen Studien verwendet (z. B. Mahashabde et al., 2011), da diese

Modelle eine sehr geringe Rechenzeit haben und einfach verwendet werden können. Die Wirkung der Emissionen hängt dabei von der im Klimamodell gewählten Emissionsverteilung ab. Jedoch kann der Einfluss von Änderungen der Höhen- oder Breitenverteilung der Emissionen verschiedener Szenarien nicht berücksichtigt werden, wodurch lineare Response-Modelle zur Klimabewertung verschiedener Flugmissionen nicht geeignet sind.

Eindimensionale Klimafunktionen für die Bewertung der Klimawirkung berücksichtigen eine Höhenabhängigkeit der Klimawirkung. Svensson et al. (2004) haben mit einfachen parametrischen Methoden die Höhenabhängigkeit der Wirkungen von Kohlendioxid, Wasserdampf und Stickoxiden abgeschätzt. Köhler et al. (2008) haben zur Berechnung der eindimensionalen Klimafunktion für Stickoxide,  $\text{NO}_x$ -Emissionen in verschiedenen Flugniveaus nacheinander erhöht und daraus den resultierenden Strahlungsantrieb in Abhängigkeit von der geometrischen Höhe der Emission mit einem Chemie-Transport-Modell (p-TOMCAT) berechnet. Rädcl und Shine (2008) haben aus Beobachtungen eine eindimensionale Klimafunktion für linienförmige Kondensstreifen erstellt. Für die Berechnung der Klimafunktionen wird eine geografische Verteilung der Emissionen entsprechend des heutigen Luftverkehrs angenommen. Diese Klimafunktionen werden in einer Reihe von Studien zur Bewertung der Klimawirkung unterschiedlicher Flugzeugtechnologien verwendet (z. B. Egelhofer, 2008; Schwartz und Kroo, 2009). Jedoch berücksichtigen eindimensionale Klimafunktionen nicht die Breitenabhängigkeit der Klimawirkung. Fraglich ist hierbei, inwieweit diese eindimensionalen Modelle in der Lage sind, gültige Aussagen über die Flugroutenoptimierung zu liefern, da der Einfluss einer sich ändernden Breitenverteilung der Emissionen dabei nicht berücksichtigt wird.

Ein Modell, das die Höhen- und Breitenabhängigkeit der Klimawirkung berücksichtigt und zudem sehr effizient rechnet, ist das Klima-Response-Modell AirClim, das von Grewe und Stenke (2008) entwickelt wurde. Grundlage für dieses Modell ist ebenfalls das lineare Response-Modell von Sausen und Schumann (2000), allerdings kann der Strahlungsantrieb für das Referenzjahr direkt in AirClim berechnet werden. Dazu wurde der Response (Konzentrationsänderung, Strahlungsantrieb) einer normierten Emission in vorgegebenen Regionen auf das Klima einmalig mit einem Klima-Chemie-Modell vorberechnet. Dieser ortsabhängige Response wird dann mit der Emission am jeweiligen Ort multipliziert und daraus ergibt sich ein globaler Strahlungsantrieb so wie eine globale Temperaturänderung. Die ursprüngliche Version von AirClim, die in Grewe und Stenke (2008) beschrieben ist, war für Überschallverkehr und damit für Emissionen in großen Höhen ausgelegt. Dieses Modell wurde zum Beispiel erfolgreich dazu verwendet, die Klimawirkung verschiedener Überschallflugzeuge zu bewerten (Grewe et al., 2010a). In Fichter (2009) wurden die Emissionsregionen für den Unterschallverkehr angepasst und das Modell zur Bewertung einer Änderung der Flughöhe verwendet. Dabei zeigt sich, dass AirClim die Bewertung solcher Höhenvariationen erlaubt und mit einem komplexen Klima-Chemie-Modell übereinstimmende Ergebnisse liefert. Der Vorteil des Klima-Response-Modells AirClim ist, dass es eine sehr geringe Rechenzeit benötigt, wodurch eine Vielzahl verschiedener Szenarien berechnet werden können und dennoch sowohl die Höhen- als auch die Breitenabhängigkeit der Wirkung der Emissionen auf das Klima berücksichtigt werden. Das Klima-Response-Modell AirClim beinhaltet die Klimaeffekte von Kohlendioxid, Wasserdampf, Ozon, Methan und linienförmigen Kondensstreifen. Jedoch beinhaltet es nicht die Wirkung des langlebigen Ozonabbaus ( $\text{O}_3^{\text{pm}}$ ), der Kondensstreifen-Zirren, sowie die Wirkung von Ruß und Sulfat.

Ziel meiner Dissertation ist es, die Klimawirkung verschiedener Maßnahmen zur Klimaoptimierung des Luftverkehrs effizient zu berechnen. Zur Bewertung der Klimawirkung wurde im

Rahmen dieser Arbeit das Klima-Response-Modell AirClim um eine Reihe von Funktionen erweitert. Wichtig dabei ist vor allem, die Berücksichtigung der Wirkung von Kondensstreifen-Zirren sowie des langanhaltenden Ozonabbaus. Damit AirClim möglichst vielseitig einsetzbar ist, wird der Emissionsverlauf möglichst flexibel gestaltet, damit eine Reihe verschiedener Metriken und dazu passende Emissionsverläufe berechnet werden können. Dies ist wichtig, da je nachdem welche Frage beantwortet werden soll, eine bestimmte Metrik mit passendem zeitlichem Verlauf der Luftverkehrsemissionen zur Bewertung verwendet werden muss.

Da eine Klimabewertung mit einer Unsicherheit verbunden ist, wird diese im Rahmen meiner Arbeit mit Hilfe einer Monte-Carlo-Simulation systematisch analysiert. Dies ist bei der Berechnung der Klimawirkung des Luftverkehrs besonders wichtig, da hier teilweise sehr große Unsicherheiten herrschen. So besteht bei der Berechnung des Strahlungsantriebes von Kondensstreifen noch eine Unsicherheit von mehr als 50% (Lee et al., 2009). Die Unsicherheiten werden unter Verwendung einer von mir entwickelten Monte-Carlo-Simulation untersucht, bei der verschiedene Parameter, die zur Unsicherheit der Klimawirkung beitragen, zufällig innerhalb der Unsicherheitsbereiche variiert werden. Mit Hilfe dieser Unsicherheitsanalyse werden eine Reihe von Vorstudien durchgeführt, um zu untersuchen wie robust die Ergebnisse hinsichtlich der Wahl der Unsicherheitsbereiche und der verwendeten Monte-Carlo-Simulation sind. Außerdem wird mit Hilfe des Klima-Response-Modells untersucht, inwieweit eindimensionale Klimafunktionen zur Bewertung verschiedener Luftverkehrsszenarien geeignet sind.

Schließlich wird das weiterentwickelte Klima-Response-Modell AirClim 2.0 zusammen mit der enthaltenen Unsicherheitsabschätzung im Rahmen dieser Arbeit in einer Modellkette eingesetzt, die in Zusammenarbeit mit anderen Instituten entwickelt wurde. Diese Modellkette beinhaltet unter anderem Modelle zur Berechnung der Flugzeugtrajektorien, der Emissionen und der Betriebskosten. Dadurch wird sowohl der Einfluss des Flugzeugdesigns und der Betriebspunkte auf die Emissionsmenge als auch die unterschiedliche Höhen- und Breitenverteilung der Emissionen bei der Berechnung der Klimawirkung berücksichtigt. Neben der Klimawirkung werden auch die verursachten Änderungen der Betriebskosten untersucht, um eine möglichst kosteneffiziente und damit umsetzbare Reduzierung der Klimawirkung zu erreichen.

Mit Hilfe der in meiner Arbeit entwickelten Methoden werden drei wesentliche Fragestellungen beantwortet:

- Können eindimensionale Klimafunktionen zur Bewertung verschiedener Luftverkehrsszenarien verwendet werden?
- Kann die Klimawirkung verschiedener Luftverkehrsszenarien, signifikant unterschieden werden, obwohl große Unsicherheiten in der Berechnung der Klimawirkung existieren?
- Wie kann die Klimawirkung eines Flugzeuges durch Veränderung des Betriebspunktes (Höhe und Geschwindigkeit) minimiert werden, und welche ökonomischen Einbußen entstehen dabei?

Meine Dissertation ist wie folgt aufgebaut: Zuerst wird ein Überblick über die Wirkung verschiedener Luftverkehrsemissionen und deren Abhängigkeit vom Emissionsort gegeben (Kap. 2). Anschließend wird gezeigt, mit welchen Maßzahlen, sogenannten Metriken, sich diese Klimawirkungen vergleichen lassen und worauf bei der Wahl der Metrik zu achten ist (Kap. 3). In Kap. 4 wird die Methode des Klima-Response-Modells AirClim beschrieben, mit

---

dem die Klimawirkung berechnet wird. Dabei wird zuerst das Grundprinzip eines Response-Modells und die bisherige Version des Klima-Response-Modells AirClim 1.0 beschrieben. Anschließend werden die Erweiterungen zu AirClim 2.0, die im Rahmen meiner Arbeit entwickelt und eingebaut wurden, genau beschrieben und eine Verifizierung der Ergebnisse mit dem Klima-Chemie-Modell E39CA und mit anderen Klima-Modellen gezeigt (Kap. 5). Die Monte-Carlo-Simulation, die zur Berechnung der Unsicherheit der Klimawirkung verwendet wird, ist in Kap. 6 beschrieben. Diese Monte-Carlo-Simulation wird in Kap. 7 dazu verwendet, um anhand von vier Emissionskatastern zu demonstrieren, dass eine Analyse von Unterschieden zwischen sehr ähnlichen Szenarien statistisch signifikant möglich ist. Zusätzlich wird eine Reihe von Vorstudien durchgeführt, um zu zeigen, dass diese Ergebnisse hinsichtlich unterschiedlicher Unsicherheitsannahmen robust sind. In Kap. 8 wird untersucht, unter welchen Bedingungen eine Verwendung von eindimensionalen Klimafunktionen möglich ist und wann die Verwendung dieser Klimafunktionen keine zufriedenstellenden Ergebnisse liefern. Anhand einer interdisziplinären Simulationskette wird in Kap. 9 gezeigt, dass das Modellsystem effizient für die Bewertung der Klimawirkung verschiedener Flugprofile verwendet werden kann und dass man auf diese Weise ein gutes Verständnis für die Zusammenhänge zwischen den Betriebspunkten (Flughöhe und Geschwindigkeit), deren Klimawirkung und Kosten erzielt. Am Ende dieser Arbeit werden die Ergebnisse zusammengefasst und ein kleiner Ausblick über zukünftige Anwendungsbereiche des jetzigen Modellsystems gegeben. Außerdem werden anhand zukünftiger Fragestellungen aufgezeigt, welche Modellentwicklungen in Zukunft erforderlich werden könnten.



# Kapitel 2

## Klimawirkung des Luftverkehrs

In dieser Arbeit wird der Unterschied in der Klimawirkung verschiedener Maßnahmen zur Klimaoptimierung des Luftverkehrs untersucht. Dazu muss zunächst der Begriff Klima definiert werden. Klima ist nach IPCC (2007) definiert als mittleres Wetter oder statistisch beschrieben als Mittelwert und Variabilität der relevanten Parameter über eine Zeitspanne von Monaten, Jahrhunderten oder sogar Jahrtausenden. Eine typische Zeitspanne der Mittelung sind 30 Jahre. Relevante Parameter sind meist Bodenwerte wie bodennahe Temperatur, Niederschlag und Wind (IPCC, 2007). Zur Vereinfachung wird in dieser Arbeit eine global gemittelte Temperatur betrachtet, die repräsentativ für das gesamte Klima ist. Die Temperatur der Atmosphäre wird hauptsächlich durch die Strahlungsbilanz der Atmosphäre bestimmt. Kurzwellige Strahlung der Sonne wird in der Atmosphäre oder an der Erdoberfläche absorbiert oder reflektiert. Durch die Absorption von Strahlung erwärmen sich die Atmosphäre und die Erdoberfläche und strahlen dadurch Energie in Form langwelliger Strahlung ab. Über einen längeren Zeitraum stellt sich ein Gleichgewicht zwischen eingehender und ausgehender Strahlung ein. Werden zusätzlich strahlungsaktive Gase (sogenannte Treibhausgase) aus Emissionsquellen, wie zum Beispiel Verbrennung oder mikrobiologischen Prozessen, emittiert, wird ein Teil der ausfallenden Strahlung in der Atmosphäre wieder absorbiert oder zurück zur Erde reflektiert, wodurch die Strahlungsbilanz der Atmosphäre verändert wird. In diesem Zusammenhang spricht man von einer Störung der Strahlungsbilanz, die durch eine Störung, also der Änderung der Konzentration der Treibhausgase, in der Atmosphäre hervorgerufen wird. Um einen Gleichgewichtszustand zu erreichen, erwärmt sich die Atmosphäre so lange, bis die Strahlungsbilanz wieder ausgeglichen ist. Als Maß für die Klimawirkung dient hier der Strahlungsantrieb (Radiative Forcing, RF, siehe Kap. 3.2.1), der die Änderung der Strahlungsbilanz seit der vorindustriellen Zeit bezeichnet.

Flugzeuge können durch ihre Emissionen die Strahlungsbilanz der Erde in der eben beschriebenen Weise beeinflussen, indem sie Kohlendioxid, Wasserdampf, Stickoxide und Aerosole, wie z. B. Ruß oder Sulfat emittieren. Die emittierten Spurenstoffe können anhand ihrer Klimawirkung in zwei Kategorien eingeteilt werden, direkt und indirekt. Ein Teil beeinflusst das Klima direkt, in dem es solare und/oder terrestrische Strahlung absorbiert oder reflektiert (Kohlendioxid, Wasserdampf, Ruß). Ein anderer Teil der emittierten Spurenstoffe beeinflusst das Klima indirekt, indem es aufgrund von physikalischen oder chemischen Prozessen die Konzentration anderer klimawirksamer Gase oder optische Eigenschaften von Wolken beeinflusst

(Stickoxide, Aerosole). Im Folgenden wird der Einfluss der emittierten Spurenstoffe auf die chemische und physikalische Zusammensetzung der Atmosphäre und die Bewölkung sowie die dadurch entstehende Änderung des Strahlungsantriebes für Kohlendioxid, Wasserdampf, Stickoxide, Kondensstreifen und Aerosole beschrieben. Eine Übersicht über den Strahlungsantrieb des Luftverkehrs im Jahr 2005, der durch Emissionen seit Beginn des Luftverkehrs verursacht wurde, wurde in Lee et al. (2009) erstellt und ist in Abb. 2.1 dargestellt.

## 2.1 Kohlendioxid (CO<sub>2</sub>)

Kohlendioxid ist eines der wesentlichen Treibhausgase. In den Flugzeugturbinen werden die im Kerosin enthaltenen Kohlenwasserstoffe mit dem Sauerstoff der Luft zu CO<sub>2</sub> und H<sub>2</sub>O oxidiert. So werden bei der Verbrennung von einem Kilogramm Kerosin etwa 3.15 Kilogramm CO<sub>2</sub> emittiert. Kohlendioxid absorbiert in der Atmosphäre vor allem bei 15 μm, also im sogenannten terrestrischen Spektralbereich, während es die Solarstrahlung kaum beeinflusst, wodurch es insgesamt zu einer Erwärmung der Atmosphäre führt.

Wesentlich für die Wirkung von CO<sub>2</sub>-Emissionen auf das Klima ist die Lebensdauer des Gases in der Atmosphäre. Ein Großteil der Kohlendioxidstörung ist nach einer Lebenszeit von etwa 80 Jahren abgebaut (Hasselmann et al., 1997). Eine natürliche Senke von CO<sub>2</sub> ist die Aufnahme durch den Ozean. Durch die, im Vergleich zu synoptischen Zeitskalen, lange Lebenszeit wird CO<sub>2</sub> gleichmäßig in der Atmosphäre verteilt. Dadurch ist die Klimawirkung von CO<sub>2</sub> nahezu nicht abhängig vom Emissionsort, sondern nur von der Stärke der Gesamtemission.

Da entsprechend eine hohe Hintergrundkonzentration vorliegt, ist der relative Beitrag der Jahresemissionsmenge des Luftverkehrs zahlenmäßig gering, jedoch reichern sich die CO<sub>2</sub>-Emissionen aufgrund der langen Lebenszeit in der Atmosphäre an. Dies führte im Jahr 2005 zu einem Strahlungsantrieb von 28 mW/m<sup>2</sup> (Lee et al., 2009, Abb. 2.1). Der Grad des wissenschaftlichen Verständnisses (Level Of Scientific Understanding, LOSU) wird hierbei hoch eingeschätzt, da Kohlendioxid in der Atmosphäre an keinen starken Umwandlungs- oder Abbauprozessen teilnimmt. Wichtig ist gerade bei Kohlendioxid, dass die Hintergrundkonzentration von CO<sub>2</sub> für die Strahlungswirkung einer CO<sub>2</sub>-Störung aufgrund der spektralen Absorptionscharakteristika wesentlich ist (Ramaswamy et al., 2001). Hieraus ergibt sich, dass für die Berechnung der Klimawirkung von Kohlendioxid sowohl die Gesamtemission der Vergangenheit als auch die Hintergrundkonzentration bekannt sein muss.

## 2.2 Wasserdampf (H<sub>2</sub>O)

Ähnlich wie Kohlendioxid absorbiert auch Wasserdampf (H<sub>2</sub>O) die Strahlung hauptsächlich im terrestrischen Spektralbereich (hier: 5-8 μm). Wasserdampf ist etwa für zwei Drittel des natürlichen Treibhauseffektes verantwortlich (Kiehl und Trenberth, 1997). Die Lebenszeit von Wasserdampf steigt stark mit der Höhe an, und beträgt in der unteren Troposphäre nur weniger Stunden, während sie in der unteren Stratosphäre auf sechs Monate ansteigt (Grewe und Stenke, 2008). Zusätzlich nimmt die Hintergrundkonzentration von Wasserdampf um mehrere Größenordnungen ab.

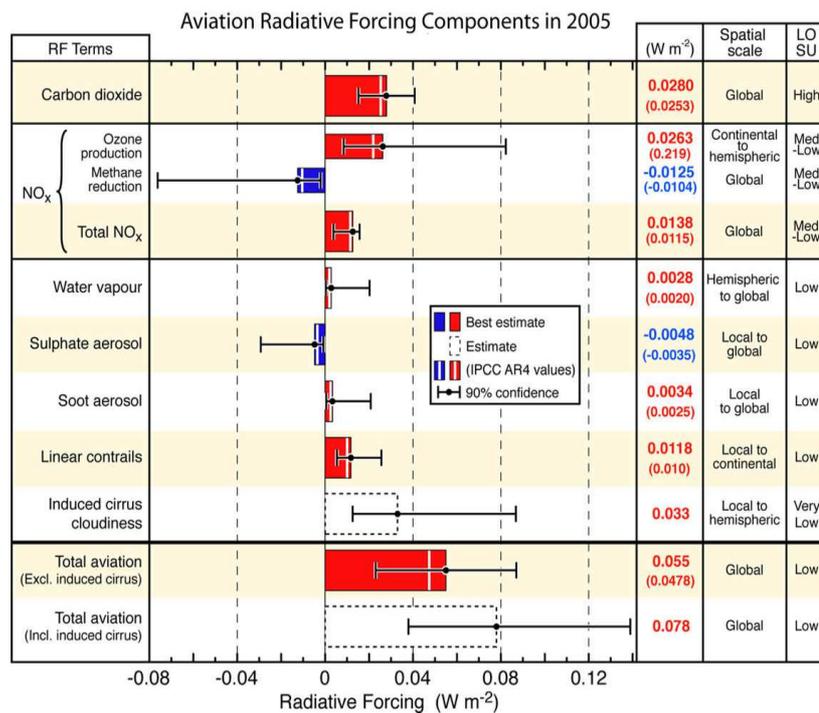


Abbildung 2.1: Strahlungsantrieb der einzelnen Komponenten des weltweiten Luftverkehrs von 1850 bis 2005. Die Balken stellen eine beste Schätzung dar. Die angegebenen Fehlerbalken entsprechen dem 90%-Konfidenzintervall. In den Spalten stehen der Strahlungsantrieb in W/m<sup>2</sup>, die geografische Verteilung und der Grad des wissenschaftlichen Verständnis (Level of scientific understanding, LOSU). Aus Lee et al. (2009).

Neben Kohlendioxid entsteht bei der Verbrennung von Kerosin auch Wasserdampf, dessen Emission ebenso direkt proportional zum Treibstoffverbrauch ist. Pro verbranntes Kilogramm Kerosin werden im Mittel 1.26 kg Wasserdampf emittiert. Die Wirkung des Wasserdampfes hängt hauptsächlich von der Lebenszeit der Störung und der entsprechenden Hintergrundkonzentration ab, aber auch von der Temperaturdifferenz zwischen Boden und Absorptionsschicht und damit der Höhe des Emissionsortes. Dadurch steigt die Klimawirkung einer Wasserdampfemission stark mit der Höhe an. In geringen Höhen trägt die Wasserdampfemission nur zu einem geringen Teil zur Klimawirkung des Luftverkehrs bei. So lag der Strahlungsantrieb von Wasserdampf für den Luftverkehr im Jahr 2005 bei  $2.8 \text{ mW/m}^2$  (Lee et al., 2009, Abb. 2.1). Dennoch ist es wichtig, die Wirkung der Wasserdampfemission des Luftverkehrs zu berücksichtigen, da für Flüge in größeren Höhen (z. B. Überschallverkehr) der Wasserdampf eine entscheidende Rolle spielen kann (z. B. IPCC, 1999; Grewe und Stenke, 2008). Durch die starke natürliche Variabilität des Wasserdampfes kann der relativ geringe Luftverkehrseffekt in Modellen nur mit einer hohen Unsicherheit quantifiziert werden. Aus diesem Grund wird der Grad des wissenschaftlichen Verständnis mit gering angegeben und die Unsicherheiten in der Bestimmung des Effektes sind relativ groß (Abb. 2.1).

## 2.3 Stickoxide ( $\text{NO}_x$ )

Stickoxide ( $\text{NO}_x = \text{NO} + \text{NO}_2$ ) werden ebenfalls bei Verbrennungsprozessen freigesetzt. In der Brennkammer werden Stickstoff ( $\text{N}_2$ ) und Sauerstoff ( $\text{O}_2$ ) aus der Umgebungsluft zu NO oxidiert. NO wird in der Atmosphäre zu  $\text{NO}_2$  umgewandelt und es entsteht ein Gleichgewicht zwischen NO und  $\text{NO}_2$ . Wie viel Stickoxid bei der Verbrennung entsteht, hängt wesentlich von Triebwerkstemperatur, -druck und -design ab (z. B. Ruijgrok und Van Paassen, 2006). Die Menge an emittiertem  $\text{NO}_x$  pro verbrauchtem kg Treibstoff wird als Emissionsindex  $\text{EI}_{\text{NO}_x}$  in der Einheit  $\text{g}(\text{NO}_2)/\text{kg}(\text{Treibstoff})$  angegeben. Typische Werte heutiger Flugzeuge im Reiseflug liegen zwischen 11 und 14 g/kg. Stickoxide selbst haben durch die geringe Konzentration nur einen sehr geringen Einfluss auf die Strahlungsbilanz der Atmosphäre, beeinflussen jedoch durch chemische Reaktionen die Konzentration der Treibhausgase Ozon und Methan. Wesentlich für die Wirkung der Stickoxide ist, dass die kurzfristige Wirkung auf Ozon ein positives Vorzeichen hat, während die Wirkung aufgrund der Methanänderung und der langfristige Einfluss auf Ozon ein negatives Vorzeichen haben.

### 2.3.1 Photochemie

Die Ozonchemie ist schematisch in Abb. 2.2 dargestellt. In der oberen Troposphäre und der unteren Stratosphäre führt eine  $\text{NO}_x$ -Emission zu einer Verschiebung des Gleichgewichts von  $\text{HO}_x$  in Richtung OH. Dies führt zu einer erhöhten Oxidation von CO und  $\text{CH}_4$  und dadurch zu einer hinsichtlich NO katalytischen Ozonproduktion (Fishman und Crutzen, 1978; Grooß et al., 1998):



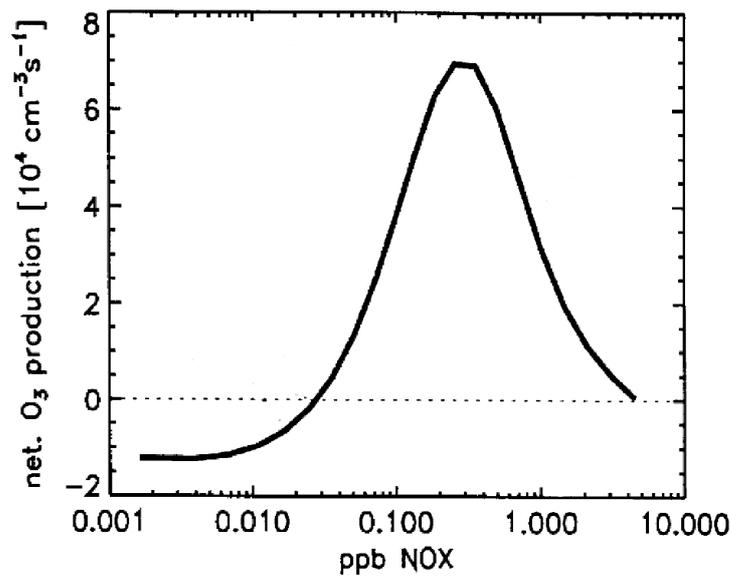


Abbildung 2.3: Schematische Darstellung der Abhängigkeit der Ozonproduktion von der  $\text{NO}_x$ -Hintergrundkonzentration (aus Grooß et al., 1998)

Ozon produziert, solange genügend CO oder andere Kohlenwasserstoffe zur Oxidation bereitstehen (z. B. Grooß et al., 1998). Regionen, in denen eine Erhöhung der  $\text{NO}_x$ -Konzentration zu einer Ozonproduktion führt, werden als  $\text{NO}_x$  limitiert bezeichnet (z. B. Jaeglé et al., 1998). In Region mit sehr hoher Hintergrundkonzentration führt eine zusätzliche  $\text{NO}_x$ -Emission zu einem  $\text{HO}_x$ -Verlust.  $\text{NO}_x$  reagiert mit OH oder  $\text{HO}_2$  zu  $\text{HNO}_3$  oder  $\text{HNO}_4$ , das hauptsächlich durch heterogene Reaktionen bzw. auswaschen abgebaut wird, wodurch die Ozonproduktion verringert wird (Grooß et al., 1998; Lin et al., 1988):



In Laborversuchen wurde auch die Reaktion



nachgewiesen (Søvde et al., 2011). Daraus ergibt sich, dass die Ozonproduktion zunächst mit zunehmendem  $\text{NO}_x$  stark ansteigt, aber bei höherer  $\text{NO}_x$ -Konzentration wieder absinkt (Ehhalt und Rohrer, 1994; Grooß et al., 1998, Abb. 2.3).  $\text{NO}_x$  und  $\text{O}_3$  hängen also nicht-linear voneinander ab und werden durch viele Faktoren wie Solarstrahlung und Hintergrundkonzentrationen u. a. von  $\text{NO}_x$ ,  $\text{HO}_x$  und CO beeinflusst.

### 2.3.2 Ozon ( $\text{O}_3$ )

Die Wirkung von Ozon auf das Klima kann sowohl wärmend als auch kühlend sein, da Ozon sowohl im terrestrischen als auch im solaren Spektralbereich absorbiert. Allerdings ist in der

Troposphäre die Absorption im terrestrischen Bereich wesentlich höher als im solaren Bereich (Fishman et al., 1979). Dadurch wirkt Ozon als Treibhausgas und führt zu einer Erwärmung der Atmosphäre. Ozon hat im Bereich der heutigen Flugniveaus nur eine Lebenszeit im Bereich von Wochen, wodurch sich keine homogene Verteilung in der Atmosphäre ergeben kann.

Der Strahlungsantrieb der kurzlebigen Ozonerhöhung im Jahr 2005 für den gesamten Luftverkehr beträgt etwa 26 mW/m<sup>2</sup> (Lee et al., 2009). Die großen Unsicherheiten in der Berechnung des Strahlungsantriebes werden dadurch verursacht, dass die atmosphärische Verteilung von reaktivem Stickstoff und OH nicht vollständig verstanden ist. Ein weiteres Problem ist die nur ungenaue Bestimmung des Emissionsindex (EI<sub>NO<sub>x</sub></sub>), wodurch die Gesamtmenge an emittiertem NO<sub>x</sub> nicht genau bekannt ist.

Der Einfluss des Ozons auf das Klima hängt, wie oben beschrieben wurde, unter anderem von der Hintergrundkonzentration von NO<sub>x</sub>, HO<sub>x</sub> und CO und damit vom Emissionsort ab. So ist die Ozonproduktion in der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre am effizientesten, da dort niedrige NO<sub>x</sub>- und HO<sub>x</sub>-Hintergrundkonzentrationen und ein hohes NO/NO<sub>2</sub>-Verhältnis vorliegen (IPCC, 1999). Neben der Ozonänderung ist auch der Strahlungsantrieb, der durch eine normierte Ozonänderung entsteht, abhängig vom Emissionsort (Lacis et al., 1990). Da der Strahlungsantrieb einer Störung durch die Temperaturdifferenz zwischen Boden und Absorptionsschicht bestimmt wird, nimmt diese mit zunehmender Höhe und in Richtung Pole zu. Zusätzlich hängt die Strahlungswirkung einer Ozonänderung auch von der Hintergrundkonzentration von Ozon ab und kann sich dadurch mit der Zeit verändern. Allerdings haben wir in Dahmann et al. (2011) anhand einer Ensemblesimulation mit einem Klima-Chemie-Modell (E39C) gezeigt, dass die Ozonproduktionseffizienz für den Luftverkehr zwischen 1990 und 2010 nur eine Änderung von etwa -3% aufweist. Neben der Ozonproduktionseffizienz ändert sich auch die Strahlungseffizienz. Grund dafür ist die Sättigung der langwelligen Spektrallinien durch eine größere Ozonkonzentration. Diese Änderung ist allerdings gering und beträgt in Dahmann et al. (2011) für den Luftverkehr zwischen 1990 und 2010 weniger als -1%. Mit dem Einfluss geänderter Hintergrundbedingungen beschäftigte sich auch eine Studie von Grewe et al. (2001). In dieser Studie zeigt sich, dass durch die veränderte Temperatur und Wasserdampfkonzentration zwischen 1992 und 2015 die Ozonkonzentration bis zu 10% verringert wird. Im Bereich der Hauptflugrouten allerdings nur um etwa 3%. Für eine globale Störung in der Größe des heutigen Luftverkehrs kann eine annähernd lineare Beziehung zwischen NO<sub>x</sub> und O<sub>3</sub> gefunden werden (z. B. Grewe et al., 1999).

Da die Reaktion (2.7) die Hauptabbaureaktion für Methan ist, führt eine erhöhte OH-Produktion zu einer Verringerung der CH<sub>4</sub>-Lebenszeit. Dies ist in Kap. 2.3.3 ausführlich beschrieben. Durch die abnehmende Methankonzentration wird das Gleichgewicht von OH wieder Richtung HO<sub>x</sub> verschoben und damit die Ozonproduktion verringert. Da diese Verringerung der Ozonproduktion an den Methanabbau gekoppelt ist, und dadurch eine sehr lange Lebenszeit aufweist, wird es auch als „primary mode ozone“ (O<sub>3</sub><sup>pm</sup>) bezeichnet. Der hieraus resultierende Effekt besitzt ein negatives Vorzeichen in Hinblick auf die Strahlungsbilanz, ist jedoch in Lee et al. (2009) nicht angegeben.

### 2.3.3 Methan (CH<sub>4</sub>)

Methan ist ebenfalls ein Treibhausgas und absorbiert hauptsächlich im terrestrischen Spektralbereich (7-8 μm). Da Methan durch OH abgebaut wird (Reaktion (2.7)) und eine zusätzliche

$\text{NO}_x$ -Emission die OH-Konzentration erhöht, führt dies zu einem Methanabbau und damit zu einem negativen Strahlungsantrieb und einer Abkühlung der Atmosphäre. Die atmosphärische Lebenszeit von  $\text{CH}_4$  beträgt etwa 8-9 Jahre (Ehhalt et al., 2001). Die Lebenszeit einer Konzentrationsänderung hingegen liegt bei etwa 12 Jahren (Forster et al., 2007). Die längere Lebenszeit einer Störung wird durch Rückkopplungsmechanismen mit OH verursacht (Prather, 1996). Durch die lange Lebenszeit von Methan wird es relativ homogen in der Atmosphäre verteilt, wodurch der Strahlungsantrieb von Methan weniger höhenabhängig ist als der von Ozon.

Der Strahlungsantrieb der Methanänderung durch den Luftverkehr ist vom Betrag deutlich geringer als der von Ozon (Abb. 2.1), wirkt allerdings durch die wesentlich längere Lebenszeit auch nach dem Ende der Emissionen weiter. Lee et al. (2009) geben für den gesamten Luftverkehr im Jahr 2005 für Methan einen Strahlungsantrieb von  $-12 \text{ mW/m}^2$  an. Das wissenschaftliche Verständnis wird hierbei, wie bei Ozon, als mittel bis gering angegeben. Ursache hierfür ist, dass die nicht genau bekannte OH Verteilung, sowie chemische Rückkopplungen, die sich erst über Jahrzehnte entwickeln zu Unsicherheiten in der Berechnung des Strahlungsantriebes führen.

Für den Netto-Effekt der  $\text{NO}_x$ -Wirkung auf das Klima ist noch zu ergänzen, dass die Ozonproduktion und der Methanabbau über OH miteinander gekoppelt sind. So berechnen Modelle, die eine große Konzentrationsänderung von Ozon zeigen, in der Regel eine große Methanwirkung und umgekehrt. So zeigt die Relation  $\text{RF}(\text{O}_3)/\text{RF}(\text{CH}_4)$  eine deutlich geringere Unsicherheit als die beiden Strahlungsantriebe getrennt. Dadurch ist die Unsicherheit in der Berechnung der Gesamtwirkung der  $\text{NO}_x$ -Emissionen geringer als die Unsicherheit der einzelnen Spezies (Lee et al. (2009), Abb. 2.1).

## 2.4 Kondensstreifen

Kondensstreifen bilden sich, wenn sich die heißen und feuchten Abgase mit der relativ trockenen und kalten Umgebungsluft vermischen. Dies erhöht die relative Feuchte und kann unterhalb einer kritischen Temperatur ( $T_c$ ) zu einer Eisübersättigung der Abgase führen, bis sie bei vollständiger Durchmischung die Eigenschaften der umgebenden Luft annehmen. Die kritische Temperatur wird durch das Schmidt-Appleman-Kriterium (Schmidt, 1941; Appleman, 1953) bestimmt und hängt von Druck, Temperatur und Feuchte der umgebenen Luft sowie von Triebwerkeigenschaften ab (Schumann, 1996). Falls die Umgebungsluft gegenüber Eis nicht gesättigt ist, verschwinden die Kondensstreifen innerhalb weniger Minuten wieder. Ist die Luft aber gegenüber Eis gesättigt, so können Kondensstreifen über mehrere Stunden bestehen (Schumann, 1996).

Kondensstreifen wirken, genau wie Wolken, einerseits kühlend, da sie die einfallende Solarstrahlung reduzieren, und andererseits wärmend, weil sie auch die ausgehende langwellige Strahlung reduzieren. Im Mittel ist die Erwärmung durch Kondensstreifen deutlich höher als die Abkühlung, was insgesamt zu einer Netto-Erwärmung (positivem RF) führt (Meerkötter et al., 1999). Der Strahlungsantrieb von Kondensstreifen ist sowohl von der Tageszeit als auch von der Jahreszeit abhängig. Dies liegt daran, dass der Strahlungsantrieb nicht nur vom Bedeckungsgrad und der regionalen Verteilung der Kondensstreifen, sondern auch von deren optischen Eigenschaften und dem Zenitwinkel der Sonne abhängt (Meerkötter et al., 1999).

### 2.4.1 Linienförmige Kondensstreifen

Linienförmige Kondensstreifen sind junge Kondensstreifen, die nicht durch Verdriften verformt wurden und vom Satelliten oder vom Boden aus noch als linienförmig wahrgenommen werden. Für linienförmige Kondensstreifen wurde aus Satellitendaten über Europa tagsüber eine Bedeckung von 0.72% abgeschätzt (Meyer et al., 2002). Global liegt der berechnete Bedeckungsgrad zwischen 0.06 und 0.09% für 1992 und erwarteten 0.22 und 0.49% für 2050 (Marquart et al., 2003; Minnis et al., 1999). Der Strahlungsantrieb variiert je nach angenommenem Bedeckungsgrad und optischer Dicke in Studien für 1992 zwischen 3.5 und 20  $\text{mW/m}^2$  und für 2050 zwischen 14.8 und 122  $\text{mW/m}^2$  (Marquart et al., 2003; Minnis et al., 1999). Rädcl und Shine (2008) geben für Emissionen im Jahr 2002 einen Wert von 6  $\text{mW/m}^2$  an und Lee et al. (2009) für 2005 11.8  $\text{mW/m}^2$  (Abb. 2.1). Die Klimawirkung von linienförmigen Kondensstreifen zeigt eine sehr starke Höhen- und Breitenabhängigkeit und ist am größten im Bereich der Tropopause (Fichter et al., 2005), da sich Kondensstreifen nur in Regionen bilden, in denen die Luft eisübersättigt ist (Sausen et al., 1998).

Für linienförmige Kondensstreifen wird eine hohe Unsicherheit für die Klimawirkung angegeben (Lee et al., 2009). Die großen Unsicherheiten bei der Berechnung der Klimawirkung von linienförmigen Kondensstreifen entstehen unter anderem dadurch, dass eine globale Klimatologie, mit der die Kondensstreifenbedeckung aus Modellen verglichen werden können, nicht existiert und der Grenzwert für die optische Dicke zum Erkennen der linienförmigen Kondensstreifen vom Satelliten aus nicht bekannt. Frömming et al. (2011) zeigten, dass eine Änderung der Annahme dieser Nachweisgrenze von 0.02 auf 0.05, den modellierten globalen Strahlungsantrieb um etwa 150% erhöht. Auch die Annahme einer konstanten optischen Dicke anstelle einer variablen führt zu einer Änderung des modellierten Strahlungsantriebes von 45%. Zusätzliche Unsicherheiten entstehen durch saisonale Variabilität der Feuchte in der oberen Troposphäre und die Annahme von Strahlungsparametern von Eiskristallen und deren Konstanz unter allen linienförmigen Kondensstreifen, sowie die Vernachlässigung von Triebwerkseigenschaften (propulsion efficiency) (Rädcl und Shine, 2008).

### 2.4.2 Kondensstreifen-Zirrus

Neben den linienförmigen Kondensstreifen induziert der Luftverkehr Zirren, sogenannte Kondensstreifen-Zirren (Contrail Cirrus). Darunter versteht man sehr langlebige Kondensstreifen die durch Verdriften verformt werden und dadurch nicht länger linienförmig sind (Minnis et al., 1999). Dadurch kann in Beobachtungen nicht mehr unterschieden werden, ob Zirren natürlichen Ursprungs sind oder durch Luftverkehr verursacht wurden, was zu zusätzlichen Schwierigkeiten bei der Modellvalidierung führt. Die Unsicherheit bei der Berechnung von Kondensstreifen-Zirren wird so groß angegeben, dass im IPCC und bei Lee et al. (2009) nur eine Abschätzung gegeben wird, aber keine beste Schätzung. Neueste Untersuchungen von Burkhardt und Kärcher (2011) berechnen einen Strahlungsantrieb von 37.5  $\text{mW/m}^2$ . Dies ist etwa neunmal so viel wie der Strahlungsantrieb von linienförmigen Kondensstreifen.

## 2.5 Aerosole

Schließlich entstehen bei der Verbrennung von Kerosin verschiedene Aerosole, die das Strahlungsgleichgewicht der Erde auf zwei Arten beeinflussen: direkt durch Reflexion und Absorption von Solarstrahlung oder indirekt über den Einfluss auf Wolken (Forster et al., 2007). Sulfat bildet sich in Wolkentropfen, Oxidation von  $\text{SO}_2$  über Gasphasenreaktionen mit OH und Kondensation auf bestehenden Partikeln (Penner et al., 2001). Sulfatpartikel reflektieren einen Teil der einfallenden Solarstrahlung und führen dadurch zu einer Abkühlung. Die Absorption im langwelligen Bereich ist hingegen sehr gering (Forster et al., 2007), sodass Sulfat insgesamt zu einer Abkühlung führt. Der Strahlungsantrieb beträgt  $-4.8 \text{ mW/m}^2$  und dessen wissenschaftliches Verständnis (LOSU) wird mit gering angegeben (Lee et al., 2009).

Ruß wird direkt durch unvollständige Verbrennung in den Triebwerken emittiert. Im Gegensatz zu Sulfat absorbieren Rußpartikel die einfallende Solarstrahlung und führen dadurch zu einer lokalen Erwärmung der Atmosphäre (Forster et al., 2007). Wird der Ruß unterhalb der Tropopause emittiert, führt dies zu einem positiven Strahlungsantrieb, während es in der Stratosphäre zu einem negativen Strahlungsantrieb führt. Der Strahlungsantrieb im Jahr 2005 beträgt  $3.4 \text{ mW/m}^2$  und dessen wissenschaftliches Verständnis (LOSU) wird ebenfalls mit gering angegeben (Lee et al., 2009).

Neben dem direkten Aerosoleffekt können Aerosole das Klima auch indirekt beeinflussen (z. B. Lohmann und Feichter, 2005). So können z. B. Sulfate und Ruß die Bildung und Eigenschaften von Wolken beeinflussen (z. B. Hendricks et al., 2005; Kärcher et al., 2007). Eine größere Anzahl an Wolken- oder Eiskernkeimen führt zum Beispiel zu mehr aber dafür kleineren Wolkentropfen. Diese führen bei gleichem Flüssigwassergehalt zu einer Erhöhung der Wolkenalbedo (Twomey, 1977) und zu einer längeren Lebenszeit von Wolken, da kleinere Tropfen weniger schnell ausregnen (Albrecht, 1989). In Lee et al. (2009) wird der Strahlungsantrieb des indirekten Wolkeneffekts zusammen mit dem Effekt von Kondensstreifen-Zirrus als Luftverkehrsinduzierte Zirrusbewölkung angegeben. Dessen wissenschaftliches Verständnis (LOSU) wird als sehr gering bezeichnet. Darüber hinaus kann die Emission von Sulfat und Schwefelsäure-Partikeln über heterogene Chemie die Konzentration von  $\text{NO}_x$ , Ozon und Methan beeinflussen, wodurch die Ozonerhöhung durch  $\text{NO}_x$ -Emissionen reduziert wird (Pitari et al., 2002).

# Kapitel 3

## Metriken

Die Klimawirkung des Luftverkehrs setzt sich, wie in Kapitel 2 gezeigt wurde, aus der Wirkung einer Reihe von Spurenstoffen zusammen. Diese wirken teilweise in unterschiedlicher Weise auf die Strahlungsbilanz. Zusätzlich haben die klimawirksamen Spurenstoffe unterschiedlich lange Lebenszeiten, wodurch sie nicht direkt in ihrer Wirkung verglichen werden können. Zur Bewertung verschiedener Maßnahmen zur Klimaoptimierung des Luftverkehrs ist es deshalb notwendig eine Maßzahl, oder auch Metrik genannt, für den Vergleich zur Verfügung zu haben. Dabei stellt eine Metrik den direkten Zusammenhang zwischen der Emission und der zu betrachtenden Klimawirkung (z. B. Strahlungsantrieb, Temperaturänderung oder Schaden) dar (Abb. 3.1). In diesem Kapitel werden zunächst grundlegende Überlegungen zur Verwendung von Metriken angestellt und aufgezeigt, welche Anforderungen solche Metriken idealerweise erfüllen sollten. Anschließend werden die in der Literatur am häufigsten verwendeten Metriken kurz vorgestellt. Anhand unterschiedlicher Fragestellungen wird gezeigt, welche Metriken für die Beantwortung dieser Fragestellungen verwendet werden können. Abschließend wird begründet, welche Metriken in dieser Arbeit verwendet werden.

### 3.1 Anforderungen bei der Wahl von Metriken

Bei der Optimierung der Klimawirkung geht es vor allem darum, die sozioökonomischen Schäden einer Klimaänderung zu minimieren. Ein relevantes Maß für die Bewertung der Klimawirkung wäre somit der verursachte Schaden. Allerdings kann der verursachte Schaden nur mit einer großen Unsicherheit abgeschätzt werden. Mit einer deutlich geringeren Unsicherheit können hingegen die Emissionen berechnet werden. Diese wiederum sind weniger relevant für die Abschätzung des Schadens, da alle Emissionen erst über ihre atmosphärische Konzentrationsänderung, dessen Strahlungsantrieb und die daraus resultierende Temperaturänderung auf das Klima wirken und damit Schaden verursachen. Die Zunahme der Relevanz der Metrik und die gleichzeitige Zunahme der Unsicherheit je weiter man in der Wirkungskette nach unten geht, ist in Abb. 3.1 dargestellt. Bei der Auswahl einer Metrik muss deshalb ein Kompromiss zwischen der Relevanz der Metrik und deren Unsicherheit getroffen werden (Fuglestvedt et al., 2003).

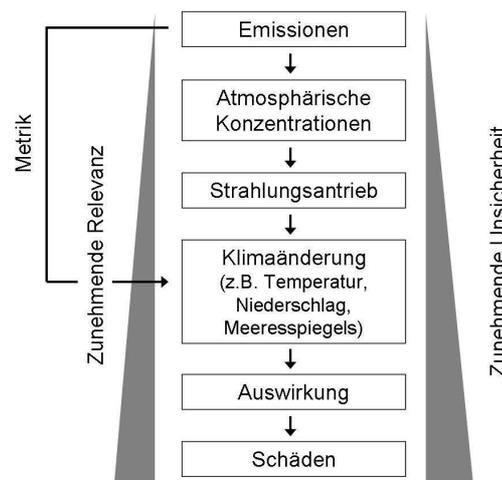


Abbildung 3.1: Schematische Darstellung der Wirkungskette von den Emissionen bis zu den durch die Klimaänderung verursachten Schäden (nach Fuglestvedt et al., 2003). Die Metrik stellt dabei den direkten Zusammenhang zwischen den Emissionen und der Klimawirkung dar.

Eine weitere Herausforderung bei der Wahl von Metriken ist, dass die unterschiedlichen Emissionen, durch die unterschiedlichen Lebenszeiten, deutlich unterschiedliche geografische Verteilungen aufweisen. So wirkt zum Beispiel Kohlendioxid global, da es durch die lange Lebenszeit homogen in der Atmosphäre verteilt wird, während linienförmige Kondensstreifen den Strahlungsantrieb nur regional in der Nähe des Emissionsortes beeinflussen, da die Lebenszeit nur wenige Stunden beträgt. Durch die unterschiedliche räumliche Verteilung der Wirkung stellt die Behandlung von kühlenden Effekten eine Herausforderung dar. So heben sich die wärmende Wirkung der Ozonerhöhung und die kühlende Wirkung durch den Methanabbau durch  $\text{NO}_x$ -Emissionen zwar global teilweise auf, regional betrachtet führt es aber zu deutlichen Unterschieden (Fuglestvedt et al., 2010).

Schließlich sind die deutlich unterschiedlichen Lebenszeiten eine Herausforderung für den Vergleich der Wirkungen von Emissionen. Während Kohlendioxid über ein Jahrhundert in der Atmosphäre verbleibt, haben linienförmige Kondensstreifen eine Lebenszeit von nur wenigen Stunden (Schumann, 1996). Wird nur eine Emission in einem Jahr, eine sogenannte Pulsemission, betrachtet, so ist die Wirkung von Ozon und Kondensstreifen-Zirrus im Jahr der Emission sehr groß, verschwindet aber bereits nach kurzer Zeit. Die Wirkung von Kohlendioxid hingegen ist im ersten Jahr relativ gering, wirkt aber durch die lange Lebenszeit auch noch nach 100 Jahren. Wird der Zeitpunkt oder die Zeitdauer über die die Klimawirkung betrachtet wird (Zeithorizont  $H$ ) sehr kurz gewählt, wird die Wichtung sehr stark auf kurzlebige Spurenstoffe gesetzt, weil die Langzeitwirkung der langlebigen Spurenstoffe nur wenig berücksichtigt wird. Wird der Zeithorizont hingegen sehr lang gewählt, liegt vor allem bei Pulsemissionen die Wichtung stark auf den langlebigen Spurenstoffen, weil die Wirkung von kurzlebigen Spurenstoffen bereits nach einem oder zwei Jahren verschwindet, während die Wirkung von langlebigen Spurenstoffen über 100 Jahre anhalten kann. Der Zeithorizont stellt dadurch eine Wichtung zwischen lang- und kurzlebigen Spurenstoffen dar und hat einen starken Einfluss auf das Ergebnis.

Die sehr unterschiedlichen Charakteristika, wie auch der Kompromiss zwischen Relevanz der Metrik und deren Genauigkeit, zeigen bereits, dass sich eine Vielzahl möglicher Metriken er-

	RF	GWP	GTP	ATR
Physikalische Metrik	x	x	x	x
Direkter Bezug zu $\Delta T$	-	-	x	x
Berücksichtigung der Lebenszeit	-	x	x	x
Thermische Trägheit	-	-	x	x
Abhängigkeit von Zeithorizont	stark	schwach	stark	schwach
$\sum(\text{Metrik}(\text{Pulse})) \sim \text{Metrik} \sum(\text{Pulse})$	-	x	-	x

Tabelle 3.1: Zusammenfassung der Eigenschaften verschiedener Metriken.

gibt. Allerdings sind nicht alle möglichen Metriken geeignet, um die Klimawirkung des Luftverkehrs zu bewerten. In der Literatur finden sich einige Anforderungen, die eine Metrik optimalerweise erfüllen sollte, damit die Aussagen der Bewertung sinnvoll sind. Eine Metrik sollte:

- vielseitig einsetzbar sein und sowohl für die Bewertung von verschiedenen Szenarien als auch verschiedener Spurenstoffe geeignet sein und optimalerweise auch für andere Sektoren wie zum Beispiel Industrie angewendet werden können (z. B. Forster et al., 2006; Wuebbles et al., 2010);
- leicht zu verwenden und gleichzeitig wissenschaftlich fundiert sein (Wuebbles et al., 2010);
- möglichst nah am Klimaaspekt liegen, der für die Fragestellung relevant ist (Wuebbles et al., 2010);
- möglichst flexibel sein, um auf neue Erkenntnisse angepasst werden zu können (Wuebbles et al., 2010).

Darüber hinaus werden im Rahmen dieser Arbeit für Metriken gefordert, dass sie:

- optimalerweise für konstante Emissionen das gleiche Ergebnis liefern wie für eine Folge von Pulsemission, da eine Folge von Pulsemissionen identisch zu einer konstanten Emission ist. Zumindest sollte sie aber qualitativ das gleiche Ergebnis liefern („Maßnahme A besser als B“ oder „Maßnahme B besser als A“);
- eine möglichst geringe Abhängigkeit vom betrachteten Zeithorizont aufweisen, da eine starke Abhängigkeit vom Zeithorizont gleichzeitig eine starke Bewertung zwischen lang- und kurzlebigen Spurenstoffen darstellt.

## 3.2 Welche Metriken gibt es?

In der Literatur finden sich eine Reihe von Übersichtsartikeln zu Metriken, Anforderungen und deren Eignung (z. B. O’Neill, 2000; Shine et al., 2005; Fuglestvedt et al., 2010). Im Folgenden wird ein Überblick über einige, der am häufigsten verwendeten Metriken gegeben und ihre Vor- und Nachteile werden diskutiert (Tab. 3.1). Dabei werden jeweils die absoluten Metriken und die Metriken relativ zu CO<sub>2</sub>-Emissionen zusammengefasst.

### 3.2.1 Radiative Forcing (RF) und Radiative Forcing Index (RFI)

Die am häufigsten benutzte Metrik ist der Strahlungsantrieb (Radiative Forcing, RF, z. B. Hansen et al., 1981; Ramanathan, 1987), der erstmals in Houghton et al. (1990) als Metrik vorgeschlagen wurde. Der Strahlungsantrieb ist nach Ramaswamy et al. (2001) definiert als die Änderung in der Nettostrahlung (einfallende minus ausfallende, lang- und kurzwellig) an der Tropopause, nachdem sich die Stratosphärentemperatur an das neue Strahlungsgleichgewicht angepasst hat, aber die Boden- und die Troposphärentemperatur sowie die Lage der Tropopause unverändert zum ungestörten Wert bleiben. Diese Methode wird auch 'stratospheric adjusted radiative forcing' genannt und ist in Abb. 3.2 schematisch dargestellt. Der Strahlungsantrieb, also die Änderung der Strahlungsbilanz, hat über

$$\Delta T = \lambda \cdot RF \quad (3.1)$$

einen direkten Einfluss auf die Änderung der bodennahen Gleichgewichtstemperatur ( $\Delta T$ ). Dabei ist  $\lambda$  ein Klimasensitivitätsparameter, der angibt, wie stark das Klima auf eine normierte Störung in der Strahlungsbilanz reagiert. Die Änderung in der Strahlungsbilanz wird im Allgemeinen relativ zur vorindustriellen Zeit berechnet und ist daher eine rückblickende Metrik. Da für die Klimabewertung verschiedener Szenarien nicht der Unterschied in der Strahlungsbilanz zur vorindustriellen Zeit von Interesse ist, sondern der Vergleich zwischen verschiedenen Szenarien, kann das sogenannte marginal Radiative Forcing verwendet werden, das die Änderung im Strahlungsantrieb für eine Änderung der Emissionen angibt. In dieser Arbeit wird das marginal Radiative Forcing verwendet, wenn nicht explizit etwas anderer erwähnt wird.

Der Strahlungsantrieb ist zwar über den Klimasensitivitätsparameter  $\lambda$  linear mit der Änderung der bodennahen Temperatur verknüpft, allerdings kann  $\lambda$  für unterschiedliche Spurenstoffe unterschiedlich groß sein (Joshi et al., 2003; Hansen et al., 2005), wodurch beim Vergleich verschiedener Szenarien kein direkter Bezug mehr zur Temperaturänderung besteht (Tab. 3.1). Dadurch wird die Klimawirkung von Spurenstoffen mit geringerer Klimasensitivität, bei der Verwendung des Strahlungsantriebes als Metrik, überschätzt (Forster et al., 2006).

Der Strahlungsantrieb ist als physikalische Metrik vielseitig einsetzbar und wird sowohl zum Vergleich verschiedener Spurenstoffe (z. B. Lee et al., 2009) als auch zum Vergleich verschiedener Sektoren eingesetzt (z. B. Fuglestad et al., 2008). Durch die Berücksichtigung des Strahlungsantriebes zu einem einzigen Zeitpunkt ist das Ergebnis stark vom betrachteten Zeitpunkt und der Wahl des betrachteten zeitlichen Emissionsverlaufes abhängig. Als Beispiel hierfür ist in Abb. 3.3a der zeitliche Verlauf des Strahlungsantriebes von Ozon und Methan für eine Pulsemission bzw. kontinuierliche  $\text{NO}_x$ -Emission schematisch dargestellt. Für eine Pulsemission ist der Strahlungsantrieb zu Beginn positiv und wird mit der Zeit negativ, da dann das produzierte Ozon bereits abgebaut ist und der kühlende Effekt des Methanabbaus dominiert. Je nach gewähltem Zeithorizont kann eine zusätzliche  $\text{NO}_x$ -Emission also wärmend ( $H=1$ ) oder kühlend ( $H \geq 2$ ) wirken. Betrachtet man zum Vergleich den zeitlichen Verlauf einer kontinuierlichen Emission, so stellt man fest, dass der Strahlungsantrieb unabhängig vom gewählten Zeithorizont positiv ist, da der wärmende Effekt der Ozonerhöhung dominiert. Eine Folge von Pulsemissionen gibt also ein anderes Vorzeichen der Metrik als eine kontinuierliche Emission. Ursache dafür ist, dass eine kontinuierliche Emission zwar eine Summe von Pulsemissionen darstellt, aber immer um ein Jahr versetzt. Verwendet man zum Beispiel einen Zeithorizont von

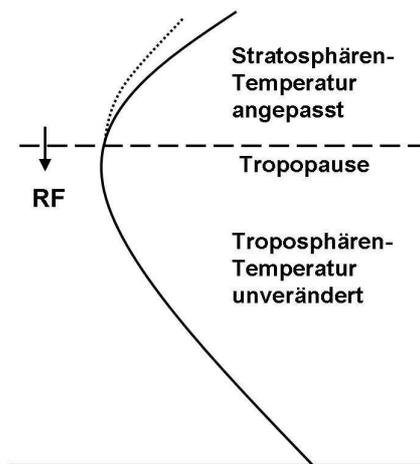


Abbildung 3.2: Schematische Darstellung des 'stratospheric adjusted radiative forcings' nach Hansen et al. (1997).

50 Jahren, so hat eine Pulsemission einen negativen Strahlungsantrieb, weil der anfängliche positive Beitrag der Ozonproduktion nicht mehr berücksichtigt wird. Bei einer kontinuierlichen Emission dominiert aber immer der positive Beitrag der Ozonerhöhung durch die aktuelle Emission. Würde man annehmen, dass eine kontinuierliche Emission über 100 Jahre denselben Wert der Metrik verursacht, wie 100 Pulsemissionen, würde dies bedeuten, dass eine Erhöhung der  $\text{NO}_x$ -Emissionen zu einer Verringerung der Klimawirkung führen würde. Eine Erhöhung der  $\text{NO}_x$ -Emissionen führt für eine kontinuierliche Emission allerdings zu einer Verstärkung der Klimawirkung.

Neben dem absoluten Strahlungsantrieb wird oft auch der Strahlungsantrieb im Verhältnis zu dem einer  $\text{CO}_2$ -Emission berechnet (Radiative Forcing Index, RFI). Dabei muss berücksichtigt werden, dass beim RFI nicht die Wirkung eines Kilogramms eines Spurenstoffes mit der eines Kilogramms  $\text{CO}_2$  verglichen wird, sondern die gesamte Wirkung von Nicht- $\text{CO}_2$ -Emissionen mit denen von  $\text{CO}_2$ . Die Verwendung des Radiative Forcing Index birgt die Gefahr, dass ein konstanter Faktor zwischen den  $\text{CO}_2$ - und den Nicht- $\text{CO}_2$ -Effekten zur Bewertung verwendet wird (Forster et al., 2006). Der Radiative Forcing Index hängt aber, genau wie das Radiative Forcing selbst, sowohl vom betrachteten Zeithorizont als auch von der Emissionsverteilung ab. Da der Radiative Forcing Index eine rückschauende Metrik ist, ist er zur Bewertung zukünftiger Emissionen nicht geeignet.

### 3.2.2 Global Warming Potential (GWP)

Eine weitere Metrik, die in Houghton et al. (1990) vorgestellt wurde, ist das 'Global Warming Potential' (GWP). Das GWP ist definiert als der über einen Zeithorizont  $H$  integrierte Strahlungsantrieb eines Kilogramms des Spurenstoffes  $x$ , dem sogenannten 'Absolute Global Warming Potential' (AGWP), relativ zu dem einer Pulsemission von einem Kilogramm Kohlendi-

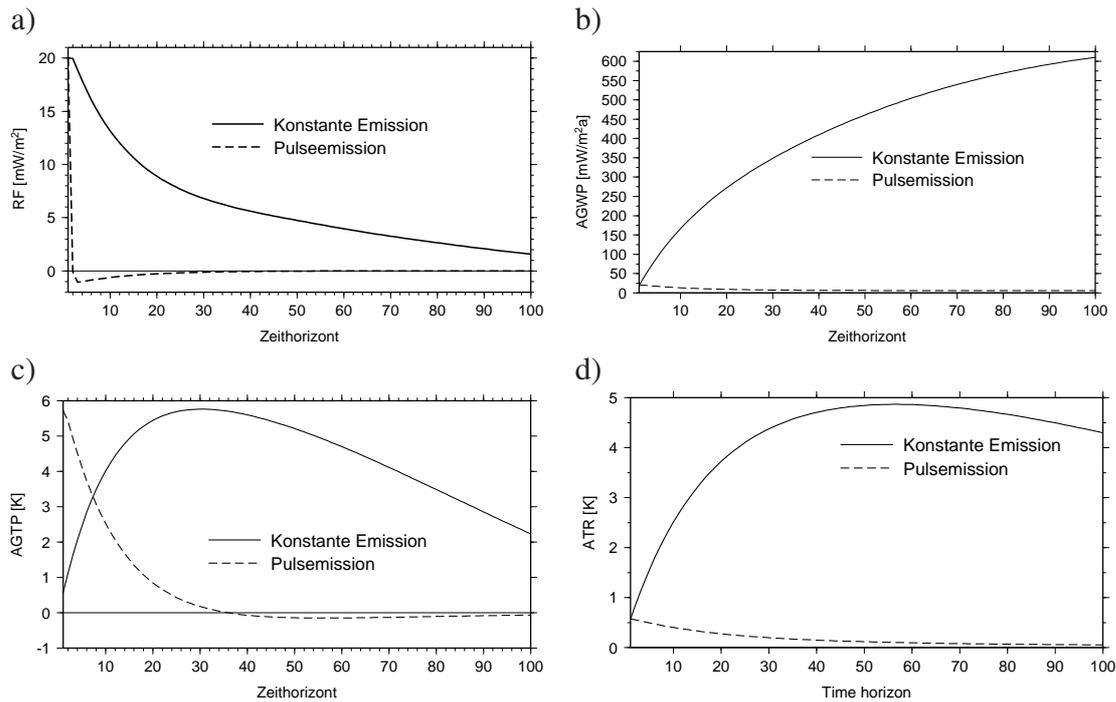


Abbildung 3.3: Schematische Darstellung der Abhängigkeit des Ergebnisses von der Wahl des Zeithorizontes  $H$  für zwei unterschiedliche zeitliche Emissionsverläufe: Pulsemissionen und konstante Emissionen. Für a) Radiative Forcing, b) Absolute Global Warming Potential, c) Absolute Global Temperature Potential und d) Average Temperature Response.

oxid:

$$GWP = \frac{AGWP_x}{AGWP_{CO_2}} = \frac{\int_0^H RF_x(t) dt}{\int_0^H RF_{CO_2}(t) dt}. \quad (3.2)$$

Typische Zeithorizonte  $H$  für die Integration, die in IPCC (2007) vorgeschlagen werden, sind 20, 100 oder 500 Jahre. Für die Berechnung des GWP wurde ursprünglich eine Pulsemission, also eine Emission in nur einem Jahr angenommen (Houghton et al., 1990), mittlerweile findet es aber auch für kontinuierliche Emissionen eine Anwendung (z. B. Fuglestedt et al., 1996). Der Vorteil dieser Metrik ist, dass durch die Integration über einen längeren Zeitraum auch die Lebenszeit der langlebigeren Spurenstoffe berücksichtigt wird. Zudem wird durch die Integration die Abhängigkeit von der Wahl des Zeithorizontes und des zeitlichen Emissionsverlaufes deutlich geringer (Tab. 3.1). In Abb. 3.3b ist das Absolute Global Warming Potential (AGWP) als Verlauf für unterschiedliche Zeithorizonte  $H$  für Pulsemissionen sowie kontinuierliche Emissionen dargestellt. Unabhängig vom betrachteten Zeithorizont zeigen hier beide Emissionsverläufe ein positives Vorzeichen und damit eine Klimaerwärmung. Aber auch das AGWP kann bei einem langen Zeithorizont und je nach Emissionszusammensetzung und -verteilung negativ werden (z. B. Fuglestedt et al., 2010), wenn der negative Beitrag den anfangs stark positiven Beitrag dominiert.

Das Global Warming Potential ist eine wohl definierte physikalische Metrik und wird wegen ihrer einfachen Berechnung zum Beispiel im Kyoto-Protokoll verwendet. Allerdings wird ihre

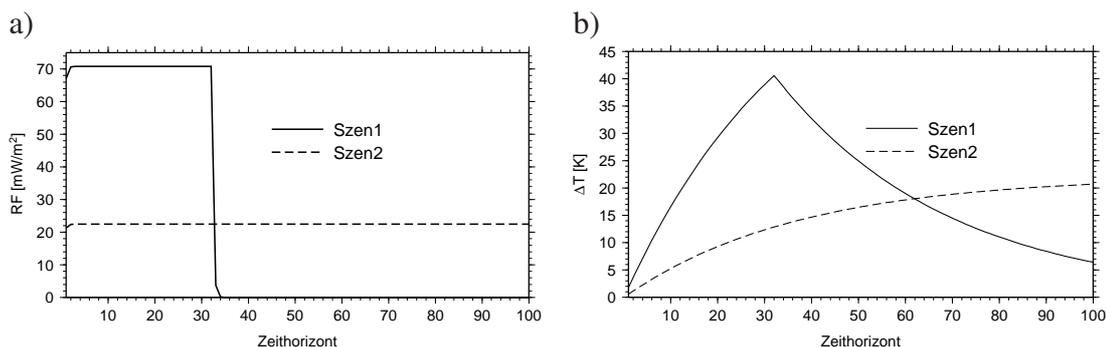


Abbildung 3.4: Schematische Darstellung des unterschiedlichen Verlaufs von a) Strahlungsantriebes (RF) und b) Temperatur ( $\Delta T$ ) für zwei verschiedene Szenarien mit gleichem AGWP für  $H=100$  a und gleichem GTP für einen Zeithorizont  $H=61$  a. Szen1 entspricht einer starken Pulsemission während Szen2 einer geringeren konstanten Emission über den gesamten Zeitraum entspricht.

Verwendung auch anhaltend kritisch diskutiert (z. B. Rotmans und Den Elzen, 1992; O'Neill, 2000; Smith und Wigley, 2000), vor allem weil durch das Integral des Strahlungsantriebes kein direkter Zusammenhang mit der Temperaturänderung mehr besteht, obwohl der Name dies implizieren würde. Ursache dafür ist, dass weder die für unterschiedliche Spurenstoffe verschiedenen Klimasensitivitäten, noch die thermische Trägheit des Klimasystems berücksichtigt werden (Wuebbles et al., 2010). Dadurch kann sich der zeitliche Verlauf der Temperaturänderung zweier Szenarien mit gleichem AGWP stark unterscheiden (Boucher und Reddy, 2008). Als Beispiel hierfür ist in Abb. 3.4 der zeitliche Verlauf des Strahlungsantriebes und der Temperaturänderung für zwei verschiedene Szenarien mit gleichem AGWP ( $H=100$ a) schematisch dargestellt. Obwohl beide Szenarien dasselbe AGWP haben (Flächen unter den Kurven in Abb. 3.4a), zeigt Szen1 im Mittel eine größere Temperaturänderung als Szen2.

Meist wird der Klimaeinfluss relativ zu dem einer  $\text{CO}_2$ -Emission berechnet (GWP). Der Vorteil einer relativen Betrachtung liegt grundsätzlich darin, dass Kohlendioxid sehr gut verstanden ist und eine relative Aussage dadurch für Politiker leichter verständlich ist. Außerdem kann dadurch auch der Vergleich mit anderen Sektoren leichter durchgeführt werden, da die Wirkung von Kohlendioxid unabhängig vom Emissionsort und damit der Emissionsquelle ist.

### 3.2.3 Global Temperature Potential (GTP)

Das 'Global Temperature Potential' (GTP) ist definiert als die Temperaturänderung durch ein Kilogramm eines Spurenstoffes  $x$  zu einem bestimmten Zeitpunkt  $H$  ('Absolute Global Warming Potential', AGTP) relativ zu dem einer  $\text{CO}_2$ -Emission von einem Kilogramm (Shine et al., 2005):

$$GTP_x(H) = \frac{AGTP_x(H)}{AGTP_{\text{CO}_2}(H)} = \frac{\Delta T_x(H)}{\Delta T_{\text{CO}_2}(H)}. \quad (3.3)$$

Das AGTP entspricht somit einer Temperaturänderung  $\Delta T$  zu einem bestimmten Zeitpunkt  $H$ . Das GTP kann sowohl für Pulsemissionen als auch für kontinuierliche Emissionen verwendet werden. Es ist ebenfalls eine physikalische Metrik, hat aber gegenüber GWP den Vorteil, dass es

einer Temperaturänderung entspricht und sowohl die Klimasensitivität als auch die thermische Trägheit des Klimasystems berücksichtigt (Tab. 3.1). Dadurch ist es leicht verständlich und kann auch für die Beschränkung auf eine maximal zulässige Temperaturänderung angewendet werden (z. B. 2°C-Ziel). Die Berechnung dieser Metrik ist etwas komplizierter als die des Radiative Forcings oder des Global Warming Potentials, aber trotzdem transparent und durch wenige zusätzliche Annahmen zu berechnen. Allerdings ist der Einfluss des gewählten Zeithorizonts  $H$  deutlich größer als für das GWP, da die Temperaturänderung vor dem Endzeitpunkt nicht berücksichtigt wird (Shine, 2009), wodurch das GTP für kurzlebige Spurenstoffe geringer ist als das GWP (Boucher und Reddy, 2008). Ein weiterer Nachteil des GTP ist, dass eine eventuell stark steigende Klimawirkung nach dem betrachteten Zeitpunkt nicht berücksichtigt wird. Das GTP hat das Problem, dass durch die Betrachtung eines einzelnen Zeitpunktes, zwei Szenarien mit demselben GTP eine sehr unterschiedliche Klimawirkung verursachen können. In Abb. 3.4 ist der Verlauf der Temperaturänderung für zwei verschiedene Szenarien schematisch dargestellt, die für einen Zeithorizont von 61 Jahren dasselbe GTP aufweisen. Dadurch wird angenommen, dass beide Emissionen dieselbe Klimawirkung verursachen, obwohl Szen1 im Mittel eine größere Temperaturänderung verursacht als Szen2. Das Hauptproblem dieser Metrik ist aber die Abhängigkeit vom verwendeten zeitlichen Verlauf der Emissionen, die wie auch beim Strahlungsantrieb sehr groß ist (Abb. 3.3c). Da sich das Vorzeichen der Metrik für Pulsemissionen und konstante Emissionen unterscheiden kann, ist es besonders wichtig darauf zu achten, dass der verwendete Emissionsverlauf genau zur Fragestellung passt.

### 3.2.4 Average Temperature Response (ATR)

Eine Möglichkeit die Vorteile des GWP und des GTP zu kombinieren, ist die Berechnung einer integrierten oder gemittelten Temperaturänderung über einen Zeithorizont  $H$ , wie es zum Beispiel in Shine et al. (2005), Marais et al. (2008), Schwartz und Kroo (2011) oder Gillett und Matthews (2010) vorgeschlagen wird. Die vorgeschlagenen Metriken unterscheiden sich neben der unterschiedlichen Namensgebung auch in den etwas abweichenden Definitionen. In dieser Arbeit wird die Definition und Bezeichnung von Schwartz und Kroo (2011) verwendet bei der eine gemittelte Temperaturänderung über einen Zeithorizont  $H$  für beliebige zeitliche Emissionsverläufe berechnet und als Average Temperature Response (ATR) bezeichnet wird:

$$ATR = \frac{1}{H} \int_0^H \Delta T(t) dt. \quad (3.4)$$

Dabei ist  $\Delta T(t)$  die Temperaturänderung zum Zeitpunkt  $t$  und  $H$  der gewählte Zeithorizont. Das ATR hat gegenüber dem GWP den Vorteil, dass es einer wirklichen Temperaturänderung entspricht (Tab. 3.1). Gegenüber dem GTP hat es den Vorteil, dass nicht nur ein bestimmter Zeitpunkt betrachtet wird, sondern ein längerer Zeitraum, wodurch es weniger vom Zeithorizont und dem angenommen zeitlichen Emissionsverlauf abhängt als das GTP (Abb. 3.3d). Durch die Kombination der Vorteile des GWP und des GTP berücksichtigt das ATR sowohl die thermische Trägheit des Klimasystems als auch die unterschiedlichen Klimasensitivitäten sowie die Lebenszeit der unterschiedlichen Spurenstoffe. Neben der absoluten mittleren Temperaturänderung kann auch die mittlere Temperaturänderung relativ zu einer CO<sub>2</sub>-Emission berechnet werden, wie es zum Beispiel in der Definition von Gillett und Matthews (2010) für das 'Mean Global Temperature Potential' (MGTP) gemacht wird.

### 3.2.5 Sozioökonomische Metriken

Neben den bisher vorgestellten physikalischen Metriken, die den Einfluss einer Emission auf physikalische Klimaparameter, wie Strahlungsgleichgewicht oder Temperatur berechnen, gibt es auch sogenannte sozioökonomische Metriken, die die Kosten, die durch die Klimaänderungen oder durch Vermeidungspolitik entstehen berücksichtigen. Diese können nach Fuglestvedt et al. (2010) in zwei Gruppen aufgeteilt werden: einerseits die sogenannten 'Global Cost Potentials' (GCP), die versuchen die ökonomischen Kosten für das Erreichen eines bestimmten Klimaziels (z. B. 2°C Ziel) zu minimieren, und andererseits die sogenannten 'Global Damage Potentials' (GDP), die versuchen die Summe aus Vermeidungskosten und Schäden zu minimieren. Allerdings ist es schwierig die Vermeidungskosten und vor allem die Schäden durch die Klimawirkung zu monetarisieren, wodurch die Aussagen dieser sozioökonomischen Metriken sehr unsicher sind (Wuebbles et al., 2010). Aus diesem Grund werden die sozioökonomischen Metriken in dieser Arbeit nicht weiter behandelt.

## 3.3 Klimafragen und die richtige Metrik

Wie in den vorigen Abschnitten gezeigt wurde, gibt es für den Vergleich der unterschiedlichen Spurenstoffe des Luftverkehrs eine Reihe von Anforderungen und eine Vielzahl verschiedener Metriken. Ähnlich wie bei dem Vergleich zwischen Äpfel und Birnen können je nach Fragestellung verschiedene Metriken angewendet werden (Tol et al., 2008). Für den Spediteur wird zum Beispiel das Gewicht oder das Volumen der Äpfel die entscheidende Metrik sein, während der Händler den Vergleich über den Gewinn befürworten würde. Diese einfachen Beispiele zeigen bereits, dass viele Metriken mit zum Teil unterschiedlichen Ergebnissen existieren, aber nicht jede Metrik für alle Fragestellungen sinnvoll ist. Das Gleiche gilt auch für Metriken zum Vergleich der Klimawirkung verschiedener Spurenstoffe. Zuerst müssen eine Fragestellung und der Anwendungsbereich festgelegt werden und dann kann entschieden werden, welcher Emissionsverlauf und welche Metrik für diese Fragestellung am geeignetsten ist (Fuglestvedt et al., 2010).

Für den zeitlichen Verlauf der Emissionen des Luftverkehrs kommen neben Pulsemissionen, auch konstante Emissionen oder mit der Zeit veränderliche Emissionen (Szenarien), wie Zunahme oder Abnahme durch ökonomische oder politische Einflüsse, in Betracht. Die Wahl des zeitlichen Verlaufs muss hier an die Fragestellung angepasst werden. Für die Bewertung neuer Technologien ist es zum Beispiel sinnvoll, Emissionen über eine typische Lebenszeit dieser Technologie zu bewerten, da man annehmen muss, dass zum Beispiel ein neues Flugzeug über die gesamte typische Lebenszeit im Einsatz ist und emittiert (Boucher und Reddy, 2008). Will man hingegen bewerten, welchen Einfluss eine Verringerung der Betriebszeit von älteren Flugzeugen um ein Jahr auf das Klima hat, ist eine Pulsemission zu bevorzugen (Boucher und Reddy, 2008), da angenommen werden kann, dass sich die Emissionen nur in einem einzelnen Jahr ändern, weil das neue Flugzeug ohne diese Vorgabe ein Jahr später eingeführt worden wäre.

Weiterhin stellt sich die Frage, welche spezielle Metrik und welcher Zeithorizont verwendet werden soll, da sich je nach gewähltem Zeithorizont, die Wichtung zwischen kurz- und langlebigen Spurenstoffen ändert. Auch der Zeithorizont muss an die Fragestellung angepasst werden. Dies beinhaltet aber eine Wertung zwischen heutigen Änderungen (kurzer Zeithorizont) und

Änderungen in den nächsten Generationen (langer Zeithorizont) und kann daher nicht durch reine physikalische Erörterung gelöst werden.

Im Folgenden werden für verschiedene Fragestellung passende Metriken und Emissionsverläufe aufgezeigt:

**Wie hat der Luftverkehr das Klima bis heute beeinflusst?** Als Emissionsverlauf für die Berechnung der Klimawirkung muss der zeitliche Verlauf der realen Luftverkehrsemissionen verwendet werden, da deren Wirkung bewertet werden soll. Die passenden Metriken sind der Strahlungsantrieb (RF) und das Absolute Global Temperature Potential (AGTP), also die Temperaturänderung ( $\Delta T$ ), zur heutigen Zeit, da diese die Wirkung zu einem bestimmten Zeitpunkt beschreiben und die Lebenszeit der früheren Emissionen berücksichtigen.

**Trägt eine bestimmte Maßnahme zum Erreichen des 2°C-Ziels bei?** Das 2°C-Ziel wurde als politisches Ziel im Sinne eines Grenzwerte definiert, bei dem die Schäden der Klimaänderung noch wirtschaftlich und ökologisch zu verkraften sein sollen (EU, 2008). Soll nun untersucht werden, ob eine bestimmte politische Vorgabe (z. B. Verringerung des spezifischen Treibstoffverbrauchs) dazu beitragen kann, das 2°C-Ziel im Jahr 2050 oder 2100 zu erreichen, sind das Global Temperature Potential bzw. das Absolute Global Temperature Potential mit einem Zeithorizont von 40 oder 90 Jahren ideal, weil sie einen direkten Bezug zur Temperatur liefern. Da das GWP und das RF keinen direkten Zusammenhang mit der Temperaturänderung zeigen, können sie nicht für das 2°C-Ziel verwendet werden. Für den Emissionsverlauf sollte ein Szenario verwendet werden, da die Luftverkehrsemissionen durch politische Vorgaben über einen längeren Zeitraum verändert werden.

**Klimabewertung neuer Technologien.** Zur Klimabewertung neuer Technologien ist die Verwendung der gemittelten Temperaturänderung (ATR) sinnvoll, da diese weniger vom gewählten Zeithorizont abhängig ist und einen Klimaeinfluss zu Beginn des betrachteten Zeithorizontes genauso berücksichtigt wie zum Ende des Zeithorizontes. Zudem hat es einen direkten Bezug zur verursachten Temperaturänderung. Als zeitlicher Verlauf sollte, wie oben erläutert die typische Lebenszeit der Technologie (z. B. 32 Jahre für einen Airbus A330) verwendet werden.

**Klimawirkung im Sinne des Kyoto-Protokolls.** Das Kyoto-Protokoll ist ein internationaler Vertrag zur Verringerung von Treibhausgasen. Dabei wurde vereinbart, die Emission verschiedener Treibhausgase um mindestens 5% unter die Emissionen von 1990 zu reduzieren. Da die einzelnen Treibhausgase unterschiedliche Lebenszeiten und Klimawirkungen haben, aber dennoch möglichst einfach eine Vielzahl verschiedener Emissionen betrachtet werden sollen, werden alle Emissionen in Kohlendioxidäquivalente umgerechnet. Dazu wird das Global Warming Potential einer Pulsemission mit einem Zeithorizont von 100 Jahren verwendet. Eine andere mögliche Metrik wäre auch das ATR relativ zu dem einer CO<sub>2</sub>-Emission. Weniger geeignet ist hingegen die Verwendung des RF oder des GTP, da durch die Wahl des verwendeten Zeithorizontes bereits eine starke Wichtung zwischen kurz- und langlebigen Spezies stattfinden würde.

Neben der Wahl der Metrik, dem Zeithorizont, und dem gewählten Emissionsverlauf müssen noch zwei weitere Entscheidungen getroffen werden. So stellt sich erstens die Frage, wie mit kühlenden Wirkungen, zum Beispiel der Methanreduktion, umgegangen wird. Global betrachtet heben sich Teile der Wirkung von NO<sub>x</sub>-Emissionen dadurch auf, dass der wärmende Einfluss, durch Ozonerhöhung, durch den kühlenden Einfluss, durch den Methanabbau, kompensiert wird. Allerdings wirkt die Erwärmung durch Ozon nur in der Nordhemisphäre, in der

Frage	Emissionsverlauf		Metrik			
	Szenario	Pulse	RF	GWP	GTP	ATR
Heutiger Luftverkehr	•		•		•	
2°C-Ziel	•				•	
Technologiebewertung	•					•
Kyoto-Protokoll		•		•		•

Tabelle 3.2: Zusammenfassung passender Metriken für verschiedene Fragestellungen. Die absoluten und relativen Metriken sind jeweils zusammengefasst.

am meisten emittiert wird, während die Kühlung durch Methan auch in der Südhemisphäre stattfindet, da sich Methan durch die längere Lebenszeit auch in die Südhemisphäre ausbreiten kann (Fuglestvedt et al., 2010). Bisher gibt es aber noch keine etablierten Vorschläge wie dies in Metriken berücksichtigt werden kann. Zweitens muss für die Hintergrundkonzentration verschiedener Spurenstoffe (z. B. Kohlendioxid und Methan) eine Annahme getroffen werden, da, wie in Kap. 2 beschrieben wurde, die Klimawirkung von der entsprechenden Hintergrundkonzentration abhängt. Diese Hintergrundkonzentrationen hängen vor allem von der zukünftigen Entwicklung anderer Sektoren wie Industrie oder bodengebundenen Verkehr ab. Mögliche Entwicklungen der Hintergrundkonzentration, sogenannte RCPs (Representative Concentration Pathways), sind im IPCC zu finden (Nakicenovic et al., 2000).

### 3.4 Metriken zur Klimabewertung verschiedener Flugzeugtechnologien

Der vorangegangene Überblick zeigt, dass je nach Fragestellung zur Klimawirkung verschiedene Metriken existieren, die gewisse Vor- und Nachteile beinhaltet. Im Rahmen dieser Arbeit wird bei der Erweiterung des Modells AirClim entsprechend sowohl die Integration unterschiedlicher Emissionsverläufe und Hintergrundkonzentrationen als auch die Auswahl der unterschiedlichen Metriken ermöglicht (RF, GWP, GTP, ATR). Für die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Bewertungen wird die jeweils geeignete Metrik ausgewählt.

Die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführte Klimabewertung verschiedener Betriebspunkte (Kap. 9) dient als erster Schritt, um ein Flugzeug durch Designänderungen klimaoptimiert zu gestalten. Aus diesem Grund wird bei der Wahl der Metrik von einer Bewertung verschiedener Flugzeugtechnologien ausgegangen. Für die Bewertung verschiedener Flugzeugtechnologien wird als zeitlicher Verlauf der Luftverkehrsemissionen eine konstante Emission von der Einführung des Flugzeuges über eine typische Lebenszeit von 32 Jahren verwendet (CAEP, 2008). Nach diesen 32 Jahren wird angenommen, dass das Flugzeug außer Betrieb genommen wird und deshalb nicht weiter emittiert (Abb. 3.5a). Da die Klimawirkung nicht zu einem bestimmten Zeitpunkt von Interesse ist, sondern die Wirkung über eine längere Zeitspanne, wird die gemittelte Temperaturänderung (ATR) mit einem Zeithorizont von 100 Jahren verwendet. Auch WMO (1992) und Lelieveld et al. (1998) sprechen sich für die Verwendung eines Zeithorizontes von 100 Jahren aus. Vorteil dieses Zeithorizontes ist vor allem, dass die CO<sub>2</sub>-Konzentrationsänderung einer Pulsemission nach 100 Jahren bereits größtenteils abgebaut ist. In

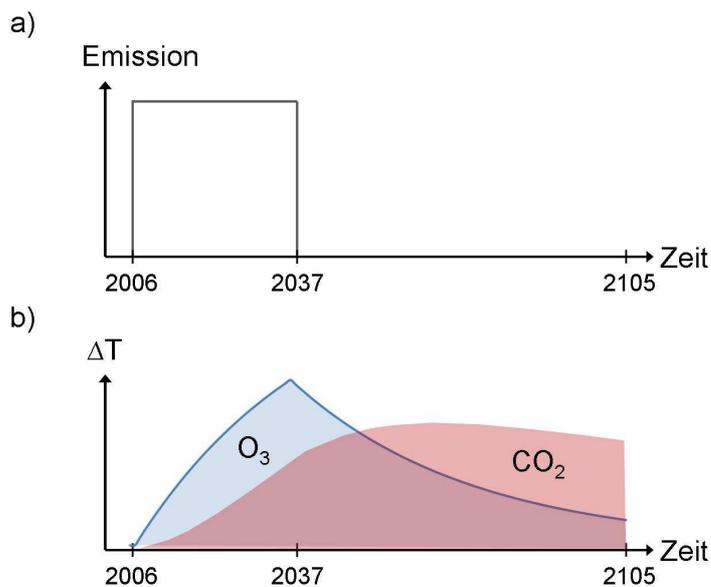


Abbildung 3.5: Schematische Darstellung des für die Klimabewertung neuer Flugzeugtechnologien verwendeten Emissionsverlaufs (a) und daraus resultierende Temperaturänderung durch Kohlendioxid und Ozon (b).

Abb. 3.5b ist der zeitliche Verlauf der Temperaturänderung für Kohlendioxid und Ozon schematisch dargestellt. Die mittlere Fläche unter den Kurven stellt das ATR dar. Für den zeitlichen Verlauf der Hintergrundkonzentration von Kohlendioxid und Methan wird das A1B Szenario des IPCC verwendet, das von einer ökonomisch ausgerichteten Welt und einer ausgewogenen Nutzung von fossilen und regenerativen Energien ausgeht (Nakicenovic et al., 2000).

Für den Vergleich der verschiedenen Kataster zur Abschätzung verschiedener Unsicherheiten (Kap. 7) wird das ATR mit einem Zeithorizont von 100 Jahren verwendet, um konsistent mit dem Anwendungsbeispiel zu bleiben. Zum Vergleich der Klimawirkung verschiedener Kataster des heutigen Luftverkehrs wäre ansonsten eine Endpunktmeterik wie RF oder GTP zu verwenden. Allerdings wird als zeitlicher Verlauf für die Emissionen bis 2005 der zeitliche Verlauf der verkauften Treibstoffmenge (Lee et al., 2009) und bis 2100 das Fa1 Szenarios verwendet (IPCC, 1999), da die verschiedenen Kataster den gesamten Luftverkehr darstellen sollen.

Im Gegensatz dazu wird für die Untersuchung der Anwendbarkeit von eindimensionalen Klimafunktionen (Kap. 8) als Metrik der Strahlungsantrieb verwendet, um mit den Studien von Köhler et al. (2008) und Rädcl und Shine (2008) konsistent zu sein. Als zeitlicher Emissionsverlauf wird entsprechend Köhler et al. (2008) eine konstante Emission von 1995 bis 2002 verwendet.

# Kapitel 4

## Das Klima-Response-Modell AirClim

Für die Berechnung der Klimawirkung verschiedener Maßnahmen zur Klimaoptimierung des Luftverkehrs wird in dieser Arbeit das Klima-Response-Modell AirClim verwendet. In diesem Kapitel werden die Grundlagen des Response-Modells und die Basisversion des Modells (AirClim 1.0) beschrieben.

### 4.1 Prinzip eines Klima-Response-Modells

Die Klimawirkung einer Emission kann im Detail mit einem komplexen dreidimensionalen Klima-Chemie-Modell analysiert und quantifiziert werden, bei dem alle atmosphärischen Prozesse berücksichtigt werden. Da dies sehr rechenzeitintensiv ist, ist es für bestimmte Anwendungen notwendig die Klimawirkung mit einem vereinfachten Modell, z. B. einem Klima-Response-Modell zu berechnen. Im Gegensatz zum Klima-Chemie-Modell, das alle Prozesse beinhaltet, wird in einem Response-Modell nur die Wirkung der Emission auf den Strahlungsantrieb und die Temperatur abgebildet, wobei die einzelnen Prozesse nicht mehr untersucht werden. In Kap. 1 wurde das Klima-Response-Modell AirClim bereits kurz vorgestellt, mit dem im Rahmen dieser Arbeit der globale Klimaeinfluss von Flugzeugemissionen berechnet wird. Entwickelt wurde das Modell von Grewe und Stenke (2008) und basiert auf Rechnungen mit dem Klima-Chemie-Modell ECHAM4.L39(DLR)/CHEM (siehe Anhang A). Die Grundlage des Modells ist das lineare Response-Modell von Sausen und Schumann (2000). Allerdings besitzt AirClim im Gegensatz zu Sausen und Schumann (2000) eine Höhen- und Breitenabhängigkeit der Klimawirkung, die aus einem Klima-Chemie-Modell extrahiert wurde. Des Weiteren werden neben Kohlendioxid und Ozon auch die Wirkung von Methan, Wasserdampf und linienförmigen Kondensstreifen berücksichtigt.

Grundsätzlich besteht AirClim aus zwei verschiedenen Teilen, einerseits einer Linearkombination und andererseits dem linearen Response (Abb. 4.1). Bei der Linearkombination werden die Emissionen des Luftverkehrs mit Hilfe von Responsefunktionen auf Konzentrationsänderungen und Strahlungsantriebe abgebildet. Die hierbei benötigten Responsefunktionen werden mit Hilfe von speziellen Klima-Chemie-Simulationen erzeugt, bei denen die Änderungen der Wasserdampf- und Ozonkonzentration sowie Änderung der Kondensstreifenbedeckung und der

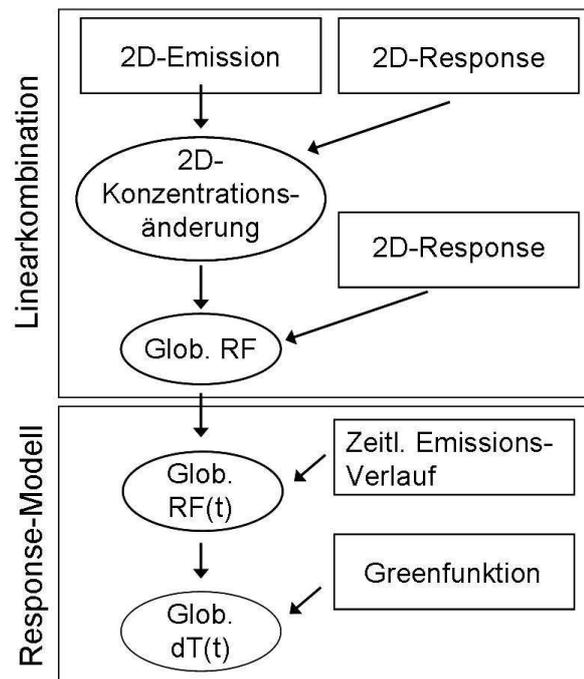


Abbildung 4.1: Schematische Darstellung der Funktionsweise von AirClim.

Methanlebenszeit und der damit verbundene Strahlungsantrieb für eine idealisierte Emission in vorgegebenen Regionen (siehe Abb. 4.2) quantifiziert werden. Dieser Zusammenhang wird im Folgenden Emissions-Response-Funktionen (ERF) genannt. In AirClim werden diese dann linear mit den höhen- und breitenabhängigen Emissionen kombiniert. Der Vorteil dieser Berechnungsmethode ist, dass sie sehr effizient die Klimawirkung verschiedener Emissionsszenarien berechnet, da die sehr rechenzeitintensiven Klima-Chemie-Simulationen nur einmal durchgeführt werden müssen und dann beliebig oft verwendet werden können. Der zweite Teil, der lineare Response, entspricht dem Vorgehen in Sausen und Schumann (2000). Dabei werden die für einen bestimmten Zeitpunkt mit der Linearkombination oder einem komplexen Klimamodell berechneten Störungen von Wasserdampf, Ozon, Kondensstreifen, Methanlebenszeit und der damit verbundene Strahlungsantrieb durch Luftverkehrsemissionen verwendet und damit die zeitliche Entwicklung des Strahlungsantriebes (RF) und der bodennahen Temperaturänderung ( $\Delta T$ ) entsprechend eines vorgegebenen Emissionsverlaufs berechnet.

## 4.2 AirClim 1.0

### 4.2.1 Atmosphärische Emissions-Response-Funktionen

Für die Basisversion AirClim 1.0 mussten zunächst eine Reihe von idealisierten Szenarien mit einem Klima-Chemie-Modell berechnet werden, um die Konzentrationsänderungen und den Strahlungsantrieb berechnen zu können. Da die Regionen der idealisierten Emissionen

Tabelle 4.1: Normierte Emissionen (Mischungsverhältnis pro Zeit) der idealisierten Szenarien.

Treibstoff $10^{-13} \text{ kgkg}^{-1}\text{s}^{-1}$	$\text{NO}_x$ $10^{-16} \text{ kgkg}^{-1}\text{s}^{-1}$	$\text{H}_2\text{O}$ $10^{-13} \text{ kgkg}^{-1}\text{s}^{-1}$	Entfernung $10^{-14} \text{ kmkg}^{-1}\text{s}^{-1}$
1.8	1.0	4.5	1.25

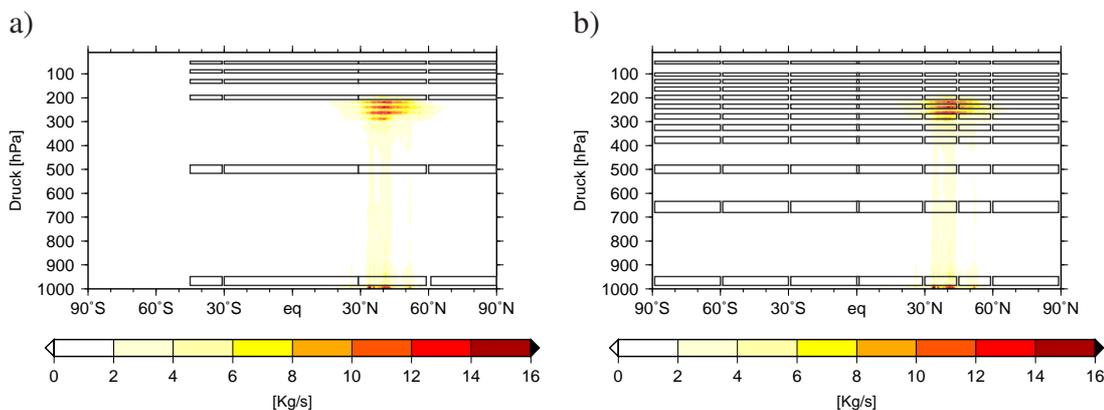


Abbildung 4.2: Position der Emissionsregionen für die idealisierten Szenarien für (a) Überschallverkehr und (b) Unterschallverkehr. Farbiger hinterlegt sind AERO2k Flugzeugemissionen in kg/s.

vom Anwendungsbereich des Modells abhängen, wurden zuerst für den Luftverkehr relevante Regionen definiert, für die die atmosphärischen Reaktionen auf eine idealisierte Emission berechnet wurden (Emissions-Response-Funktion). Die ursprüngliche Version die in Grewe und Stenke (2008) beschrieben ist (AirClim 1.0), war für Überschallverkehr ausgelegt und weist aus diesem Grund die Boxen der idealisierten Emissionen in großen Höhen auf (siehe Abb. 4.2a). Um AirClim für Unterschallverkehr anzupassen, wurden die Emissions-Response-Funktionen zusätzlich für Boxen berechnet, die repräsentativer für den Unterschallverkehr sind (siehe Abb. 4.2b, Fichter (2009)).

Für jede der vordefinierten Regionen wurde im vorgegebenen Druck- und Breitenbereich eine normierte Menge Treibstoff,  $\text{NO}_x$  und Wasserdampf emittiert und eine normierte Strecke zurückgelegt (siehe Tabelle 4.1). Diese idealisierte Emission ist normiert auf Massenmischungsverhältnis pro Zeit und wird zonal homogen in der Box emittiert. Für jede dieser idealisierten Emissionsregionen wurde eine Klima-Chemie-Simulation durchgeführt, in der diese Emissionen zusätzlich zum Hintergrundluftverkehr (Base Case) emittiert wurden. Die daraus resultierende Änderung der entsprechenden Konzentrationen und der Strahlungsantrieb im Vergleich zur Base-Case-Simulation werden in AirClim als Emissions-Response-Funktionen verwendet. Zusätzlich wird auch die Änderung in der Lebenszeit von Methan durch die Änderung der OH-Konzentration abgeleitet. Die aktuell verwendeten Daten wurden mit einem gekoppelten Klima-Chemie-Modell (ECHAM4.L39(DLR)/CHEM-ATTILA) berechnet (siehe Anhang A). In AirClim ist es auch möglich, die Eingangsdaten aus anderen Modellversionen oder anderen Klima-Chemie-Modellen zu verwenden.

Tabelle 4.2: Koeffizienten der Greenfunktion zur Berechnung der CO<sub>2</sub>-Konzentration. Nach Hasselmann et al. (1997).

j	1	2	3	4	5
$\alpha_j$	0.142	0.241	0.323	0.206	0.088
$\tau_j$ [a]	$\infty$	313.8	79.8	18.8	1.7

## 4.2.2 Konzentrationsänderung der strahlungsrelevanten Spurenstoffe

Durch die lange Lebenszeit von CO<sub>2</sub> wird es homogen in der Atmosphäre verteilt und weist dadurch keine Höhen- oder Breitenabhängigkeit mehr auf. Der zeitliche Verlauf der globalen CO<sub>2</sub>-Konzentrationsänderung ( $\Delta C^{CO_2}$ ) wird wie in Sausen und Schumann (2000) über eine Responsefunktion mit fünf unterschiedlichen Lebenszeiten berechnet, die die unterschiedlichen Abbauprozesse von CO<sub>2</sub> abbilden:

$$\Delta C^{CO_2}(t) = \int_{t_0}^t G_C(t-t')E(t')dt'. \quad (4.1)$$

Dabei ist E(t) der zeitliche Verlauf der CO<sub>2</sub>-Emission umgerechnet in Volumenmischungsverhältnis pro Jahr und

$$G_C(t) = \sum_{j=0}^5 \alpha_j e^{-t/\tau_j} \quad (4.2)$$

eine Greenfunktion mit Parametern aus Tabelle 4.2 (Hasselmann et al., 1997). Die Parameter dieser Greenfunktion sind so gewählt, dass die Greenfunktion den Verlauf der Konzentrationsänderung annähert, der mit einem Kohlenstoff-Kreislauf-Modell simuliert wurde (Maier-Reimer und Hasselmann, 1987).

Im Gegensatz zu Kohlendioxid hängen die Konzentrationsänderungen von Ozon und Wasserdampf sowie die Verteilung der linienförmigen Kondensstreifen vom Emissionsort ab. Aus diesem Grund erfolgt deren Berechnung über Emissions-Response-Funktionen. Für den Zeitpunkt ( $t_{norm}$ ), zu dem die Emissionen vorliegen, werden für Ozon, Wasserdampf und linienförmige Kondensstreifen globale Konzentrationsänderungen ( $\Delta C^{spec}$ ) berechnet. Für jeden Flugpunkt werden zunächst die vier umliegenden idealisierten Emissionsregionen gesucht und die Wichtungsfaktoren  $\epsilon_k(t)$  entsprechend dem jeweiligen Abstand des Emissionsortes zur idealisierten Emissionsregion berechnet, um zwischen den Emissionsregionen zu interpolieren. Dabei gilt  $\sum_{k=1}^4 \epsilon_k(t) = 1$ . Anschließend wird die Konzentrationsänderung berechnet, indem die Emission an diesem Flugpunkt mit der, zwischen den umliegenden Emissionsregionen interpolierten, globale Konzentrationsänderung des idealisierten Szenarios (Emissions-Response-Funktionen) multipliziert wird und über die Zeit integriert wird, in der die Emission stattfindet (Grewé und Stenke, 2008):

$$\Delta C^{spec} = \frac{1}{T} \int_0^T \frac{E^{spec}(x,t)}{X} \sum_{k=1}^4 \frac{\epsilon_k(t) \Delta C_{id}^{spec}(i_k, j_k)}{M(i_k, j_k)} dt. \quad (4.3)$$

Dabei ist  $E^{spec}(x,t)$  die Emission pro Sekunde an einem Flugpunkt  $x$  und  $X$  die idealisierte Emission als Massenmischungsverhältnis pro Zeit entsprechend Tab. 4.1.  $\Delta C_{id}^{spec}(i_k, j_k)$

ist die Konzentrationsänderung der idealisierten Emission in Massenmischungsverhältnis und  $M(i_k, j_k)$  die Masse der idealisierten Emissionsregion in kg. Die Gesamtänderung der Konzentration zum Zeitpunkt  $t_{norm}$  ergibt sich als Summe der Konzentrationsänderungen der einzelnen Flugpunkte.

Der zeitliche Verlauf der globalen Konzentrationsänderung ( $\Delta C^{Spec}$ ) berechnet sich für sehr kurzlebige Spezies, wie linienförmige Kondensstreifen, entsprechend des zeitlichen Verlaufs des Treibstoffverbrauchs. Für Spezies mit etwas längerer Lebensdauer, wie z. B. Ozon und Wasserdampf, wird der zeitliche Verlauf über eine lineare Differenzialgleichung berechnet:

$$\frac{d}{dt} \Delta C^{Spec} = P(t) - \tau_{Spec}^{-1} \Delta C^{Spec}. \quad (4.4)$$

Dabei ist  $\tau_{Spec}$  die Lebenszeit der einzelnen Spezies, die aus den idealisierten Szenarien berechnet wurde und  $P(t)$  ein Produktionsterm, der proportional zum Emissionsverlauf ( $E(t)$ ) der entsprechenden Emission ( $CO_2$  für  $H_2O$  und  $NO_x$  für  $O_3$ ) verläuft:  $P(t) = sE(t)$ . Der Faktor  $s$  ist so gewählt, dass die Lösung der Differenzialgleichung zum Zeitpunkt  $t_{norm} + \tau_{Spec}$  mit der Konzentrationsänderung aus (4.3) übereinstimmt. Anstelle von  $t_{norm}$  wird der Zeitpunkt  $t_{norm} + \tau_{Spec}$  verwendet, da die Konzentrationsänderung für einen Gleichgewichtszustand berechnet wurde, der sich erst nach einer gewissen Zeit einstellt.

Für Methan wird eine alternative Berechnungsmethode verwendet, da dessen Lebenszeit deutlich länger als die Modellsimulationsdauer von drei Jahren ist. Der zeitliche Verlauf der Methankonzentrationsänderung wird über die Differenz zweier linearer Differentialgleichungen berechnet, einmal für die Hintergrundkonzentration ( $C_0^{CH_4}$ ) und einmal für die Störung ( $C^{CH_4} = C_0^{CH_4} + \Delta C^{CH_4}$ ):

$$\frac{d}{dt} C_0^{CH_4} = P(t) - \frac{1}{\tau_{CH_4}} C_0^{CH_4} \quad (4.5)$$

$$\frac{d}{dt} C^{CH_4} = P(t) - \frac{1}{\tau_{CH_4}(1 + \delta)} C^{CH_4}. \quad (4.6)$$

Dabei ist  $\tau_{CH_4}$  die Lebenszeit einer Methanstörung (12 Jahre, Perturbation Lifetime),  $\delta$  die relative Änderung der Lebenszeit aufgrund der Änderung der OH-Konzentration durch die  $NO_x$ -Emission (Kap. 2.3.3) und  $P(t)$  ein Produktionsterm. Die relative Änderung der Lebenszeit  $\delta$  berechnet sich über die Multiplikation der idealisierten Szenarien und der  $NO_x$ -Emissionen entsprechend Gleichung (4.3). Beide Gleichungen haben den gleichen Produktionsterm, unterscheiden sich aber in der Lebenszeit. Daraus ergibt sich für den zeitlichen Verlauf der Methankonzentrationsänderung Folgendes:

$$\frac{d}{dt} \Delta C^{CH_4} = \frac{\delta}{1 + \delta} \tau_{CH_4}^{-1} C_0^{CH_4} - \frac{1}{1 + \delta} \tau_{CH_4}^{-1} \Delta C^{CH_4}. \quad (4.7)$$

### 4.2.3 Berechnung des Strahlungsantriebes

Der Strahlungsantrieb von  $CO_2$  wird entsprechend Ramaswamy et al. (2001) über den Logarithmus der Konzentrationsänderung berechnet und basiert auf Rechnungen mit einem Strahlungstransfermodell:

$$RF(t) = \alpha_{CO_2} \ln \frac{C^{CO_2}(t)}{C_0^{CO_2}(t)}, \quad (4.8)$$

Spezies	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	O <sub>3</sub>	CH <sub>4</sub>	Kondensstreifen
$\lambda [KW^{-1}m^2]$	0.73	0.83	1.0	0.86	0.43
$r_{\text{eff}}$	1.00	1.14	1.37	1.18	0.59

Tabelle 4.3: Verwendete Klimasensitivitätsparameter  $\lambda$  [K/(Wm<sup>2</sup>)] und efficacies  $r_{\text{eff}}$  (Ponater et al., 2006).

wobei  $\alpha_{CO_2}=5.35 \text{ Wm}^{-2}$  ist.  $C_0^{CO_2}(t)$  ist dabei die Hintergrundkonzentration und  $C^{CO_2}(t)$  die Gesamtkonzentration des Störungsexperimentes zum Zeitpunkt  $t$  ( $C^{CO_2} = C_0^{CO_2} + \Delta C^{CO_2}$ ).

Der Strahlungsantrieb von CH<sub>4</sub> wird entsprechend Ramaswamy et al. (2001) als Funktion der Konzentrationsänderung berechnet:

$$RF(t) = \alpha_{CH_4}(\sqrt{M} - \sqrt{M_0}) - (f(M, N) - f(M_0, N)), \quad (4.9)$$

wobei  $\alpha_{CH_4}=0.036 \text{ Wm}^{-2}$  ist.  $M=C^{CH_4}(t)$ ,  $M_0=C_0^{CH_4}(t)$ ,  $N=C^{NO_2}$  sind die Massenmischungsverhältnisse in ppb und

$$f(M, N) = 0.47 \ln[1 + 2.01 \cdot 10^{-5} (MN)^{0.75} + 5.31 \cdot 10^{-15} M(MN)^{1.52}]. \quad (4.10)$$

Der Strahlungsantrieb von Ozon, Wasserdampf und den linienförmigen Kondensstreifen berechnet sich als Multiplikation des Strahlungsantriebes des idealisierten Szenarios und der Konzentrationsänderung nach Gleichung 4.3. Der zeitliche Verlauf des Strahlungsantriebes wird entsprechend dem zeitlichen Verlauf der Konzentrationsänderung berechnet.

#### 4.2.4 Temperaturänderung als Klimawirkungsindikator

Die Berechnung der Temperaturänderung durch den Luftverkehr wird entsprechend dem Ansatz von Sausen und Schumann (2000) berechnet und basiert auf der Annäherung an Ergebnisse einer Simulation mit einem globalen Klimamodell (Cubasch et al., 1992):

$$\Delta T_{\text{spec}}(t) = \int_{t_0}^t G(t-t') RF_{\text{spec}}^*(t') dt', \quad (4.11)$$

wobei

$$G(t) = \alpha e^{-\frac{t}{\tau}}, \quad (4.12)$$

eine Greenfunktion mit  $\alpha = \frac{2.246K}{36.8a}$ ,  $\tau=36.8$  a ist und

$$RF_{\text{spec}}^*(t) = \frac{RF_{\text{spec}}(t)}{RF_{CO_2}} \cdot r_{\text{eff}}^{\text{spec}} \quad (4.13)$$

ein auf eine CO<sub>2</sub>-Verdoppelung normierter Strahlungsantrieb.  $r_{\text{eff}}^{\text{spec}}$  (efficacy) ist die Klimasensitivität einer Spezies ( $\lambda_{\text{spec}}$ ) relativ zu der von CO<sub>2</sub>. Der Klimasensitivitätsparameter  $\lambda$  gibt an, wie stark das Klima auf eine normierte Störung reagiert (siehe Tabelle 4.3).

### 4.2.5 Berücksichtigung der Unsicherheiten

Die mit Hilfe des Klima-Chemie-Modells berechneten Emissions-Response-Funktionen weisen eine Unsicherheit auf. Hauptgründe hierfür sind ein teilweise noch ungenügendes Prozessverständnis (z. B. Kondensstreifen-Zirrus) und modellhaft vereinfachte Abbildung von Prozessen. Der Fortschritt im Bereich der Klimamodellierung und der Computerleistung führt dazu, dass diese Unsicherheiten in der Klimamodellierung immer geringer werden. Dennoch gibt es einige Prozesse in der Atmosphäre, die nur zum Teil oder überhaupt nicht bekannt sind. Aus diesem Grund unterscheiden sich auch die Ergebnisse verschiedener Modelle. Um die Modellabhängigkeit der Ergebnisse zu verringern, werden Unsicherheitsbereiche aus anderen Modellstudien mit einbezogen. In AirClim 1.0 werden diese Unsicherheiten berücksichtigt indem für die Lebenszeit ( $\tau$ , Gleichung (4.4) und (4.7)), den Strahlungsantrieb (RF, Gleichung (4.8) und (4.9)) und die Klimasensitivität ( $\lambda$ , Gleichung 4.13) jeder Spezies ein Unsicherheitsbereich angenommen wird (Tab. 6.1). Hierfür wird neben der mittleren Temperaturänderung, die aus den Emissions-Response-Funktionen berechnet wird, auch eine minimale und maximale Temperaturänderung berechnet, die für jeden der drei Bereiche den minimalen bzw. maximalen Bereich abdeckt. Im Rahmen dieser Arbeit werden für den Unsicherheitsbereich Werte verwendet, die in der relevanten wissenschaftlichen Literatur angegeben werden (Grewe und Stenke, 2008; Lee et al., 2009).



# Kapitel 5

## Erweiterungen des Klima-Response-Modells (AirClim 2.0)

Um eine Bewertung verschiedener Maßnahmen zur Klimaoptimierung des Luftverkehrs durchführen zu können, wurde AirClim im Rahmen meiner Arbeit um verschiedene Funktionen zu AirClim 2.0 erweitert. Die neue Version AirClim 2.0 ist jetzt in der Lage für den zeitlichen Verlauf der Emissionen des Luftverkehrs sowie für den Verlauf der Hintergrundkonzentration von  $\text{CO}_2$  und  $\text{CH}_4$  verschiedene Szenarien gleichzeitig zu berechnen und als Unsicherheitsparameter zu verwenden (vgl. Kap. 6). In AirClim 2.0 kann neben dem Vergleich zweier Technologieoptionen auch die absolute Klimawirkung z. B. eines einzelnen Flugzeuges oder einer Routenoption berechnet werden. Außerdem ist AirClim 2.0 nun in der Lage neben  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{O}_3$ ,  $\text{CH}_4$  und linienförmigen Kondensstreifen auch die Klimawirkung des langanhaltenden Ozonabbaus ( $\text{O}_3^{pm}$ ) und der Kondensstreifen-Zirren zu berücksichtigen. Diese Erweiterungen werden im Folgenden einzeln erläutert. Anschließend wird gezeigt, inwieweit AirClim die Klimawirkung reproduziert, die mit komplexeren Klimamodellen berechnet wurden.

### 5.1 Erweiterungen

#### 5.1.1 Variables Emissionsszenario

Um die Klimawirkung des Luftverkehrs zu berechnen, muss, wie in Kap. 3 gezeigt wurde, je nach Anwendungsbereich der atmosphärische Response für z. B. die nächsten 100 Jahre berechnet und analysiert werden. Dafür muss für diesen Zeitraum eine Annahme über den Verlauf der Luftverkehrsemissionen getroffen werden. Für die zukünftige Entwicklung des Luftverkehrs werden im IPCC verschiedene mögliche Szenarien dargestellt. In der ursprünglichen Version, AirClim 1.0, wurde ein festes Szenario angenommen, in dem ein Flugzeug im Jahr 2015 in Betrieb gestellt wird und sich bis 2050 eine vollständige Flotte entwickelt, die sich in ihrer Größe bis 2100 nicht verändert. Dies entspricht daher konstanten Emissionen ab 2050. Um den Einfluss verschiedener Szenarien der zeitlichen Entwicklung des Luftverkehrs zu untersuchen und um Metriken berechnen zu können, die nur für Pulsemissionen, also einer Emission während

eines einzelnen Jahres, definiert sind, habe ich das Klima-Response-Modell AirClim so angepasst, dass verschiedene Emissionsszenarien berechnet werden können. In AirClim 2.0 können nun neben konstanten Emissionen ab 2050 auch weiter steigende aber auch sinkende Emissionen berechnet werden. Um die Unsicherheiten in der zukünftigen Entwicklung zu berücksichtigen, können verschiedene Emissionsszenarien gleichzeitig verwendet werden, wodurch der Einfluss unterschiedlicher Emissionsverläufe auf die Bewertung verschiedener Maßnahmen zur Klimaoptimierung des Luftverkehrs untersucht werden kann.

### 5.1.2 Variables Hintergrundscenario

Der von einer Emission verursachte Strahlungsantrieb und die damit verbundene Temperaturänderung hängen neben der Emission auch von den Hintergrundbedingungen ab, die sich mit der Zeit ändern können. Wie in Kap. 2 beschrieben wurde, beeinflussen diese einerseits die Konzentrationsänderung und andererseits durch Sättigungseffekte auch den spezifischen Strahlungsantrieb (Strahlungsantrieb pro Konzentrationsänderung). So ist die Klimawirkung des Luftverkehrs nicht alleine von der Entwicklung des Luftverkehrs selbst abhängig, sondern hängt auch von der bereits vorhandenen Hintergrundkonzentration der einzelnen Spezies ab, welche wiederum von der zeitlichen Entwicklung der anderen Sektoren (z. B. Industrie, Verkehr, Landwirtschaft) beeinflusst werden. Entsprechend müssen auch hierfür verschiedene Hintergrundscenarien angenommen werden. Für die Konzentration von Kohlendioxid und Methan wurde in AirClim 1.0 bisher ein festes Hintergrundscenario angenommen. Um die Unsicherheiten in der zukünftigen Entwicklung zu berücksichtigen, wurde AirClim im Rahmen dieser Arbeit erweitert, sodass in AirClim 2.0 verschiedene IPCC Hintergrundscenarien für die Kohlendioxid- und Methankonzentration gleichzeitig verwendet werden können. Dadurch können der Einfluss einer sich ändernden Hintergrundkonzentration auf die Klimawirkung des Luftverkehrs und die Bewertung verschiedener Optimierungsmaßnahmen untersucht werden. Auch für Kondensstreifen-Zirren wird die Abhängigkeit der Klimawirkung vom bereits existierenden Luftverkehr berücksichtigt (siehe Kap. 5.1.5) und die zeitliche Änderung des Hintergrundscenarios kann variabel gewählt werden.

Wie in Kap. 2 beschrieben wurde, wird auch die Klimawirkung der Ozonerhöhung von der Hintergrundkonzentration von Stickoxiden und Ozon beeinflusst. Der Einfluss der Sättigungseffekte von Ozon ist für den Luftverkehr gering und wird daher in AirClim nicht berücksichtigt.

### 5.1.3 Absolute Klimawirkung

Bisher wurden in AirClim 1.0 mindestens zwei verschiedene Emissionsszenarien benötigt, ein Basisszenario und ein Störungsszenario. Die Klimawirkung wurde dann als Differenz zum Basisszenario angegeben. Der Grund dafür, dass die Temperaturänderung des Basisszenarios nicht direkt berechnet wurde, ist, dass diese sehr stark von den getroffenen Annahmen bezüglich Emissionsszenario, Hintergrundscenario und den Unsicherheiten der Lebenszeit ( $\tau$ ), des Strahlungsantriebes (RF) und der Klimasensitivität ( $\lambda$ ) abhängt. Für Vergleiche mit anderen Studien oder den Vergleich verschiedener Strecken oder Bereiche ist es notwendig, auch den Strahlungsantrieb und die Temperaturänderung des Basisszenarios zu kennen. Um dies zu ermöglichen,

wurde das Klima-Response-Modell AirClim so angepasst, dass neben der Differenz zwischen Störungsszenario und Basisszenario nach Wahl der entsprechenden Hintergrund- und Luftverkehrsszenarien auch die absolute Klimawirkung eines einzelnen Szenarios berechnet werden kann.

#### 5.1.4 Langanhaltender Ozonabbau

In AirClim 1.0 wurden bei der Wirkung von  $\text{NO}_x$ -Emissionen die Zunahme der Ozon- und die Abnahme der Methankonzentration berücksichtigt. Zusätzlich verursacht die sinkende Methankonzentration wiederum eine sinkende Ozonkonzentration, den sogenannten „primary mode ozone“ ( $\text{O}_3^{pm}$ , siehe Kapitel 2.3). Dieser Effekt wird in AirClim 2.0 nun zusätzlich berücksichtigt. Da dieser Effekt sehr langlebig ist, kann er durch die Simulationsdauer des Klima-Chemie-Modells für die idealisierten Simulationen nicht direkt für die Implementierung extrahiert werden, sondern wird parametrisiert. Hierzu wurden zwei verschiedene Simulationen mit konstanten Emissionen und einer Simulationsdauer von drei Jahren ausgewertet. Einmal eine Simulation ohne Luftverkehr und einmal mit Luftverkehr. Die Differenz beider Simulationen ergibt die durch den Luftverkehr verursachte Änderung der Ozonkonzentration ( $\text{O}_3^{net}$ ) und der Methanlebenszeit. Aus der Änderung der Methanlebenszeit wird der Strahlungsantrieb von Methan ( $\text{RF}(\text{CH}_4)$ ) berechnet. Für den kurzlebigen Ozoneffekt ( $\text{O}_3^s$ ) wird angenommen, dass Ozon bei konstanten Emissionen bereits im zweiten Jahr eine konstante Konzentration und damit einen konstanten Strahlungsantrieb erreicht (siehe Abb. 5.1). Für den langanhaltenden Ozonabbau ( $\text{O}_3^{pm}$ ) wird angenommen, dass er die gleiche zeitliche Entwicklung wie die Änderung der Methankonzentration aufweist und sich damit mit der Zeit verstärkt. Sowohl für Ozon als auch für Methan wird der Strahlungsantrieb mit den Gleichungen aus Kap. 4.2 berechnet. Daraus wird ein Wichtungsfaktor  $\beta$  :

$$\beta = \frac{\text{RF}(\text{O}_3^{pm})}{\text{RF}(\text{CH}_4)}, \quad (5.1)$$

berechnet für den Folgendes gilt:

$$\text{RF}(\text{O}_3^{net}) = \text{RF}(\text{O}_3^s) + \beta \cdot \text{RF}(\text{CH}_4). \quad (5.2)$$

Mit Hilfe der mit dem Klimamodell bzw. AirClim berechneten Strahlungsantriebe von  $\text{O}_3^{net}$ ,  $\text{O}_3^s$  und  $\text{CH}_4$  ergibt sich für das Verhältnis aus langanhaltendem Ozonabbau und Methan ein Wert von  $\beta = 0.29$ . Dieser Wert ist deutlich geringer als der von Köhler et al. (2008), die 0.58 für eben dieses Verhältnis berechnet haben, liegt aber im Bereich von anderen Simulationen, wie z. B. 0.23 von Stevenson et al. (2004), 0.47 von Wild et al. (2001) oder 0.42 von Hoor et al. (2009).

#### 5.1.5 Kondensstreifen-Zirrus

In AirClim 1.0 wurde nur der Effekt von linienförmigen Kondensstreifen berücksichtigt. Im Rahmen dieser Arbeit wurde basierend auf Burkhardt und Kärcher (2011) eine Parametrisierung für Kondensstreifen-Zirrus entwickelt. Da der Effekt von Kondensstreifen-Zirrus stark

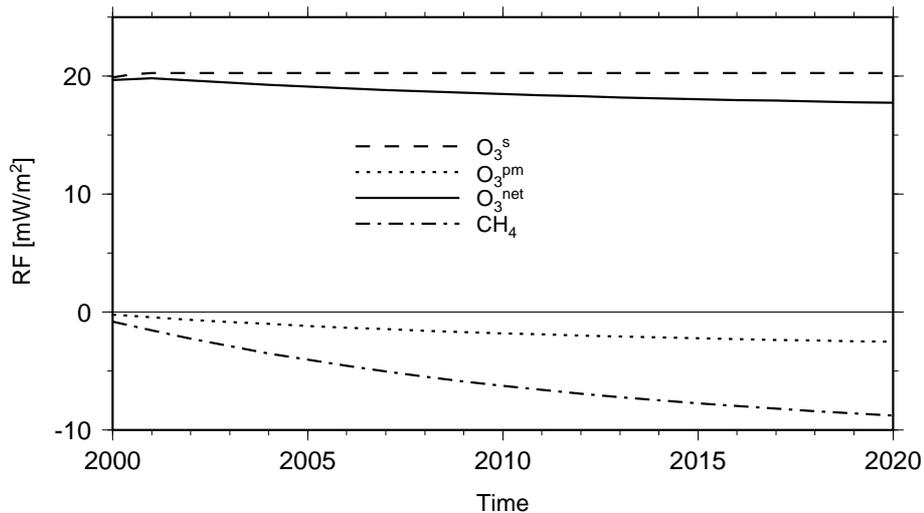


Abbildung 5.1: Zeitlicher Verlauf des mit AirClim berechneten Strahlungsantriebs von Methan, langlebigem Ozonabbau ( $\text{O}_3^{\text{pm}}$ ), Ozonerhöhung ( $\text{O}_3^s$ ) und Gesamtozon ( $\text{O}_3^{\text{net}}$ ) durch konstante  $\text{NO}_x$ -Emission.

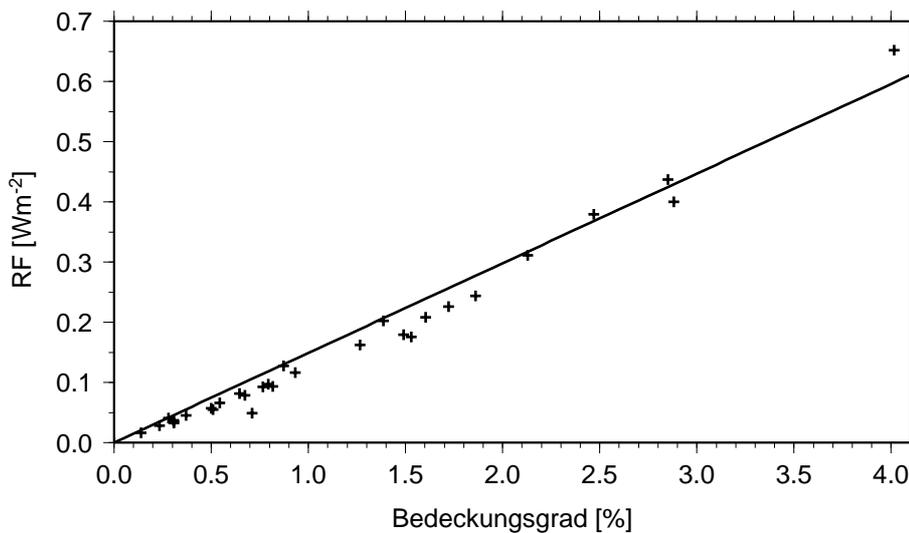


Abbildung 5.2: Linearer Zusammenhang zwischen Kondensstreifenbedeckungsgrad mit optischer Dicke größer 0.02 und daraus resultierendem Strahlungsantrieb.

nichtlinear ist, ist es nicht möglich, den daraus resultierenden Strahlungsantrieb über eine lineare Skalierung mit den Emissionen zu berechnen. Aus den Simulationen von Burkhardt und Kärcher (2011) mit einem Klima-Modell (siehe Anhang A) wurde ein linearer Zusammenhang zwischen der Zirrusbedeckung mit einer optischen Dicke größer als 0.02 und dem daraus resultierenden Strahlungsantrieb gefunden (Abb. 5.2, persönliche Kommunikation Ulrike Burkhardt). Der Zusammenhang zwischen geflogenen Kilometern und Bedeckungsgrad zeigt jedoch eine starke Sättigung (Abb. 5.3).

Um einen funktionalen Zusammenhang zwischen den geflogenen Kilometern und dem Bedeckungsgrad zu finden, wurde aus der Klima-Simulation zunächst eine Kondensstreifenflugdichte (KFD) berechnet, die ein Maß für die zurückgelegte Strecke ist, die in Regionen stattfindet

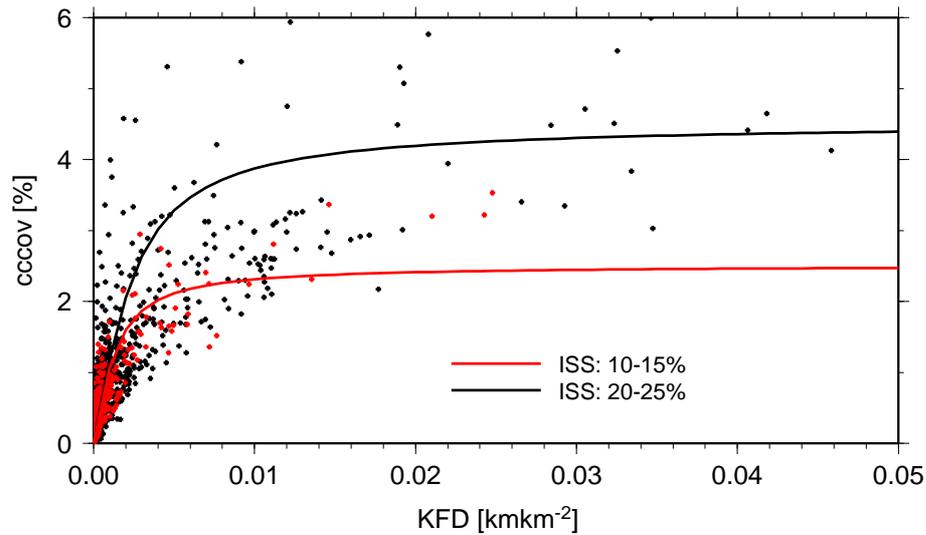


Abbildung 5.3: Relation zwischen der, mit der mittleren Wahrscheinlichkeit für das Erfüllen des Schmidt-Appleman-Kriterium gewichteten, Flugdichte ( $KFD$ ) und dem daraus resultierenden Bedeckungsgrad mit Kondensstreifen-Zirren für zwei verschiedene Eisübersättigungsfrequenzen (10-15% bzw. 20-25%).

den in denen Kondensstreifen gebildet werden können. Die Kondensstreifenflugdichte ( $KFD$ ) ist die vertikale Summe der mit der Wahrscheinlichkeit des Erfüllens des Schmidt-Appleman-Kriteriums ( $p_{SAK}$ ) gewichteten Flugstrecke (in 30 Minuten) pro Fläche:

$$KFD(i, j) = \sum_k \left( \frac{\text{geflogene Kilometer}(i, j, k)}{\text{Gitterboxfläche}(i, j)} * p_{SAK}(i, j, k) \right), \quad (5.3)$$

wobei  $i$  und  $j$  die geografischen Breiten bzw. Längen und  $k$  die Druckniveaus sind. Zusätzlich wurde für jede Gitterbox die, zwischen 200 und 250 hPa überlappte, Eisübersättigungsfrequenz (Ice Super Saturation,  $ISS$ ) und der überlappte Bedeckungsgrad mit einer optischen Dicke größer als 0.02 berechnet. Dabei wurden zwei Simulationen durchgeführt, einmal mit dem heutigen Luftverkehr und einmal mit dem fünffachen Luftverkehr.

Aus dem Zusammenhang zwischen Kondensstreifenflugdichte ( $KFD$ ), der Eisübersättigungsfrequenz ( $ISS$ ) und dem Bedeckungsgrad ( $cccov$ ) (Abb. 5.3) wird ein funktionaler Zusammenhang ermittelt. Aus der Klimasimulation ergibt sich, dass der Bedeckungsgrad bei zunehmender Flugdichte in eine Sättigung übergeht, dessen Sättigungswert von der Eisübersättigungsfrequenz abhängt. Des Weiteren zeigen die Ergebnisse der Klimasimulation, dass die Steigung des Bedeckungsgrads bei sehr geringen Kondensstreifenflugdichten ( $KFD \rightarrow 0$ ) keine ersichtliche Abhängigkeit von der Eisübersättigungsfrequenz ( $ISS$ ) hat. Beide Anforderungen werden durch folgenden funktionalen Zusammenhang erfüllt:

$$cccov(i, j) \sim a_1 \cdot ISS(i, j) \cdot \arctan \left( a_2 \cdot \frac{KFD(i, j)}{ISS(i, j)} \right). \quad (5.4)$$

Die Koeffizienten  $a_1$  und  $a_2$  werden so angepasst, dass sowohl die Relation zwischen Flugdichte, Eisübersättigung und Bedeckungsgrad möglichst gut wiedergegeben wird, als auch für das

AERO2k Kataster derselbe Bedeckungsgrad berechnet wird, wie bei Burkhardt und Kärcher (2011). Daraus bestimmt sich die folgende Funktion:

$$cccov(i, j) = 0.128 \cdot ISS(i, j) \cdot \arctan \left( 97.7 \text{ km}^2 \text{ km}^{-1} \cdot \frac{KFD(i, j)}{ISS(i, j)} \right). \quad (5.5)$$

Dabei ist  $cccov$  der Bedeckungsgrad mit einer optischen Dicke größer als 0.02 zwischen 0 und 1 und  $ISS$  die mittlere, überlappte Eisübersättigungsfrequenz zwischen 0 und 1. Aus dem linearen Zusammenhang zwischen dem Bedeckungsgrad und dem Strahlungsantrieb (Abb. 5.2) wird folgende Relation abgeleitet:

$$RF = 14.9 \text{ Wm}^{-2} \cdot \overline{cccov}, \quad (5.6)$$

wobei  $\overline{cccov}$  der globale Bedeckungsgrad und  $RF$  der durch Kondensstreifen-Zirrus verursachte globale Strahlungsantrieb ist.

In AirClim wird die Flugdichte ( $KFD$ ) berechnet, indem die geflogene Strecke in einer Gitterbox mit der mittleren Wahrscheinlichkeit für das Erfüllen des Schmidt-Appleman-Kriteriums gewichtet und anschließend über alle Druckniveaus summiert wird. Dabei stammt die mittlere Wahrscheinlichkeit für das Erfüllen des Schmidt-Appleman-Kriteriums aus dem Klimamodell. Die Flugdichte ( $KFD$ ) wird mit dem zeitlichen Emissionsverlauf skaliert. Aus der Flugdichte ( $KFD$ ) und der mittleren Eisübersättigungsfrequenz ( $ISS$ ) für jede Gitterbox wird mit Gleichung (5.5) der Bedeckungsgrad für jede Gitterbox berechnet. Aus dem Bedeckungsgrad für jede Gitterbox wird anschließend der globale Bedeckungsgrad durch flächengewichtete Mittelung berechnet. Daraus wird mit Gleichung (5.6) der globale Strahlungsantrieb und mit Gleichung (4.11) die daraus resultierende Temperaturänderung bestimmt.

Falls nicht ein komplettes Flugkataster, sondern nur ein geringer Teil davon oder ein Einzelflug bewertet werden soll, ist es notwendig für die Berechnung der Klimawirkung ein Hintergrundzenario anzunehmen, da der vom Flugverkehr verursachte Bedeckungsgrad stark vom bereits vorhandenen Luftverkehr abhängt. Als Standard wird das QUANTIFY Kataster (Kap. 7.1) verwendet. AirClim 2.0 ist jedoch so konfiguriert, dass jedes globale Emissionskataster verwendet werden kann. Der zeitliche Verlauf des Hintergrundzenarios kann unabhängig vom Emissionsverlauf gewählt und als Unsicherheitsbeitrag verwendet werden.

## 5.2 Evaluierung von AirClim

### 5.2.1 Vergleich von AirClim und ECHAM

Das Klima-Response-Modell AirClim berechnet den Response der Atmosphäre auf Flugzeugemissionen, ohne die einzelnen Prozesse explizit abzubilden. Hierbei ist wichtig, dass AirClim die Ergebnisse des komplexen Klima-Modells für unterschiedliche Szenarien wiedergibt. In Fichter (2009) wurden die Ergebnisse von AirClim mit denen des komplexen Klima-Chemie-Modells E39CA, für verschiedene Testfälle, untersucht. Einerseits für das Basisszenario von TRADEOFF (siehe Kap. 7.1) und andererseits für die Verschiebung der Flughöhe um 2000 Fuß

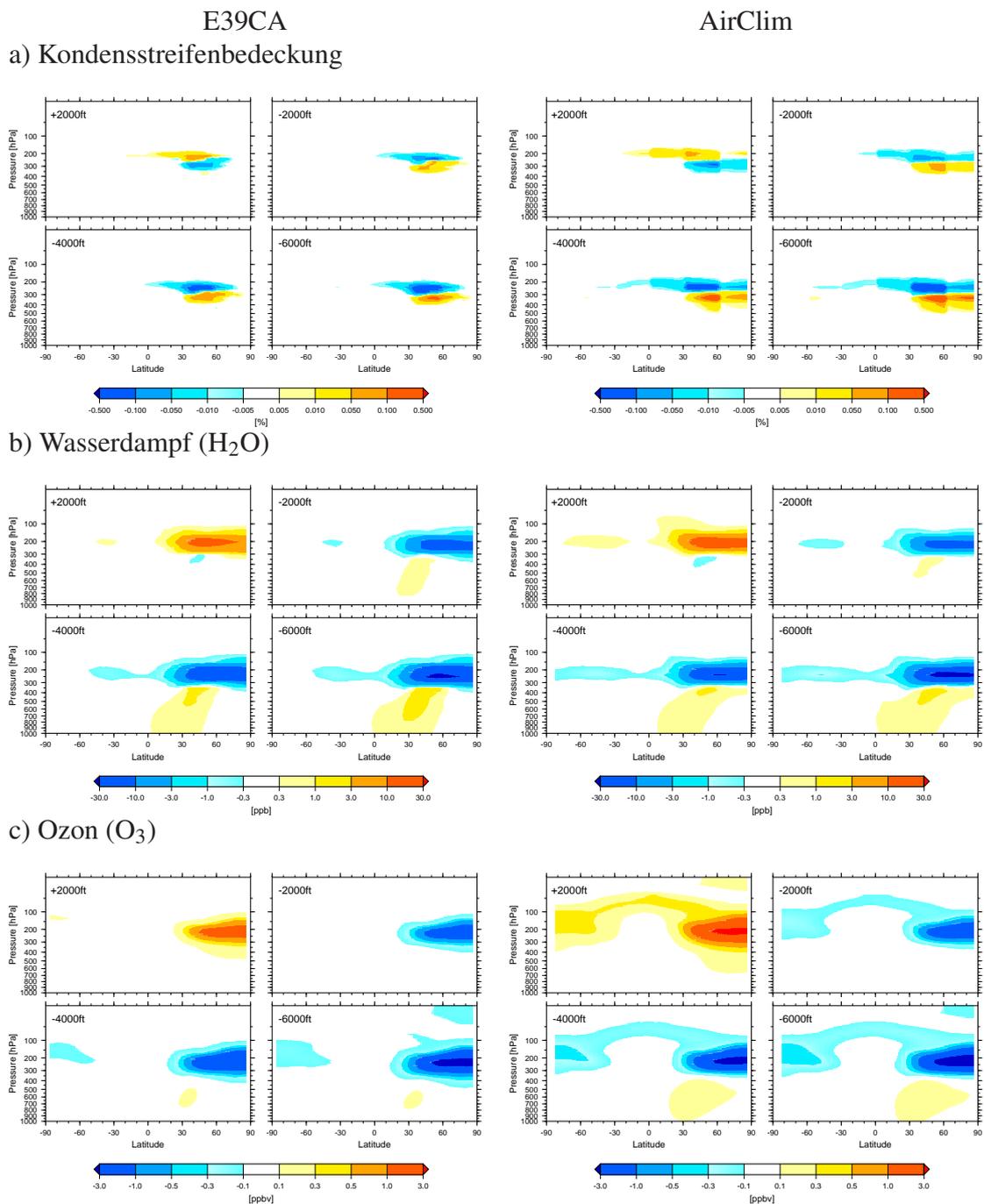


Abbildung 5.4: Vergleich der Änderungen von a) Kondensstreifenbedeckung, b) Wasserdampf-mischungsverhältnis und c) Ozonmischungsverhältnis durch globale Änderung der Flughöhen, berechnet mit dem komplexen Klima-Chemie-Modell E39CA (links) bzw. dem Klima-Response-Modell AirClim (rechts) (aus Fichter (2009)).

Tabelle 5.1: Global gemittelter Strahlungsantrieb in  $\text{mW/m}^2$  für Kondensstreifen-Zirrus für den heutigen Luftverkehr und die Änderungsfaktoren des Strahlungsantriebes durch unterschiedliche Skalierungen der AERO2k Jahresemissionen berechnet mit E39 (Burkhardt und Kärcher, 2011) und AirClim 2.0.

	E39	AirClim
1 x Luftverkehr	37.5 $\text{mW/m}^2$	34.2 $\text{mW/m}^2$
0.5 x Luftverkehr	0.59	0.61
2 x Luftverkehr	1.62	1.57
5 x Luftverkehr	2.90	2.68

nach oben bzw. 2000, 4000 und 6000 Fuß nach unten. Für linienförmige Kondensstreifen berechnet AirClim einen etwa 14% größeren Bedeckungsgrad und sowohl für das Basisszenario als auch für die Verschiebungsexperimente eine etwas größere horizontale Ausdehnung (Abb. 5.4a). Der Strahlungsantrieb linienförmiger Kondensstreifen des Basisszenarios wird mit AirClim etwa 19% unterschätzt, der Strahlungsantrieb der Störungsexperimente um bis zu 35%. Das zonale Mittel der Änderung der Wasserdampfkonzentration hingegen zeigt übereinstimmende Muster (Abb. 5.4b) und der daraus resultierende globale Strahlungsantrieb in AirClim weicht weniger als 3% von dem der Klimasimulation (E39CA) ab. Das zonale Mittel der Ozonstörung stimmt für das Basisszenario relativ gut mit der von E39CA überein, allerdings ist sie weiter in tiefere Höhen ausgedehnt. Für die Verschiebungsexperimente zeigt sich, dass sich die Störungen von AirClim deutlich weiter in die Südhemisphäre ausdehnen als in E39CA (Abb. 5.4c). Der Strahlungsantrieb von Ozon wie auch der von Methan wird von AirClim um 33 bzw. 31% überschätzt<sup>1</sup>. Ursache für die Unterschiede zwischen AirClim und E39CA können einerseits die deutlich geringere räumliche Auflösung von AirClim sein, andererseits aber auch Nichtlinearitätseffekte wie bei Ozon und Methan.

Für Kondensstreifen-Zirren wird für den Vergleich mit dem komplexen Klima-Modell der Strahlungsantrieb des AERO2k Katasters (siehe Kap. 7.1) berechnet. Burkhardt und Kärcher (2011) berechnen für Kondensstreifen-Zirren die durch Emissionen des AERO2k Katasters verursacht werden, einen Strahlungsantrieb von  $37.5 \text{ mW/m}^2$ . AirClim berechnet für die gleichen Emissionen einen etwa 9% geringeren Strahlungsantrieb ( $34.2 \text{ mW/m}^2$ , Tab. 5.1). Der berechnete globale Bedeckungsgrad liegt in beiden Berechnungen bei 0.23%. Mit dem in Burkhardt und Kärcher (2011) verwendeten Klima-Modell wurden zusätzlich Skalierungsexperimente durchgeführt, bei denen der Luftverkehr mit einem Faktor von 0.5, 2.0 bzw. 5.0 skaliert wurde (persönliche Kommunikation, Ulrike Burkhardt). Dabei ergibt sich für eine Verdoppelung des Luftverkehrs ein Strahlungsantrieb von  $60.6 \text{ mW/m}^2$  und damit eine Zunahme um 62%. AirClim berechnet einen Strahlungsantrieb von  $53.7 \text{ mW/m}^2$ , also eine Zunahme um 57% (siehe Tab. 5.1) und somit eine etwa 8% stärkere Sättigung als das Klimamodell E39. Bisher wurde die Validierung der Kondensstreifen-Zirrus-Berechnung in AirClim nur für die Berechnung des Strahlungsantriebes eines Katasters bzw. für die Skalierung dieses Katasters durchgeführt. Eine Validierung der Kondensstreifen-Zirrus Berechnung für Flugverkehr in anderen Regionen, in denen zum Beispiel die Eisübersättigungsfrequenz deutlich geringer ist wie

<sup>1</sup>Werte unterscheiden sich von Fichter (2009) aufgrund einer überarbeiteten Interpolationsroutine für die vorberechneten Daten

Tabelle 5.2: Vergleich der Strahlungsantriebe von 2005 der einzelnen Spezies in  $\text{mW/m}^2$  von AirClim und Lee et al. (2009), zusammen mit den in Lee et al. (2009) angegebenen Unsicherheiten.

	Diese Arbeit	Lee et al. (2009)
$\text{CO}_2$	27.4	28.0 (15.2-40.8)
$\text{H}_2\text{O}$	2.4	2.8 (0.39-20.3)
$\text{O}_3$	31.1	26.3 (8.4-82.3)
$\text{CH}_4$	-13.0	-12.5 (-2.1-76.2)
$\text{O}_3^{\text{pm}}$	-3.8	-
lin. KS	5.6	11.8 (5.4-25.6)
KS-Zirrus	41.0	33 (12.5-86.7)

z. B. über Australien, ist derzeit aufgrund fehlender Modellsimulationen mit dem komplexen Modell nicht möglich.

## 5.2.2 Vergleich von AirClim mit anderen Klimamodellen

In diesem Kapitel soll nun gezeigt werden, wie gut die Ergebnisse von AirClim mit anderen Modellen übereinstimmen. Hierzu werden die Ergebnisse von AirClim 2.0 mit Werten aus der Literatur verglichen. AirClim berechnet für das Jahr 2000 einen Strahlungsantrieb für Kohlendioxidemissionen von  $23.9 \text{ mW/m}^2$  und für 2005  $27.4 \text{ mW/m}^2$ . Dies ist in sehr guter Übereinstimmung mit Sausen et al. (2005) und Lee et al. (2009), die für 2000 bzw. 2005 einen Strahlungsantrieb von  $23.4$  bzw.  $28.0 \text{ mW/m}^2$  berechnen (Tab. 5.2). Auch die Ergebnisse des Wasserdampfes stimmen sehr gut mit anderen Studien überein. Der Strahlungsantrieb für 2005 beträgt bei AirClim  $2.4 \text{ mW/m}^2$ , während Lee et al. (2009) für die gleichen Emissionen einen Strahlungsantrieb von  $2.8 \text{ mW/m}^2$  berechnen.

Die Netto-Ozonerhöhung aufgrund der AERO2K  $\text{NO}_x$ -Emission im Jahr 2002 führt zu einem globalen Ozonstrahlungsantrieb von  $20.7 \text{ mW/m}^2$  in AirClim. Hoor et al. (2009) berechnen für das Jahr 2002 für den Mittelwert verschiedener Atmosphären-Chemie-Modelle einen Ozonstrahlungsantrieb von  $16.3 \text{ mW/m}^2$ , mit einer Streuung zwischen  $10.8$  und  $30.2 \text{ mW/m}^2$ . AirClim zeigt einen etwas größeren Strahlungsantrieb als der Mittelwert der Modelle, liegt aber im Bereich der Unsicherheiten. Der Ozonstrahlungsantrieb für 2005 wird von Lee et al. (2009) mit  $26 \text{ mW/m}^2$ , mit einem Unsicherheitsbereich zwischen  $8.2$  und  $82.3 \text{ mW/m}^2$ , angegeben. Berechnet man den Ozonstrahlungsantrieb mit AirClim für die gleichen Emissionen, so ergibt sich ein Strahlungsantrieb von  $31.1 \text{ mW/m}^2$ . Dies zeigt, dass AirClim innerhalb anderer Klimamodelle liegt.

Vergleicht man die Methanlebenszeitänderung von AirClim, die durch AERO2k-Emissionen im Jahr 2002 hervorgerufen werden mit denen aus Hoor et al. (2009), so zeigt sich eine sehr gute Übereinstimmung. Hoor et al. (2009) berechnen eine mittlere Lebenszeitänderung von

$-1.46\%^2$  für fünf verschiedene Klima-Chemie-Modelle, während AirClim eine Lebenszeitänderung von  $-1.4\%$  berechnet. Der aus dieser Methanänderung resultierende Strahlungsantrieb für das Jahr 2002 beträgt bei AirClim  $-9.8 \text{ mW/m}^2$ , während Hoor et al. (2009) einen mittleren Strahlungsantrieb von  $-9.4 \text{ mW/m}^2$  ( $-5.7$  bis  $-16.1 \text{ mW/m}^2$ ) berechnen und Köhler et al. (2008) einen Strahlungsantrieb von  $-19 \text{ mW/m}^2$ . Der Strahlungsantrieb von Methan für 2005 wird von Lee et al. (2009) mit  $-12.5 \text{ mW/m}^2$ , mit einem Unsicherheitsbereich zwischen  $-2.1$  und  $-76.2 \text{ mW/m}^2$ , angegeben. Berechnet man den Strahlungsantrieb von Methan mit AirClim für die gleichen Emissionen, so ergibt sich ein Strahlungsantrieb von  $-13.0 \text{ mW/m}^2$  (Tab. 5.2). Dies zeigt, dass AirClim gut mit anderen Klimamodellen übereinstimmt.

Ein Vergleich des langanhaltenden Ozonabbaus ( $\text{O}_3^{\text{pm}}$ ) zeigt ebenfalls deutliche Unterschiede. Der Faktor zwischen dem langanhaltenden Ozonabbau ( $\text{O}_3^{\text{pm}}$ ) und Methan beträgt bei AirClim 0.29, während in anderen Studien 0.23 (Stevenson et al., 2004), 0.42 (Hoor et al., 2009), 0.47 (Wild et al., 2001) und 0.58 (Köhler et al., 2008) angegeben werden. Daraus ergibt sich in AirClim ein Strahlungsantrieb von  $-2.7 \text{ mW/m}^2$  und bei Hoor et al. (2009) ein mittlerer Strahlungsantrieb von  $-4.0 \text{ mW/m}^2$  mit einer Spanne von  $-2.4$  bis  $-6.8 \text{ mW/m}^2$ . Köhler et al. (2008) zeigen einen größeren Strahlungsantrieb von  $-11 \text{ mW/m}^2$ .

Der globale Nettostrahlungsantrieb von linienförmigen Kondensstreifen in AirClim beträgt im Jahr 2002  $3.9 \text{ mW/m}^2$ , während Rädcl und Shine (2008) einen Strahlungsantrieb von  $5.9 \text{ mW/m}^2$  berechnen. Lee et al. (2009) berechnen einen mittleren Strahlungsantrieb von  $11.8 \text{ mW/m}^2$  für Emissionen im Jahr 2005. AirClim liegt mit  $5.6 \text{ mW/m}^2$  für das Jahr 2005 deutlich unter dem Wert von Lee et al. (2009), aber innerhalb des angegebenen Unsicherheitsbereiches ( $5.4$ - $25.6 \text{ mW/m}^2$ ). Für den Strahlungsantrieb von Kondensstreifen-Zirrus gibt es bisher nur die Berechnungen von Burkhardt und Kärcher (2011), die den AirClim Berechnungen zugrunde liegen. Frühere Arbeiten schätzen den Effekt des Luftverkehrs auf die Zirrusbedeckung aus Trendanalysen ab (Stordal et al., 2005; Zerefos et al., 2003), aus denen dann der Strahlungsantrieb von Kondensstreifen-Zirrus abgeleitet wird (Stordal et al., 2005). Lee et al. (2009) geben für den Strahlungsantrieb im Jahr 2005 eine mittlere Schätzung von  $33 \text{ mW/m}^2$  ab, mit einer Unsicherheit zwischen  $12.5$  und  $86.7 \text{ mW/m}^2$ . AirClim berechnet für 2005 einen Strahlungsantrieb von  $41.0 \text{ mW/m}^2$ .

Neben dem Gesamteffekt einer Störung ist es vor allem wichtig, dass die Höhenabhängigkeit der Ergebnisse verschiedener Modelle übereinstimmt, da für die Bewertung der Klimawirkung vor allem die relativen Unterschiede zwischen den Szenarien entscheidend sind. In Abb. 5.5a ist aus diesem Grund die Ozonerhöhung für normierte  $\text{NO}_x$ -Emissionen in unterschiedlichen Höhen als Vergleich zwischen AirClim und Köhler et al. (2008) dargestellt. Ein Vergleich der zonalen Verteilung ist nicht möglich, da in Köhler et al. (2008) nur das Höhenprofil angegeben ist. Sowohl die Ergebnisse von Köhler et al. (2008) als auch die von AirClim zeigen, dass eine Erhöhung der  $\text{NO}_x$ -Emissionen des Luftverkehrs eine Ozonerhöhung verursacht. In beiden Modellen nimmt die auf die  $\text{NO}_x$ -Emission normierte Ozonerhöhung mit der Höhe zu. Allerdings zeigt AirClim einen deutlich geringeren Anstieg mit der Höhe als Köhler et al. (2008). Das Vertikalprofil des Ozonstrahlungsantriebs von AirClim und Köhler et al. (2008) ist in Abb. 5.6 dargestellt. Während AirClim eine kontinuierliche Zunahme des Ozonstrahlungsantriebes mit

<sup>2</sup>Der in Hoor et al. (2009) publizierte Wert enthält nicht den Rückkopplungsfaktor der Methanänderung auf die Methanlebenszeit. Fuglestvedt et al. (1999) zeigen, dass dieser Rückkopplungsfaktor nötig ist, wenn die Simulationsdauer der Modelle geringer ist als die Lebenszeit der Methanstörung. Hoor et al. (2009) geben deshalb an, dass für die Berechnung des Strahlungsantriebes ein Rückkopplungsfaktor von 1.4 verwendet werden soll.

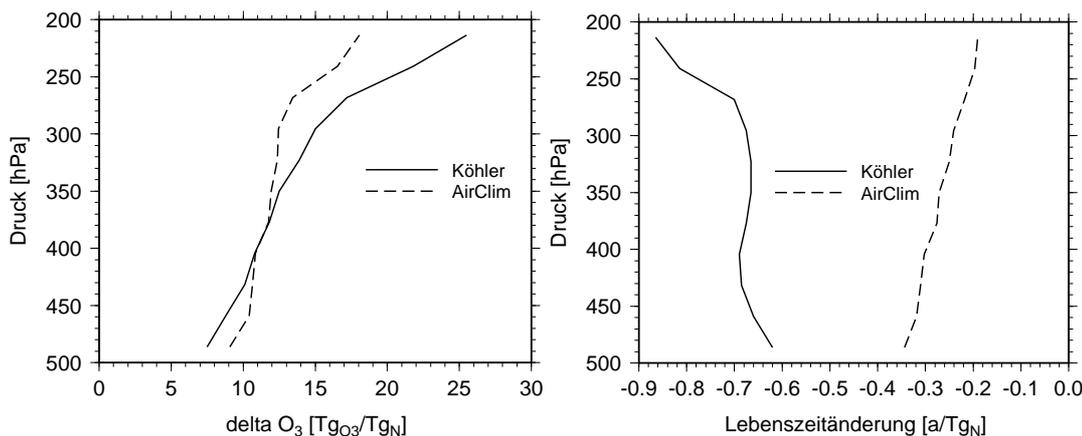


Abbildung 5.5: a) Zunahme der globalen Ozone für eine  $NO_x$ -Emissionserhöhung in einem einzelnen Flugniveau, normalisiert auf Emissionsänderung ( $Tg(O_3)/Tg(N)$ ) für AirClim und Köhler et al. (2008). b) wie a) aber für Lebenszeitänderung von Methan.

der Höhe zeigt, weist der Ozonstrahlungsantrieb von Köhler et al. (2008) ein lokales Minimum bei 150 hPa auf.

Die Höhenabhängigkeit der Methanlebenszeit ist in Abb. 5.5b dargestellt und zeigt deutlichere Unterschiede zwischen AirClim und Köhler et al. (2008). Während Köhler et al. (2008) eine Zunahme der spezifischen Lebenszeitänderung mit der Höhe zeigen, zeigt AirClim eine Verringerung der Lebenszeitänderung mit der Höhe. Durch den Unterschied in der Höhenabhängigkeit der Methanlebenszeit unterscheidet sich auch das Höhenprofil des Strahlungsantriebs der Methanänderung deutlich voneinander (Abb. 5.6). Während Köhler et al. (2008) einen fast konstanten Strahlungsantrieb über die gesamte Höhe zeigen, berechnet AirClim eine Abnahme des Strahlungsantriebes mit der Höhe. Ursache für die unterschiedliche Höhenabhängigkeit könnten z. B. unterschiedliche Transporte oder unterschiedliche chemische Prozesse sein. Um die genauen Ursachen zu untersuchen, müssten alle an der OH-Chemie beteiligten Prozesse in den beiden Klima-Chemie-Modellen (TOMCAT und E39CA) untersucht werden. Dies geht aber über den Rahmen dieser Arbeit hinaus.

Betrachtet man das Höhenprofil des Gesamteffekts von  $NO_x$ -Emissionen (Abb. 5.6), so zeigt sich, dass AirClim immer einen positiven Strahlungsantrieb berechnet, während Köhler et al. (2008) unterhalb von etwa 300 hPa einen negativen Strahlungsantrieb berechnen. Dennoch nimmt in beiden Modellen die Klimawirkung des Gesamteffekts mit der Höhe meist zu. Da vor allem die Gesamtklimawirkung der  $NO_x$ -Emissionen für die Klimabewertung entscheidend ist, liefert Klimabewertung unterschiedlicher Flughöhen für beide Modelle dieselbe Aussage (Kap. 8.2.4).

Vergleicht man das Höhenprofil des Kondensstreifen-Strahlungsantriebes von AirClim mit dem von Rädcl und Shine (2008), zeigt sich, dass sich beide Modelle deutlich voneinander unterscheiden. So ist der maximale Strahlungsantrieb bei AirClim nur etwa halb so groß wie der von Rädcl und Shine (2008). Dennoch zeigen beide Modelle einen sehr ähnlichen Verlauf des Höhenprofils mit einem Maximum zwischen 200 und 250 hPa und sehr geringem Strahlungsantrieb unterhalb von 400 hPa und oberhalb von 150 hPa.

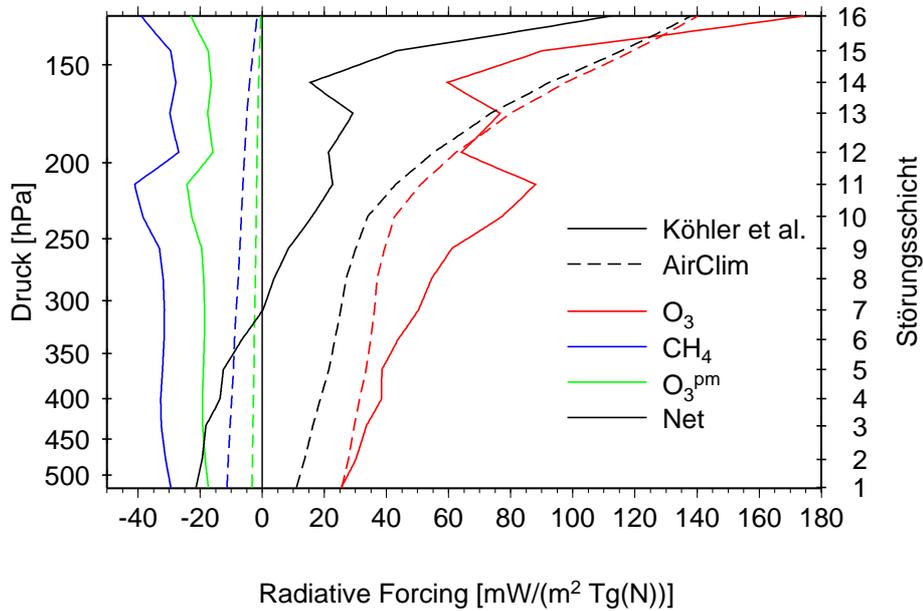


Abbildung 5.6: Höhenabhängigkeit des globalen Strahlungsantriebes aufgrund von Ozon ( $\text{O}_3$ ), Methan ( $\text{CH}_4$ ) und langlebigem Ozonabbau ( $\text{O}_3^{\text{pm}}$ ) für Köhler et al. (2008) (durchgezogen) und AirClim (gestrichelt). Die schwarze Linie repräsentiert den globalen Netto-Strahlungsantrieb aufgrund einer  $\text{NO}_x$ -Emission.

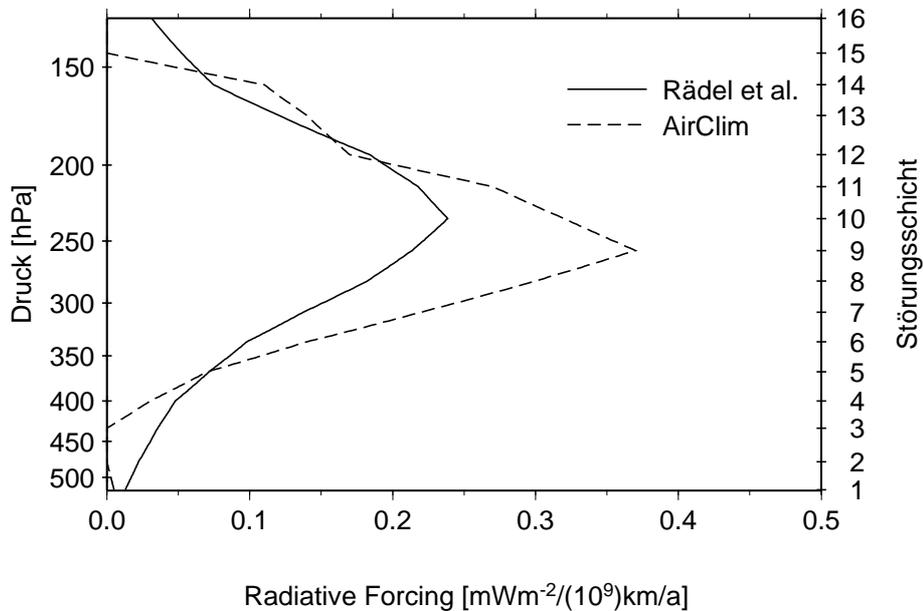


Abbildung 5.7: Höhenabhängigkeit des globalen Strahlungsantriebes aufgrund von linienförmigen Kondensstreifen für Rädcl und Shine (2008) (durchgezogen) und AirClim (gestrichelt).

# Kapitel 6

## Die Monte-Carlo-Simulation

Da sich die Klimawirkung des Luftverkehrs durch eine große Unsicherheit auszeichnet, ist es im Rahmen dieser Arbeit notwendig, geeignete Verfahren für den Umgang mit Unsicherheiten anzuwenden. Dazu wird in dieser Arbeit die Monte-Carlo-Simulation verwendet, die im Folgenden vorgestellt wird.

### 6.1 Definition

Die Monte-Carlo-Simulation ist ein Verfahren aus der Stochastik, bei dem ein numerisches Problem durch ein wiederholtes Durchführen von Zufallsexperimenten angenähert wird. Entwickelt wurde dieses Verfahren zur Berechnung von Neutronendiffusion in spaltbarem Material (Metropolis und Ulam, 1949). Diese Methode kann aber allgemein dazu verwendet werden, analytisch nicht oder nur schwer lösbare Probleme mit Hilfe der Wahrscheinlichkeitstheorie numerisch zu lösen. So kann zum Beispiel die Zahl  $\pi$  mit Hilfe einer Monte-Carlo-Simulation angenähert werden. Ebenso kann es verwendet werden, um Unsicherheiten in den Ergebnissen abzuschätzen (Balakrishnan et al., 2005). Dies ist analytisch schwer möglich, falls es sich bei den verwendeten Unsicherheiten nicht um statistische Unsicherheiten handelt, sondern um Unsicherheiten durch verschiedene Parametrisierungen. Dadurch sind nicht alle Unsicherheiten linear und unabhängig voneinander, wodurch die Gaußsche Fehlerfortpflanzung nicht verwendet werden kann. Grundlage dieser Methode ist das Gesetz der großen Zahlen, das besagt, dass sich die relative Häufigkeit eines Zufallsereignisses an die Wahrscheinlichkeit dieses Zufallsereignisses annähert, wenn dieses genügend häufig wiederholt wird. Diese Zufallsexperimente können auch durch die Erzeugung von geeigneten Zufallszahlen realisiert werden.

### 6.2 Externe Monte-Carlo-Simulation

In dieser Arbeit wird die Monte-Carlo-Simulation dazu verwendet, eine Aussage über die Unsicherheit der Ergebnisse zu erlangen. Wie bereits in Kap. 2 gezeigt wurde, gibt es einige Unsicherheiten bei der Berechnung der durch Flugzeugemissionen hervorgerufenen Temperaturänderung. Dazu gehören vor allem die atmosphärenwissenschaftlichen Unsicherheiten, also die

Unsicherheiten, die durch zu geringes Prozessverständnis oder Parametrisierungen entstehen. Dies sind die Unsicherheit der Lebenszeit ( $\tau$ ) von troposphärischen und stratosphärischen Störungen sowie die Unsicherheit des Strahlungsantriebes (RF) und der Klimasensitivität ( $\lambda$ ) der einzelnen Spezies (siehe Kap. 6.4). Aber auch strukturelle Unsicherheiten, also Unsicherheiten, die durch die Wahl der Emissions- und Hintergrundszenerien entstehen.

Für jeden dieser Unsicherheitsparameter (RF und  $\lambda$  für jede Spezies,  $\tau$  sowie Emissions- und Hintergrundszenerio) wird ein Unsicherheitsbereich mit einer vorgegebenen Verteilung angegeben, die durch Unterschiede zwischen verschiedenen Modellen bestimmt wurden (siehe Kap. 6.4). Eine Fehlerberechnung anhand der Gaußschen Fehlerfortpflanzung ist nicht möglich, da die Unsicherheiten einerseits nicht linear und andererseits nicht unabhängig voneinander sind. Da es nicht möglich ist, alle denkbaren Kombinationen (Realisierungen) einzeln zu berechnen, wird eine Monte-Carlo-Simulation durchgeführt, um die Bedeutung dieser Unsicherheiten auf das Ergebnis abzuschätzen. Hierbei werden 10.000 verschiedene zufällige Realisierungen gewählt, indem für jeden der Unsicherheitsparameter per Zufallsgenerator ein beliebiger Wert innerhalb des Unsicherheitsbereichs gemäß der vorgegebenen Verteilung gezogen wird. AirClim wird anschließend 10.000-mal gestartet und berechnet die Klimawirkung für jede der Realisierungen, weshalb diese Methode als externe Monte-Carlo-Simulation bezeichnet wird. Durch dieses Verfahren erhält man eine empirische Verteilungsfunktion der Simulationsergebnisse.

Da die Unsicherheitsbereiche teilweise bis zu 50% betragen, weisen die Ergebnisse eine sehr große Streuung auf. Die verwendeten Unsicherheiten sind allerdings keine statistischen Unsicherheiten, die durch atmosphärische Variabilität entstehen, sondern Unsicherheiten durch Modellunterschiede, die zudem miteinander korreliert sind. Das heißt, der Strahlungsantrieb von Ozon kann zum Beispiel um 30% unterschätzt werden, aber dies gilt dann für alle berechneten Szenarien. Werden zwei Szenarien miteinander verglichen, muss also für beide Szenarien die gleiche Realisierung gelten. Um dies in AirClim umzusetzen wird für jede Realisierung  $i$  die relative Abweichung  $\varphi_x$  eines Szenarios  $x$  zu einem Referenzszenario berechnet:

$$\varphi_x(i) = \frac{\Delta T_x(i) - \Delta T_{ref}(i)}{\Delta T_{ref}(i)}. \quad (6.1)$$

Dabei ist  $\Delta T_x(i)$  die Temperaturänderung des Szenarios  $x$  und  $\Delta T_{ref}(i)$  die Temperaturänderung eines Referenzszenarios. Als Referenzszenario kann dabei entweder eines der Szenarien dienen, z. B. der heutige Flugverkehr oder der Mittelwert aller berechneten Szenarien. Die Verwendung des Mittelwerts als Referenzszenario bietet sich vor allem dann an, wenn nur wenige Szenarien verglichen werden sollen, da ansonsten eines der Szenarien, bedingt durch die Definition, keinen Unsicherheitsbereich aufweist. Der Nachteil dieser Methode ist, dass das Ergebnis stark davon abhängt, welche Szenarien berechnet werden, da der Mittelwert stark davon beeinflusst wird. Wenn zusätzlich noch ein weiteres Szenario bewertet werden soll, müssen auch alle anderen Szenarien noch einmal berechnet werden, da nicht mehr der gleiche Referenzwert vorliegt. Verwendet man eines der vorliegenden Szenarien als Referenzfall, muss man für den Fall, dass ein zusätzliches Szenario berechnet werden soll, nur das neue Szenario und das Referenzszenario neu berechnen, da die anderen dem gleichen Referenzwert unterliegen.

Aus der oben beschriebenen Berechnung folgt eine Verteilung von  $\varphi_x$ , die angibt, um wie viel Prozent höhere/geringere Klimawirkung Szenario  $x$  im Vergleich zum Referenzszenario

nario hat. Aus dieser Verteilung von  $\varphi_x$  werden der Median und die 2.5, 25, 75 bzw. 97.5%-Perzentile berechnet, um als Maß für die Unsicherheit zu dienen. Schneiden die 2.5 und 97.5%-Konfidenzintervalle die x-Achse nicht so unterscheidet sich das entsprechende Szenario signifikant vom Referenzszenario (95% Konfidenzintervall). Überlappen die Bereiche zwischen den 2.5 und 97.5% Perzentile zweier Szenarien nicht so unterscheidet sich die Klimawirkung beider Szenarien signifikant (siehe Anhang B). Um die Gründe für eine höhere bzw. geringere Klimawirkung analysieren zu können, ist es nötig, neben der Summe der Klimawirkung auch die Unterschiede in der Klimawirkung der einzelnen Spezies zu berechnen. Dazu wird  $\varphi_x$  in jedem der Schritte der Monte-Carlo-Simulation in die relative Abweichung der einzelnen Spezies  $\varphi_x^{spec}$  aufgeteilt:

$$\varphi_x^{spec}(i) = \frac{\Delta T_x^{spec}(i) - \Delta T_{ref}^{spec}(i)}{\Delta T_{ref}(i)}, \quad (6.2)$$

wobei  $\Delta T_x^{spec}(i)$  die Temperaturänderung des Szenarios  $x$  verursacht durch die Spezies  $spec$  ist. Damit gilt:

$$\varphi_x(i) = \sum_{spec} \varphi_x^{spec}(i). \quad (6.3)$$

Dadurch kann einerseits untersucht werden, welche Spezies den Unterschied zwischen den Szenarien verursacht und andererseits, welche der Einflüsse sich gegebenenfalls kompensieren.

## 6.3 Interne Monte-Carlo-Simulation

Mit der im vorigen Kapitel beschriebenen Methode können die Unsicherheiten bei der Berechnung der Klimawirkung sehr gut abgeschätzt werden. Allerdings ist die häufige Wiederholung der Simulation sehr rechenzeitintensiv. Obwohl AirClim sehr effizient rechnet und für die Berechnung der Klimawirkung mehrerer Szenarien nur ein paar Sekunden auf einem Einkernprozessor benötigt, verlängert sich die Rechenzeit durch die Monte-Carlo-Simulation auf demselben Computer auf etwa 24 Stunden, da AirClim für jeden Schritt der Monte-Carlo-Simulation komplett durchläuft. Da AirClim unter anderem in einer automatisierten Kette verwendet werden soll (siehe z. B. Kap. 9), ist eine Rechenzeit von einem Tag deutlich zu lange. Aus diesem Grund wurde eine zweite Methode entwickelt, bei der eine Monte-Carlo-Simulation innerhalb von AirClim 2.0 verwendet wird, wodurch eine wesentlich geringere Rechenzeit erreicht wird.

In AirClim 1.0 wurde standardmäßig für jeden der Unsicherheitsparameter ( $\tau$ , RF und  $\lambda$ ) neben einem mittleren auch ein minimaler und ein maximaler Wert angenommen und dafür die Temperaturänderung berechnet. Daraus ergeben sich für jedes Hintergrundscenario und jede Spezies 27 verschiedene Temperaturänderungen ( $\Delta T^*(\tau_{min}, RF_{min}, \lambda_{min})$ ,  $\Delta T^*(\tau_{mean}, RF_{min}, \lambda_{min})$ , ...). Diese Temperaturänderungen werden bei der internen Monte-Carlo-Simulation dazu verwendet, die Unsicherheiten abzuschätzen. Dazu wird angenommen, dass sich die Verteilungen der Unsicherheitsparameter direkt auf die Verteilungen der Temperaturänderung übertragen lassen. Für die Berechnung der Temperaturänderung wird zunächst eine Zufallszahl für das gewählte Hintergrundscenario (zeitlicher Verlauf der Emissionen und der Hintergrundkonzentration von CO<sub>2</sub> und CH<sub>4</sub>) ausgewählt. Anschließend wird ein  $\alpha_\tau$  zwischen 0 und 1 entsprechend der vorgegebenen Verteilung gewählt und für die verbleibenden Unsicherheitsparameter zwischen der

Temperaturänderung mit minimal und maximal angenommener Lebenszeit der Störung interpoliert:

$$\Delta T_{\tau}(i) = \alpha_{\tau}(i)\Delta T^{*}(\tau_{min}, \star) + (1 - \alpha_{\tau}(i))\Delta T^{*}(\tau_{max}, \star). \quad (6.4)$$

Dabei steht  $\star$  für die verbleibenden Unsicherheitsparameter. Dies wird anschließend für die Unsicherheit von Strahlungsantrieb und Klimasensitivität wiederholt, wodurch sich für jeden Schritt der Monte-Carlo-Simulation ein  $\Delta T_x^{spec}(i)$  für jede Spezies und jedes Szenario ergibt. Daraus wird wieder ein relativer Unterschied  $\phi_x$  berechnet.

Um zu untersuchen, inwieweit die Annahme zutrifft, dass sich die Verteilung des Unsicherheitsparameters direkt auf die Verteilung der Temperaturänderung übertragen lässt und inwieweit sich die Ergebnisse der beiden Methoden unterscheiden, wird ein Vergleich zwischen der externen Monte-Carlo-Simulation und dieser, internen Monte-Carlo-Simulation, durchgeführt (Kap. 7.4).

## 6.4 Unsicherheitsbereiche

Im Folgenden werden die verwendeten Unsicherheitsbereiche und -verteilungen für jeden der Unsicherheitsparameter dargestellt.

### 6.4.1 Lebenszeit

Für die Berechnung des Strahlungsantriebes verschiedener Spezies durch Flugzeugemissionen muss neben der Konzentrationsänderung zu einem bestimmten Zeitpunkt auch der zeitliche Verlauf einer Konzentrationsänderung berechnet werden. Dazu ist die Lebenszeit einer Störung entscheidend (z. B. Gleichung 4.7). Die Unterschiede in der Lebenszeit einer troposphärischen Störung in verschiedenen Modellen betragen etwa 20% (Stevenson et al., 2006). Die Unsicherheiten in der Lebenszeit einer stratosphärischen Störung sind etwas größer und werden auf 40% geschätzt (Grewe et al., 2007). Für die Verteilung der Unsicherheiten wird jeweils eine Gaußverteilung angenommen.

### 6.4.2 Strahlungsantrieb

Der Unsicherheitsbereich für den Strahlungsantrieb ist abhängig vom Verständnis der Wirkung der Spezies auf die Strahlung und die Unterschiede zwischen den einzelnen Modellen. In dieser Arbeit werden zwei verschiedene Unsicherheitsannahmen verwendet. Einerseits die Unsicherheitsbereiche die in Grewe und Stenke (2008) verwendet werden und andererseits die von Lee et al. (2009) (siehe Tab. 6.1). Für die Werte aus Grewe und Stenke (2008) wird eine Normalverteilung der Unsicherheiten angenommen, wobei 99% der Werte innerhalb der angegebenen Minima und Maxima liegen. Bei Lee et al. (2009) wird nur für CO<sub>2</sub> eine Normalverteilung der Unsicherheiten verwendet. Für die anderen Spezies wird eine Lognormalverteilung angenommen. Dabei stellen die angegebenen Minima und Maxima einen 90%-Wahrscheinlichkeitswert

		CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	O <sub>3</sub>	CH <sub>4</sub>	Kondensstreifen
RF Grewe	Minimum	0.95	0.5	0.7	0.9	0.5
	Median	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
	Maximum	1.05	1.5	1.3	1.1	1.5
	Verteilung	normal				
RF Lee	Minimum	0.55	0.14	0.32	0.17	0.46
	Median	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
	Maximum	1.45	7.25	3.13	6.10	2.17
	Verteilung	normal	lognormal			
$\lambda$	Minimum	0.69	0.58	0.70	0.77	0.39
	Median	0.73	0.83	1.00	0.86	0.43
	Maximum	0.77	1.08	1.30	0.95	0.47
	Verteilung	normal				

Tabelle 6.1: Verwendete Unsicherheitsbereiche der einzelnen Spezies. Für den Strahlungsantrieb (RF) sind Faktoren zum Mittelwert angegeben und für die Klimasensitivität ( $\lambda$ ) die absoluten Minima und Maxima.

dar. In beiden Annahmen wird von einer Korrelation zwischen O<sub>3</sub> und CH<sub>4</sub> ausgegangen, während alle anderen Unsicherheiten unabhängig voneinander sind. Dabei wird der gewählte Unsicherheitsparameter für den Strahlungsantrieb von Ozon und Methan gleichgesetzt, nicht aber das Verhältnis von RF(O<sub>3</sub>) zu RF(CH<sub>4</sub>). Insgesamt sind die angegebenen Unsicherheitsbereiche bei Lee et al. (2009) deutlich größer als die von Grewe und Stenke (2008). Die Unsicherheitsabschätzung von Lee et al. (2009) stammt aus dem Vergleich verschiedener veröffentlichter Modellergebnisse und beinhaltet nicht nur die Unsicherheit in der Berechnung des Strahlungsantriebes selbst, sondern auch unterschiedliche Annahmen über die Emissionen und die Lebenszeit der einzelnen Spezies. Zusätzlich weisen Lee et al. (2009) darauf hin, dass die Unsicherheiten von O<sub>3</sub> und CH<sub>4</sub> wahrscheinlich überschätzt werden, da sie seit IPCC (1999) nicht aktualisiert wurden. Die Unsicherheitsabschätzung von Lee et al. (2009) stellen also eine Maximalabschätzung des Unsicherheitsbereiches dar. Welche Auswirkung die unterschiedlichen Annahmen der Unsicherheiten auf die Ergebnisse haben, wird in Kap. 7 am Beispiel von vier verschiedenen Emissionskatastern gezeigt.

### 6.4.3 Klimasensitivität

Zur Berechnung der Temperaturänderung wird die Klimasensitivität ( $\lambda$ ) verwendet, die angibt, wie stark sich die Temperatur für eine normierte Änderung des Strahlungsantriebes ändert. Dabei spielen vor allem Rückkopplungseffekte, wie Wasserdampf- oder Wolkenrückkopplung, eine Rolle. Die verwendeten Werte stammen aus Ponater et al. (2006) und sind ebenfalls in Tab. 6.1 dargestellt. Die angenommenen Unsicherheiten folgen Joshi et al. (2003) und IPCC (2007).

#### 6.4.4 Hintergrundzenario

Neben den Unsicherheiten, die auf Unterschiede in den Modellen zurückzuführen sind, gibt es auch Unsicherheiten, die dadurch verursacht werden, dass einerseits die zukünftige Entwicklung des Luftverkehrs selbst, andererseits aber auch die zeitliche Entwicklung der anderen Sektoren, die unter anderem die Hintergrundkonzentration von  $\text{CO}_2$  und  $\text{CH}_4$  beeinflussen, nicht bekannt ist. Für diese Unsicherheitsparameter werden diskrete Szenarien ausgewählt. So wird zum Beispiel für die künftige  $\text{CO}_2$ - so wie  $\text{CH}_4$ -Konzentration eines aus 13 IPCC-Szenarien verwendet. Für den zukünftigen Verlauf der Luftverkehrsemission können ebenfalls verschiedene Verläufe vorgegeben werden, die dann zufällig ausgewählt werden. Für die Hintergrundzenarien wird eine Gleichverteilung angenommen.

# Kapitel 7

## Unsicherheiten in der Bewertung der Klimawirkung

Die in den vorigen Kapiteln beschriebene Methode soll zur Bewertung verschiedener Maßnahmen zur Klimaoptimierung des Luftverkehrs verwendet werden. In diesem Kapitel wird anhand mehrerer Vorstudien der Einfluss von Unsicherheiten atmosphärischer Prozesse auf die Klimawirkung quantifiziert und der Einfluss von der Wahl der Unsicherheitsparameter sowie der Einfluss der beiden verschiedenen Monte-Carlo-Versionen auf die Klimabewertung untersucht. Hier werden vier verschiedene Emissionsdatensätze (AERO2k, TRADEOFF, QUANTIFY und NASA) anstelle von verschiedenen Optimierungsmaßnahmen bewertet, die auf die gleichen Emissionen und geflogene Distanzen normiert werden. Dadurch entstehen vier sehr ähnliche Kataster, die sich nur in ihrer Emissionsverteilung unterscheiden.

### 7.1 Datenbeschreibung

Die vier verschiedenen Emissionskataster, die hier untersucht werden, stellen alle die geografische Verteilung der globalen Luftverkehrsemissionen in verschiedenen Jahren dar. Einige Kataster beinhalten neben den Emissionen der zivilen Luftfahrt auch Emissionen der militärischen Luftfahrt, allerdings ohne Angabe über zurückgelegte Distanzen. Die horizontale Auflösung aller Emissionskataster liegt bei  $1^\circ \times 1^\circ$ . Die Kataster unterscheiden sich neben dem Basisjahr auch in der Berechnungsmethode und den getroffenen Annahmen. Die wesentlichen Unterschiede zwischen den vier Emissionskatastern sind in Tab. 7.1 dargestellt.

Das Emissionskataster AERO2k stellt Emissionen für das Jahr 2002 bereit (Eyers et al., 2004). Die Daten werden mit einer vertikalen Auflösung von 500 Fuß (etwa 152 m) für zivile Luftfahrt und 1000 Fuß (etwa 305 m) für Militär bereitgestellt<sup>1</sup>. QUANTIFY Emissionen gelten für das Jahr 2000 (Borken-Kleefeld et al., 2010) und basieren auf globalen Flugbewegungsdaten des

---

<sup>1</sup>Die verwendete vertikale Auflösung für zivile Luftfahrt führt allerdings dazu, dass Flugzeuge die geringfügig oberhalb oder unterhalb eines Flugniveaus fliegen in unterschiedliche Niveaus eingeteilt werden. Um dies zu umgehen, werden die Daten, wie in Eyers et al. (2004) empfohlen, so umgerechnet, dass die untere Schicht zwischen 0 bis 500 Fuß liegt und dann eine Auflösung von 1000 Fuß verwendet wird.

Tabelle 7.1: Überblick der Charakteristik der verschiedenen Emissionskataster.

	Basisjahr	Treibstoff [Tg]	NO <sub>x</sub> [Tg <sub>N</sub> ]	Distanz [10 <sup>9</sup> km]	Auflösung Vert. [m]
AERO2k	2002	176	0.68	33.2	305
QUANTIFY	2000	214	0.85	30.5	610
TRADEOFF	2000	169	0.59	25.1	610
NASA	1992	139	0.44	-	1000
Normiert	-	214	0.85	30.5	-

OAG (Official Airline Guide). Zusätzlich werden nicht-fahrplanmäßige Flugverbindungen des AERO2k Datensatzes verwendet. Die Emissionen wurden so skaliert, dass der Gesamttreibstoffverbrauch den Daten der IEA (International Energy Agency) über die verkaufte Treibstoffmenge entspricht. Die vertikale Auflösung von QUANTIFY ist mit 2000 Fuß (etwa 610 m) geringer als die von AERO2k. Für TRADEOFF werden Flugbewegungen von 1991/1992 auf das Jahr 2000 hochgerechnet und durch ICAO Statistiken korrigiert (z. B. Gauss et al., 2006). Die vertikale Auflösung beträgt ebenfalls 610 m (2000 Fuß). Für das NASA-Emissionskataster wurde das Jahr 1992 zugrunde gelegt (Baughcum et al., 1996). Die vertikale Auflösung beträgt 1 km. Im NASA-Emissionskataster sind keine geflogenen Distanzen enthalten. Um dennoch eine Abschätzung der Klimawirkung von Kondensstreifen und Kondensstreifen-Zirren zu treffen, wird für das NASA-Kataster im Folgenden angenommen, dass die geflogene Strecke proportional zur Treibstoffverteilung ist.

Da sich die Emissionskataster sowohl in der Berechnungsmethode als auch im zugrunde gelegten Basisjahr unterscheiden, ergeben sich sowohl unterschiedliche geografische Verteilungen als auch unterschiedliche Gesamtemissionen (siehe Tab. 7.1). Um einerseits möglichst ähnliche Datensätze zu erhalten und andererseits nur die Unterschiede durch unterschiedliche Emissionsverteilung zu analysieren, wurden die Datensätze auf den gleichen Treibstoffverbrauch, die gleichen NO<sub>x</sub>-Emissionen sowie die gleichen geflogenen Distanzen normiert. Dadurch unterscheiden sich die Emissionskataster lediglich in der räumlichen Verteilung der Emissionen, die in Abb. 7.1 dargestellt ist. Trotz der unterschiedlichen Berechnungsmethoden und zugrunde liegenden Annahmen ist die Breitenverteilung der unterschiedlichen Emissionskataster sehr ähnlich.

Größere Unterschiede zeigt die Höhenverteilung der Emissionskataster (Abb. 7.1b). AERO2k zeigt im Vergleich zu den anderen Katastern größere Emissionen zwischen 800 und 300 hPa. Im Bereich der Hauptflughöhe weist AERO2k dafür ein geringeres Maximum auf als die anderen Kataster. TRADEOFF und QUANTIFY zeigen ein sehr ähnliches Höhenprofil mit verhältnismäßig geringen Emissionen unterhalb von 300 hPa (Druck größer als 300 hPa), dafür aber ein starkes Maximum bei 250 hPa. TRADEOFF hat oberhalb von 200 hPa keine Emissionen, während sie bei QUANTIFY bis etwa 180 hPa reichen. NASA zeigt unterhalb von 300 hPa ein ähnliches Höhenprofil wie TRADEOFF und QUANTIFY, aber ein deutlich geringeres Maximum in den Hauptflughöhe. Im Vergleich zu den anderen Katastern zeigt NASA zwischen 200 hPa und 130 hPa deutlich größere Emissionen. Ursache dafür ist, dass im Jahr 1992 noch Überschallverkehr stattfand (Concord), der aufgrund der hohen Geschwindigkeiten in großen Höhen geflogen ist.

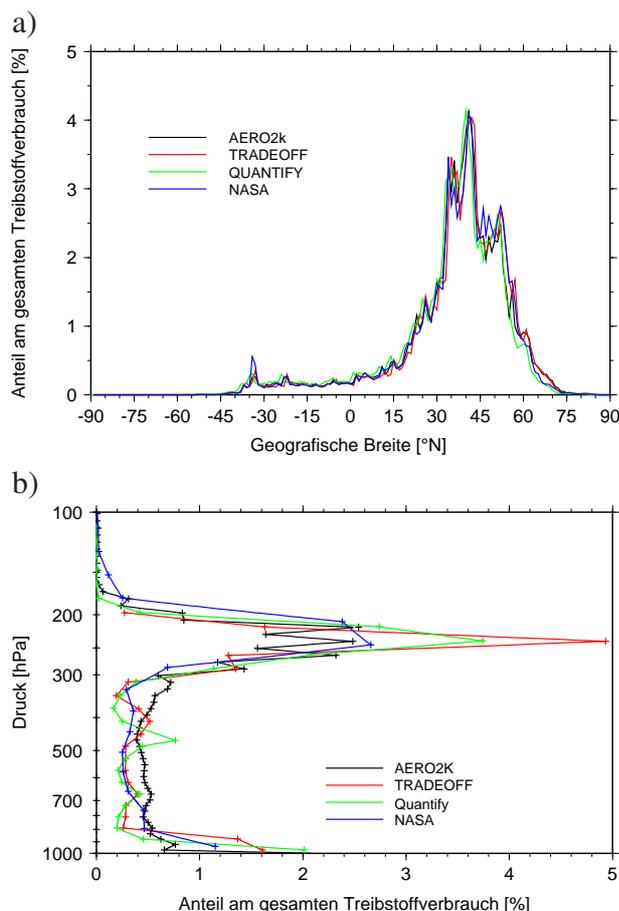


Abbildung 7.1: Emissionsverteilung der unterschiedlichen Emissionskataster in Abhängigkeit von der geografischen Breite (a) und der Höhe (b). Normierter Treibstoffverbrauch von AERO2k, TRADEOFF, QUANTIFY und NASA pro Grad bzw. pro 1000 Fuß (305 m).

## 7.2 Unsicherheiten aus atmosphärischen Prozessen

Im Folgenden wird gezeigt, welchen Einfluss die in Kap. 6 dargestellten Unsicherheiten aus atmosphärischen Prozessen auf die Klimabewertung haben. Für die hier verwendeten, normierten Emissionskataster wird in einer Monte-Carlo-Simulation (Kap. 6.2) die über 100 Jahre gemittelte Temperaturänderung (ATR) berechnet. In Abb. 7.2 ist die aus der Monte-Carlo-Simulation resultierende Häufigkeitsverteilung der mittleren Temperaturänderung für die vier Kataster dargestellt. Dabei zeigt sich, dass die Unsicherheit, also die Variabilität der Ergebnisse, der mittleren Temperaturänderung eines Katasters deutlich größer ist als der Unterschied zwischen den einzelnen Emissionskatastern. So zeigt zum Beispiel AERO2k eine Variabilität von 47 bis 82 mK, während der Unterschied der Mittelwerte zwischen AERO2k und z. B. NASA weniger als 25 mK beträgt.

Bei den in Kap. 6.4 beschriebenen Unsicherheitsbereichen handelt es sich nicht um statistische Unsicherheiten, sondern um systematische Unsicherheiten. Das heißt, es ist möglich, dass zum Beispiel der Strahlungsantrieb von Ozon um 30% unterschätzt wird, dies gilt dann aber für alle berechneten Szenarien. Das bedeutet, dass für den Vergleich mehrerer Szenarien dieselben

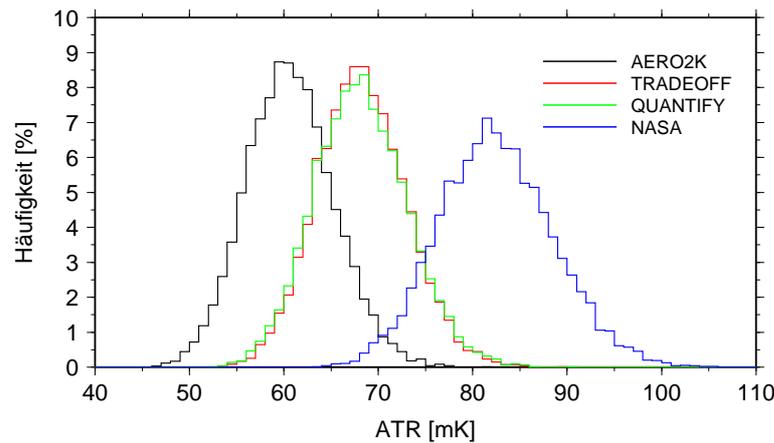


Abbildung 7.2: Häufigkeitsverteilungen in 1 mK Schritten einer mittleren Temperaturänderung (ATR) über 100 Jahre für vier verschiedene normierte Kataster: AERO2K, TRADEOFF, QUANTIFY und NASA, die aus einer Monte-Carlo-Simulation resultieren.

Annahmen über die Unsicherheit getroffen werden müssen. Als Beispiel ist in Abb. 7.3 der zeitliche Verlauf der Temperaturänderung für zwei der vier Kataster (AERO2K und TRADEOFF) und drei verschiedene Annahmen über die Stärke des Strahlungsantriebes von Ozon dargestellt. Die Temperaturänderung im Jahr 2100 zeigt für AERO2k eine sehr große Unsicherheit (langer Pfeil) von 82 mK (geringer Einfluss von  $O_3$ ) bis 125 mK (starker Einfluss von  $O_3$ ). Für TRADEOFF ergibt sich eine Verteilung zwischen 93 und 137 mK. Vergleicht man allerdings die beiden Kataster separat für jede Annahme, zeigt sich, dass TRADEOFF in jedem der drei Fälle eine zwischen 9 und 14% größere Temperaturänderung verursacht als AERO2k (kleiner Pfeil in Abb. 7.3). TRADEOFF weist also eine signifikant größere Klimawirkung auf als AERO2k.

Berechnet man, mit der in Kap. 6 beschriebenen Monte-Carlo-Simulation, die Mediane und Perzentilen für die vier Kataster, so ergeben sich die in Abb. 7.4 dargestellten relativen Differenzen vom Mittelwert der vier Kataster. Wie bereits in Abb. 7.2 zu sehen war, ist die Klimawirkung von TRADEOFF und QUANTIFY nicht unterscheidbar. Dennoch unterscheiden sich alle vier Kataster signifikant vom Mittelwert aller vier Kataster (siehe auch Anhang B). NASA zeigt eine deutlich größere Klimawirkung als die anderen Kataster und AERO2k eine deutlich geringere Klimawirkung. Auch QUANTIFY und TRADEOFF zeigen eine geringere Klimawirkung als der Mittelwert aller vier Kataster.

Dies zeigt, dass es mit der hier beschriebenen Methode möglich ist, trotz großer Unsicherheiten in der Berechnung der Klimawirkung auch geringe Unterschiede zwischen verschiedenen Szenarien signifikant nachzuweisen. Da sich verschiedene Optimierungsmaßnahmen meist neben der Emissionsverteilung auch in der Emissionsmenge unterscheiden, kann diese Methode sehr gut zur Bewertung unterschiedlicher Optimierungsmaßnahmen verwendet werden. Die Ursache für die Unterschiede in der Klimawirkung der Kataster wird im folgenden Kapitel untersucht.

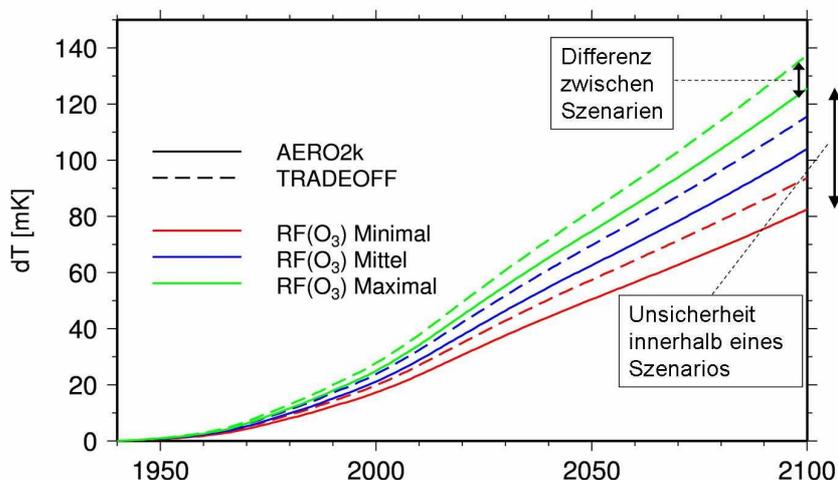


Abbildung 7.3: Zeitlicher Verlauf der Temperaturänderung zweier normierter Kataster für drei verschiedene Annahmen für die Stärke des Strahlungsantriebes von Ozon.

### 7.3 Unsicherheiten der Klimawirkung des heutigen Flugverkehrs

Bisher wurde gezeigt, dass es möglich ist, geringe Unterschiede in der Klimawirkung verschiedener Kataster signifikant nachzuweisen. In diesem Kapitel sollen die Ursachen für die Unterschiede in der Klimawirkung ermittelt werden. Die relativen Differenzen der einzelnen Emissionskataster vom Mittelwert aller vier Kataster sind in Abb. 7.4 dargestellt. Der Klimaeinfluss des NASA-Emissionskatasters ist 18.2% größer als der Mittelwert der vier Kataster, während AERO2k eine relative Differenz von -13.2% zeigt und TRADEOFF und QUANTIFY eine relative Differenz von -2.5 bzw. -2.8%. Obwohl die hier verwendeten Emissionskataster auf die gleichen Emissionen normiert wurden und sich dadurch nur durch die Emissionsverteilung geringfügig unterscheiden, zeigen die einzelnen Emissionskataster signifikante Unterschiede. Bei der Berechnung der Klimawirkung des heutigen Luftverkehrs kann also allein die Emissionsverteilung zu einem signifikanten Unterschied von bis zu 31% führen (Unterschied AERO2k und NASA).

Die Ursachen für die unterschiedliche Klimawirkung der einzelnen Emissionskataster werden deutlich, wenn man die relativen Differenzen in die Beiträge der einzelnen Spezies aufteilt (Abb. 7.5). Die große Klimawirkung des NASA-Katasters wird hauptsächlich von Ozon, Kondensstreifen-Zirrus und Wasserdampf verursacht, welche relative Differenzen von 10.8, 4.7 bzw. 2.3% verursachen. Auch Methan und der langanhaltende Ozonabbau ( $O_3^{pm}$ ) tragen zu einer höheren Klimawirkung bei, allerdings nur zu einem kleinen Teil (zusammen weniger als 0.5%). Die Klimawirkung von Ozon und Wasserdampf nimmt stark mit der Höhe zu und da das NASA-Kataster im Gegensatz zu den anderen Katastern auch bis in große Höhen Emissionen

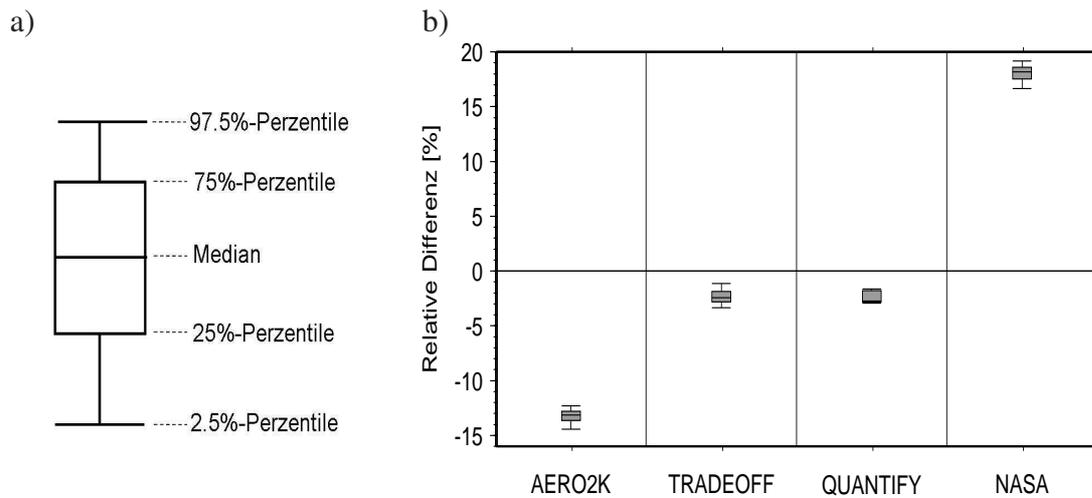


Abbildung 7.4: a) Erläuterung der dargestellten Fehlerbalken. b) Relative Differenz der mittleren Temperaturänderung (ATR) von AERO2k, TRADEOFF, QUANTIFY und NASA vom Mittelwert aller vier Emissionskataster. Annahmen über Unsicherheiten entsprechend Grewe und Stenke (2008). Dargestellt sind jeweils der Median sowie die 2.5, 25, 75 und 97.5% Perzentilen. Die entsprechenden Zahlenwerte sind in Tab. C.2 angegeben.

aufweist, ist auch die Klimawirkung des NASA-Katasters deutlich größer als die der anderen Kataster. Die Wirkung von Methan und damit auch vom langanhaltenden Ozonabbau ( $O_3^{pm}$ ) nimmt hingegen mit der Höhe ab. Da beide Spezies aber kühlend wirken, führt die geringe Wirkung in der Höhe insgesamt zu einer höheren Temperaturänderung. Der Effekt von  $CO_2$  ist für alle Kataster der gleiche (nicht dargestellt), da auf den Treibstoffverbrauch normiert wurde und Kohlendioxid durch die lange Lebenszeit, im Gegensatz zu den anderen Spezies, keine Abhängigkeit vom Emissionsort zeigt (Kap. 2.1). Die geringste Klimawirkung der vier Kataster zeigt AERO2k, hauptsächlich verursacht durch die geringe Wirkung von Kondensstreifen-Zirren ( $-5.7\%$ ) und Ozon ( $-5.2\%$ ). Auch die Wirkung von Wasserdampf, Methan und langanhaltendem Ozonabbau tragen zu einer geringeren Klimawirkung bei, aber nur zwischen  $-0.4$  und  $-1.1\%$ . AERO2k zeigt im Gegensatz zu den anderen Katastern größere Emissionen bereits in niedriger Höhe und dafür geringere Emissionen in den Hauptflughniveaus um 250 hPa. Da die Wirkung von Ozon und Kondensstreifen-Zirrus in niedrigeren Höhen geringer ist, führt dies zu einer geringeren Gesamtklimawirkung. Die relative Differenz von TRADEOFF zum Mittelwert der Emissionskataster beträgt  $-2.5\%$ . Im Gegensatz zu AERO2k, bei dem alle Spezies in die gleiche Richtung wirken, heben sich bei TRADEOFF die Wirkungen teilweise auf. So trägt die Wirkung von Ozon und Wasserdampf zu einer Verringerung der relativen Differenz um 4.2 bzw. 1.0% bei, während die Wirkung von Kondensstreifen-Zirrus, Methan und langanhaltendem Ozonabbau zu einer Erhöhung der relativen Differenz um 2.0, 0.6 und 0.2% führen. Ursache für die geringere Klimawirkung von  $O_3$  und  $H_2O$  und für die größere Wirkung von  $CH_4$  und  $O_3^{pm}$  sind die geringeren Emissionen oberhalb der Hauptflughniveaus. Die höhere Wirkung von Kondensstreifen-Zirrus wird durch mehr Luftverkehr im Bereich der Hauptflughniveaus verursacht, in denen die Wirkung von Kondensstreifen-Zirrus am größten ist. Die relative Differenz des QUANTIFY-Katasters vom Mittelwert der vier Emissionskataster liegt bei  $-2.8\%$ . Dabei führen Ozon, Kondensstreifen-Zirren und Wasserdampf zu einer 1.6, 1.1 bzw. 0.4% geringeren Differenz, während Methan und der langanhaltende Ozonabbau zu einer 0.3 bzw. 0.1% höheren

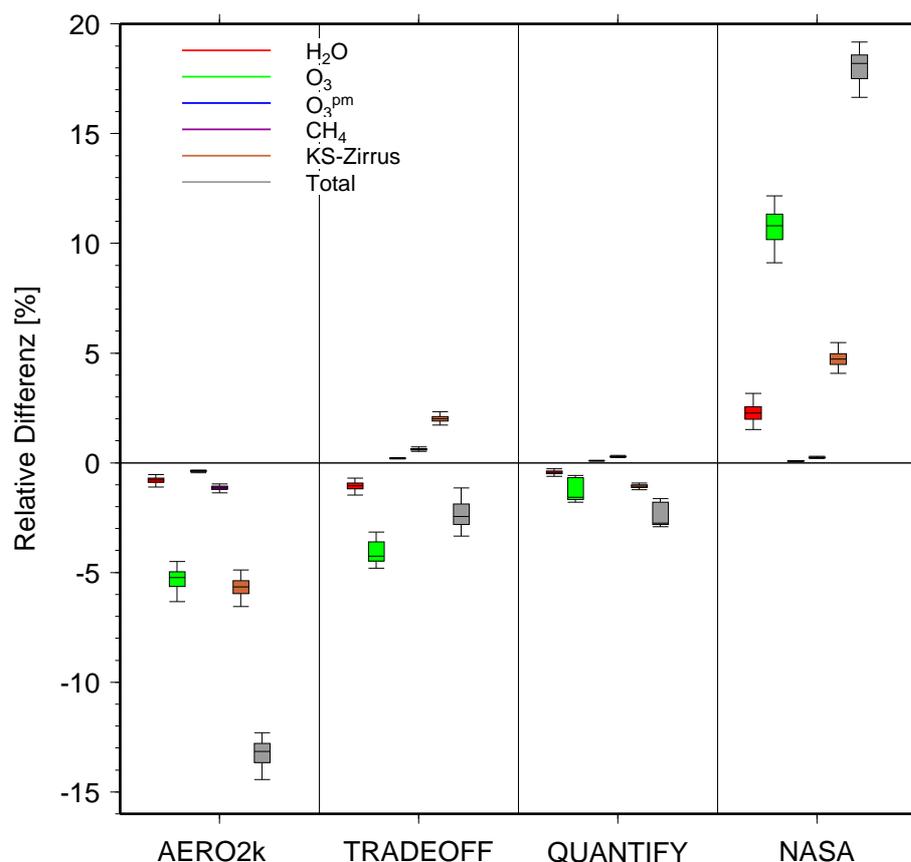


Abbildung 7.5: Relative Differenz der mittleren Temperaturänderung (ATR) von AERO2k, TRADEOFF, QUANTIFY und NASA vom Mittelwert aller vier Emissionskataster aufgeteilt in die Beiträge der einzelnen Spezies. Annahmen über Unsicherheiten entsprechen Grewe und Stenke (2008). Dargestellt sind jeweils der Median sowie die 2.5, 25, 75 und 97.5% Perzentilen. Die entsprechenden Zahlenwerte sind in Tab. C.2 angegeben.

relativen Differenz beitragen. Ursache hierfür ist das starke Emissionsmaximum in den Hauptflugniveaus und die geringen Emissionen oberhalb davon.

Die Unterschiede zwischen den verschiedenen Katastern werden also hauptsächlich von Ozon und Kondensstreifen-Zirren verursacht, weil diese beiden Spezies einerseits eine sehr große Höhenabhängigkeit der Klimawirkung aufweisen und andererseits auch einen großen Beitrag zur Gesamtklimawirkung liefern. Die Klimawirkung der CO<sub>2</sub>-Emissionen trägt nicht zum Unterschied der Kataster bei, da die Kataster auf denselben Treibstoffverbrauch normiert sind und die Wirkung von Kohlendioxid nicht höhenabhängig ist.

## 7.4 Sensitivitätsanalyse

Bisher wurde gezeigt, dass trotz der großen Unsicherheiten in der Berechnung der Klimawirkung des Luftverkehrs auch geringe Unterschiede zwischen Szenarien signifikant nachgewiesen werden können und eine Analyse der Ursachen möglich ist, indem die Gesamtklimawirkung in

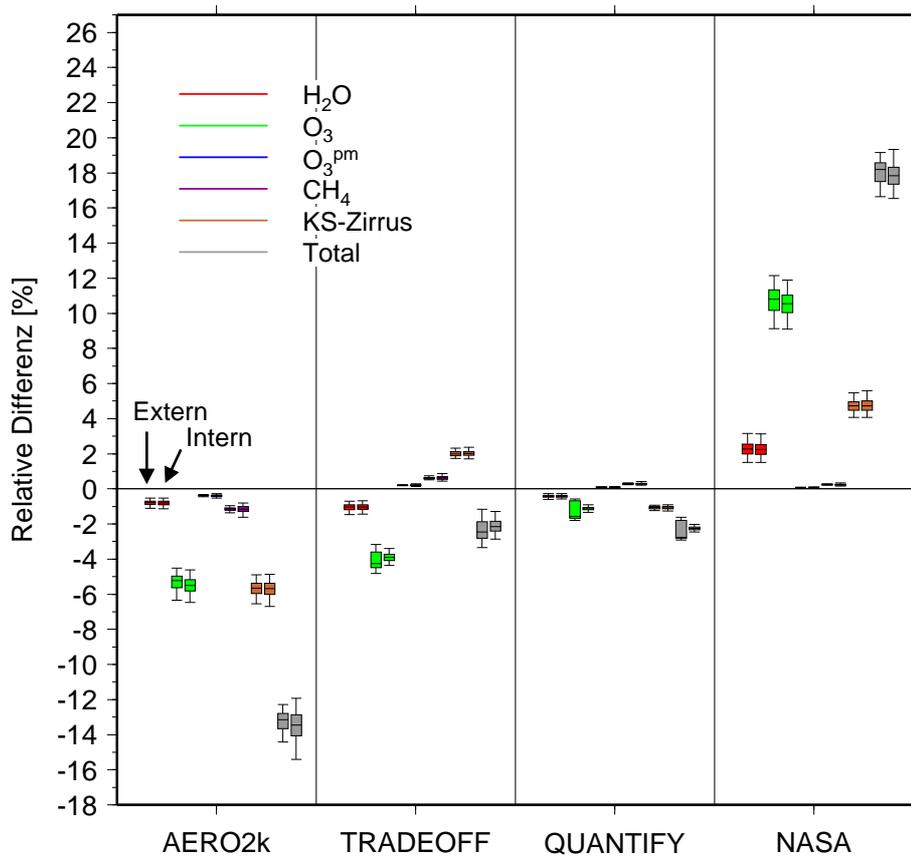


Abbildung 7.6: Vergleich der relativen Differenz zwischen der externen (jeweils linker Balken) und der internen Monte-Carlo-Simulation (jeweils rechter Balken) aufgeteilt in die Beiträge der einzelnen Spezies. Dargestellt sind jeweils der Median sowie die 2.5, 25, 75 und 97.5% Perzentilen. Die entsprechenden Zahlenwerte sind in Tab. C.2 und C.3 angegeben.

die Beiträge der einzelnen Spezies aufgeteilt wird. In diesem Kapitel soll nun gezeigt werden, wie sehr die Klimabewertung von der Wahl der Unsicherheitsbereiche so wie der Methode der Monte-Carlo-Simulation abhängt.

### Vergleich von externer und interner Monte-Carlo-Simulation

Die Monte-Carlo-Simulation bietet eine zuverlässige Unsicherheitsabschätzung, allerdings benötigt die häufige Wiederholung der Simulation eine Rechenzeit von etwa 24 Stunden auf einem Einkernprozessor. Um die Methode dennoch in einer Simulationskette nutzen zu können (wie in Kap. 9 beschrieben), wird die interne Monte-Carlo-Simulation verwendet, in der die Monte-Carlo-Simulation innerhalb von AirClim berechnet wird, wodurch nur einzelne Unterprogramme des Modells 10.000-mal wiederholt werden und nicht das gesamte Programm (Kap. 6.3). Wichtig ist dabei, dass beide Versionen übereinstimmende Ergebnisse liefern, obwohl für die interne Monte-Carlo-Simulation angenommen wird, dass sich die Verteilung der Unsicherheiten auf die Verteilung der Temperaturänderung übertragen. Der Vergleich der relativen Differenzen

beider Methoden ist in Abb. 7.6 dargestellt. Die beiden Ergebnisse zeigen eine gute Übereinstimmung. Die Mediane zeigen zwar geringe Unterschiede, aber diese beeinflussen die Aussage der Klimabewertung nicht. Die Unsicherheiten der internen Monte-Carlo-Simulation bei TRADEOFF und QUANTIFY sind geringer als die Unsicherheitsbereiche der externen Monte-Carlo-Simulation. Bei AERO2k und NASA hingegen zeigt die interne Monte-Carlo-Simulation etwas größere Unsicherheiten als die externe Monte-Carlo-Simulation. Die Unterschiede in den Unsicherheiten werden hauptsächlich durch die Unsicherheit in der Lebenszeit verursacht, da sich diese nichtlinear auf die Temperaturänderung auswirkt. Wird die Unsicherheit in der Berechnung der Lebenszeit nicht berücksichtigt, zeigen beide Modellversionen kaum noch Unterschiede (nicht dargestellt). Auch mit Berücksichtigung der Unsicherheit in der Lebenszeit zeigt der Vergleich zwischen externer und interner Monte-Carlo-Simulation, dass es durchaus möglich ist, die zeitsparende interne Monte-Carlo-Simulation zu verwenden, da sich die Aussagen über die Größe der Klimawirkung und deren Ursachen nicht verändern. Für Fälle, in denen die Klimabewertung nicht ganz eindeutig ist, empfiehlt es sich dennoch als Test auch die zeitaufwändigere externe Monte-Carlo-Simulation durchzuführen.

### **Vergleich Grewe-Lee**

Für die Berechnung der Unsicherheiten müssen gewisse Annahmen über die Unsicherheitsbereiche der Eingabeparameter getroffen werden. Im letzten Abschnitt wurden die Unsicherheiten verwendet, die in Grewe und Stenke (2008) angegeben wurden (Tab. 6.1). Um zu untersuchen, inwieweit die Resultate von diesen Annahmen abhängen, wird eine weitere Simulation mit den Unsicherheitsbereichen, die in Lee et al. (2009) angegeben sind (Tab. 6.1), durchgeführt. Die Unsicherheitsbereiche von Lee et al. (2009) sind deutlich größer als die von Grewe und Stenke (2008), weil die für den Strahlungsantrieb verwendeten Unsicherheiten zusätzlich die Unsicherheiten in der Lebenszeit und die Unsicherheiten durch unterschiedliche Emissionskataster beinhalten, die in Grewe und Stenke (2008) getrennt betrachtet werden. Dadurch ist die Abschätzung der Unsicherheiten mit den Werten aus Lee et al. (2009) als Maximalabschätzung der Unsicherheiten zu betrachten. Der Vergleich der relativen Differenzen ist in Abb. 7.7 dargestellt. Dadurch, dass die Unsicherheitsbereiche, die als Eingangsdatensatz dienen, bei Lee et al. (2009) deutlich größer sind als bei Grewe und Stenke (2008), zeigen auch die Resultate mit den Unsicherheitsannahmen von Lee et al. (2009) deutlich größere Unsicherheiten. Durch die größere Unsicherheit kann TRADEOFF nicht mehr signifikant vom Mittelwert der vier Kataster unterschieden werden. Die übrigen Aussagen über die Klimawirkung der einzelnen Emissionskataster bleiben aber unverändert. Auch bei der Untersuchung der einzelnen Spezies, bleiben die Aussagen unverändert und lediglich die Unsicherheiten werden größer. Dies zeigt, dass die Verwendung der Monte-Carlo-Simulation zusammen mit der Betrachtung relativer Unterschiede zu einer robusten Bewertung der Klimawirkung führt.

### **Strukturelle Unsicherheiten**

In den vorigen Simulationen wurden nur die Unsicherheiten berücksichtigt, die durch die Unsicherheiten in atmosphärischen Prozessen entstehen. Aber auch die Unsicherheiten, die durch die unbekannt zukünftige Entwicklung des Luftverkehrs und der übrigen Sektoren entstehen,

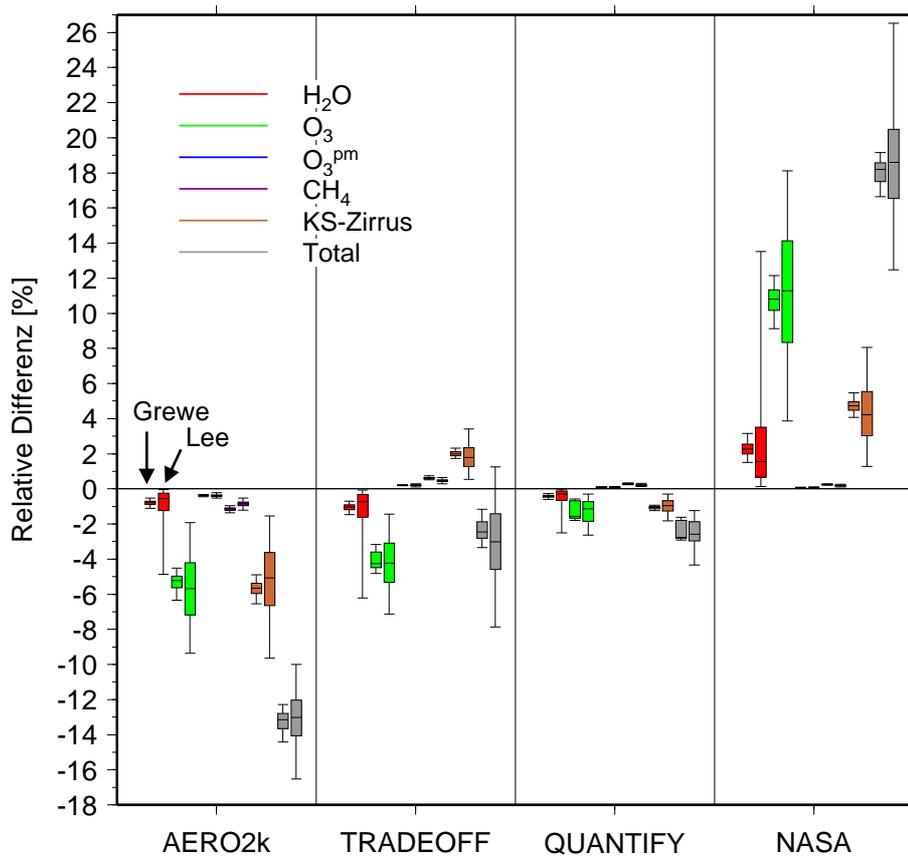


Abbildung 7.7: Vergleich der relativen Differenz zwischen den Unsicherheitsannahmen von Grewe und Stenke (2008) (linke Balken) und Lee et al. (2009) (rechte Balken) aufgeteilt in die Beiträge der einzelnen Spezies. Dargestellt sind jeweils der Median sowie die 2.5, 25, 75 und 97.5% Perzentilen. Die entsprechenden Zahlenwerte sind in Tab. C.2 und C.4 angegeben.

können die Ergebnisse beeinflussen. Um zu untersuchen, wie stark der Einfluss der anderen Sektoren ist, wird eine zusätzliche Simulation durchgeführt, bei der neben den atmosphärischen Unsicherheiten auch die Unsicherheit der Hintergrundkonzentration von Kohlendioxid und Methan berücksichtigt wird. Dabei wird für jeden Schritt der Monte-Carlo-Simulation per Zufalls-generator eine von 10 verschiedenen IPCC-Szenarien ausgewählt (Nakicenovic et al., 2000). Der Vergleich der beiden unterschiedlichen Annahmen ist in Abb. 7.8 für die gesamte Klimawirkung dargestellt. Es zeigt sich, dass die Unsicherheiten für TRADEOFF und QUANTIFY fast unverändert bleiben, während die Unsicherheiten von AERO2k und NASA etwas größer werden. Die Aussage, welches Kataster eine größere oder geringere Klimawirkung als der Mittelwert hat, sowie die Signifikanz der Aussage werden durch die veränderten Annahmen allerdings nicht beeinflusst.

Der zeitliche Verlauf der Luftverkehrsemissionen ist genau wie der Verlauf der Hintergrundkonzentrationen nicht bekannt. Bei der Bewertung verschiedener Technologien oder Szenarien muss deshalb ein zur Fragestellung passender Emissionsverlauf vorgegeben werden (Kap. 3). Dazu kann entweder ein konstanter Emissionsverlauf oder eines der IPCC-Szenarien verwendet werden. Welchen Einfluss die zeitliche Entwicklung des Luftverkehrs auf die Klimabewertung hat, wird mit einer weiteren Simulation untersucht, bei der zusätzlich zu den vorigen Unsicher-

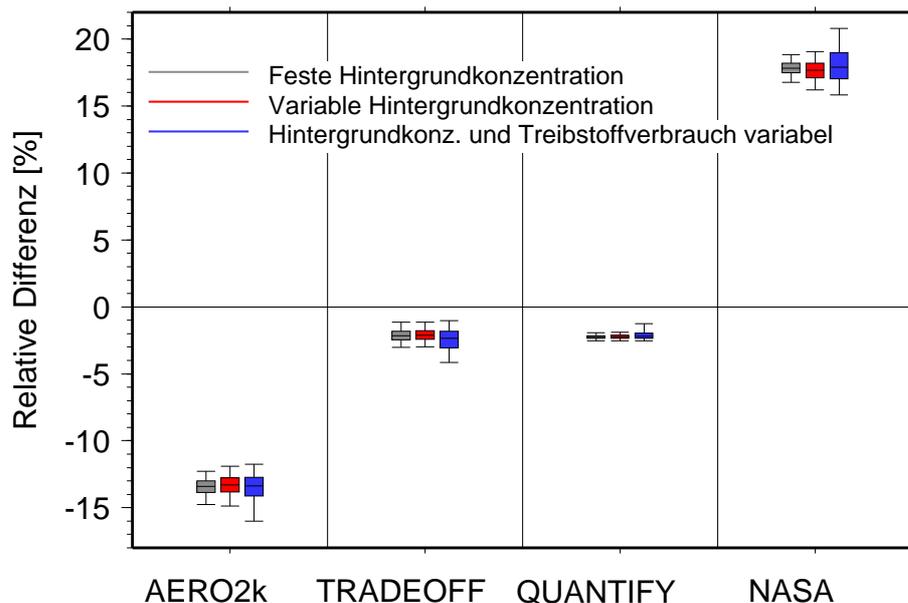


Abbildung 7.8: Vergleich der relativen Differenz zwischen drei verschiedenen Unsicherheitsannahmen. Einmal ohne Berücksichtigung unterschiedlicher Hintergrundkonzentration (schwarz), einmal mit Berücksichtigung unterschiedlicher Hintergrundkonzentration (rot) und einmal mit Berücksichtigung unterschiedlicher Hintergrundkonzentrationen sowie unterschiedlicher zeitlicher Entwicklungen des Luftverkehrs (blau). Dargestellt sind jeweils der Median sowie die 2.5, 25, 75 und 97.5% Perzentilen. Die entsprechenden Zahlenwerte sind in Tab. C.2, C.1 und C.5 angegeben.

heiten auch die Wahl des zeitlichen Verlaufs zufällig erfolgt. Dabei werden bis 2005 historische Emissionen verwendet und danach eines von sechs verschiedenen Szenarien: entweder eines der drei IPCC-Szenarien (Fa1, Eab, Eah, IPCC, 1999), konstante Emission ab 2015 oder 2050 oder ein Abschalten der Luftverkehrsemissionen nach 2015. Durch die Verwendung verschiedener Emissionsverläufe kann der Beitrag der verschiedenen Spezies zur Gesamtklimawirkung deutlich unterschiedlich ausfallen. Werden zum Beispiel die Emissionen im Lauf der Zeit verringert, so reagieren kurzlebige Spezies wie Ozon sofort auf die Veränderung und deren Klimawirkung wird verringert. Die Klimawirkung langlebiger Spezies wie Kohlendioxid bleibt aber noch lange Zeit bestehen. Dadurch wird der relative Beitrag langlebiger Spezies größer und ein Szenario, das zuvor klimafreundlicher erschien, klimaschädlicher. Vergleicht man jedoch die verschiedenen normierten Emissionskataster, zeigen sich die Ergebnisse relativ unverändert (Abb. 7.8, blauer Balken). Dies liegt unter anderem daran, dass sich die Klimawirkungen der CO<sub>2</sub>-Emissionen der verschiedenen Kataster nicht unterscheiden. Insgesamt nehmen die Unsicherheiten zwar geringfügig zu, aber die Aussage, welches Kataster eine größere oder geringere Klimawirkung als der Mittelwert hat, sowie die Signifikanz der Aussage werden durch die veränderten Annahmen nicht beeinflusst.

## 7.5 Zusammenfassung

In diesem Kapitel wurde anhand verschiedener Vorstudien gezeigt, welchen Einfluss die Unsicherheiten in atmosphärischen Prozessen auf die Zuverlässigkeit der Klimabewertung ver-

schiedener Luftverkehrsszenarien haben und wie sich verschiedene Annahmen über die Unsicherheitsbereiche auf die Klimabewertung auswirken. Dabei wurden anstelle von verschiedener Optimierungsmaßnahmen vier verschiedene Emissionskataster verwendet, die auf dieselben Emissionen normiert wurden. Durch die Verwendung der Monte-Carlo-Simulation und die Berechnung relativer Unterschiede kann der Unterschied in der Klimawirkung verschiedener Kataster statistisch signifikant berechnet werden. Will man hingegen die absolute Klimawirkung verschiedener Kataster untersuchen, stellt man fest, dass sich die Kataster nicht signifikant unterscheiden, da die Unsicherheit der Klimawirkung der einzelnen Kataster größer ist als der Unterschied zwischen den Katastern. Die Aufteilung der relativen Differenz in die Beiträge der einzelnen Spezies ermöglicht eine Analyse der Ursache für die Unterschiede der Klimawirkung verschiedener Kataster. Der Vergleich der Klimabewertung die mit unterschiedlichen Versionen der Monte-Carlo-Simulation (extern und intern) oder mit unterschiedlichen Annahmen über die Unsicherheitsbereiche berechnet wurden zeigt, dass die Klimabewertungen sehr robust sind, obwohl die Unterschiede der einzelnen Kataster sehr gering und die Unsicherheiten in der Berechnung der Klimawirkung groß sind. Dies zeigt, dass die in dieser Arbeit verwendete Methode gut geeignet ist, um die Klimawirkung verschiedener Optimierungsmaßnahmen zu bewerten, auch wenn die Unterschiede in den Emissionen sehr gering sind.

# Kapitel 8

## Kritische Analyse eindimensionaler Klimafunktionen

Neben einem Response-Modell wie AirClim, das sowohl die Abhängigkeit der Klimawirkung von der Breite als auch von der Höhe des Emissionsortes berücksichtigt, werden in einigen Studien auch sogenannte eindimensionale Klimafunktionen zur Bewertung der Klimawirkung des Luftverkehrs verwendet. Bei 1-D-Klimafunktionen wird nur die Höhenabhängigkeit der Klimawirkung beachtet, aber nicht deren Breitenabhängigkeit. Mit Hilfe von 1-D-Klimafunktionen kann sehr schnell eine erste Abschätzung darüber getroffen werden, ob ein Flugzeug oder eine Flugroute klimafreundlicher ist als eine andere. Solche 1-D-Klimafunktionen wurden bisher zum Beispiel von Köhler et al. (2008) für  $\text{NO}_x$ -Emissionen, von Rädcl und Shine (2008) für linienförmige Kondensstreifen und von Grewe et al. (2010b) für Überschallverkehr berechnet und in einer Reihe von Studien zur Bewertung der Klimawirkung unterschiedlicher Flugzeugtechnologien verwendet (z. B. Egelhofer, 2008; Schwartz und Kroo, 2009; Grewe et al., 2010b). Im folgenden Kapitel wird zunächst beschrieben, wie 1-D-Klimafunktionen berechnet werden und dann aufgezeigt, in wieweit 1-D-Klimafunktionen zur Bewertung der Klimawirkung verschiedener Flugzeuge oder Flugrouten geeignet sind, obwohl die Breitenabhängigkeit der Klimawirkung vernachlässigt wird.

### 8.1 Beschreibung der 1-D-Klimafunktionen

Die in diesem Kapitel verwendeten 1-D-Klimafunktionen werden mit AirClim berechnet und basieren somit auf Ergebnissen des Klima-Chemie-Modells E39/CA. Zur Berechnung der 1-D-Klimafunktionen wird zunächst aus einem Emissionsdatensatz, der den Flugverkehr im Jahr 2002 wiedergibt (AERO2k, siehe Kap. 7.1), eine Breitenverteilung der Emissionen berechnet. Anschließend werden, wie in Köhler et al. (2008), 16 verschiedene Störungsschichten ('Perturbation Level', PL) zwischen 5 und 15 km definiert (siehe Tab. 8.1). In jede dieser Störungsschichten wird nacheinander die berechnete Breitenverteilung der Emission emittiert, um damit den hierdurch hervorgerufenen Strahlungsantrieb zu berechnen, der in diesem Kapitel als Maß für die Klimawirkung verwendet wird. Emittiert wurde jeweils ab dem Jahr 1995 und analysiert wurde der Strahlungsantrieb im Jahr 2002, um die Ergebnisse vergleichbar zu denen

PL	Höhe[km]	Druck [hPa]
16	14.2-14.8	125-137
15	13.6-14.2	137-151
14	13.0-13.6	151-165
13	12.4-13.0	165-182
12	11.7-12.4	182-203
11	11.1-11.7	203-223
10	10.5-11.1	223-245
9	9.9-10.5	245-269
8	9.3-9.9	269-295
7	8.7-9.3	295-321
6	8.1-8.7	321-351
5	7.5-8.1	351-383
4	6.9-7.5	383-417
3	6.3-6.9	417-453
2	5.6-6.3	453-498
1	5.0-5.6	498-540

Tabelle 8.1: Definierte Störungsschichten ('Perturbation level', PL) mit entsprechenden Höhen in km und mittlerem Druck in hPa (Standardatmosphäre).

von Köhler et al. (2008) zu machen. Die sich daraus ergebenden 1-D-Klimafunktionen sind in Abb. 8.1 für die verschiedenen Spezies dargestellt. Wie bereits in Kap. 2 gezeigt wurde, weist die Wirkung von Kohlendioxid keine Höhenabhängigkeit auf, da es durch die lange Lebenszeit gleichmäßig in der Atmosphäre verteilt wird. Alle anderen Spezies zeigen unterhalb von PL10 eine kontinuierliche Zunahme des Strahlungsantriebes mit der Höhe. Mit Gegensatz zum Strahlungsantrieb von Ozon, Wasserdampf und Methan nehmen die Strahlungsantriebe von linienförmigen Kondensstreifen (lin. KS) und Kondensstreifen-Zirrus (KS-Zirrus) oberhalb von PL10 wieder ab. Ozon zeigt oberhalb von PL12 und unterhalb von PL4 den größten Strahlungsantrieb. Zwischen PL4 und PL12 zeigen Kondensstreifen-Zirren den größten Effekt. Der Strahlungsantrieb von Ozon ist größer als der der CO<sub>2</sub>-Emission, weil nur Emissionen über einen kurzen Zeitraum untersucht wurden, wodurch sich das Kohlendioxid nicht anreichern konnte. Dennoch stellt Kohlendioxid unterhalb von PL8 die dritt wichtigste Spezies dar. Oberhalb von PL9 nimmt der Strahlungsantrieb von Wasserdampf stark zu und Wasserdampf wird oberhalb von PL14 zur zweit wichtigsten Spezies. Die eindimensionalen Klimafunktionen von Köhler et al. (2008) und Rädcl und Shine (2008) sind in Kap. 5.2.2 für NO<sub>x</sub>-Emissionen (Abb. 5.6) und für linienförmige Kondensstreifen (Abb. 5.7) dargestellt.

## 8.2 Bedeutung der Breitenabhängigkeit

Mit Hilfe von 1-D-Klimafunktionen wird die Klimawirkung (hier Strahlungsantrieb) einer Flugroute anhand des in einer Höhe emittierten Stoffes und der zurückgelegten Strecke berechnet. Neben der Höhe des Emissionsortes ist die Klimawirkung aber auch von der geografischen Breite des Emissionsortes abhängig. So ist zum Beispiel der Strahlungsantrieb von

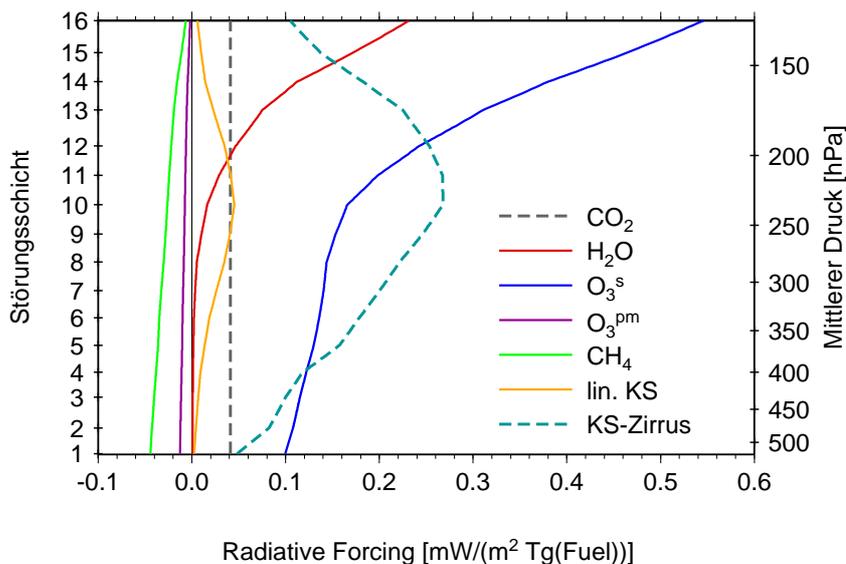


Abbildung 8.1: Mit AirClim berechnete 1-D-Klimafunktionen für die verschiedenen Spezies. Zur Veranschaulichung sind hier alle 1-D-Klimafunktionen auf Treibstoffverbrauch normiert dargestellt. Im Allgemeinen sind Ozon und Methan auf  $\text{NO}_x$ -Emissionen normiert und Kondensstreifen (KS) auf geflogenen km. Der Größenvergleich der einzelnen Spezies gilt daher nur für Flugrouten mit ähnlichem Treibstoffverbrauch pro km ( $5.3 \text{ kg/km}$ ) und ähnlichem  $\text{NO}_x$ -Emissionsindex ( $12.5 \text{ g/kg}$ ), sowie für den hier verwendeten Emissionsverlauf und die Breitenverteilung der Emission entsprechend AERO2k.

Ozon bei 200 hPa am Äquator etwa zwölfmal so groß wie in den nördlichen hohen Breiten (Grewe und Stenke, 2008). Auch Kondensstreifen zeigen neben der Höhenabhängigkeit eine starke Breitenabhängigkeit (Fichter et al., 2005). Diese Breitenabhängigkeit wird bei den 1-D-Klimafunktionen nicht mehr explizit abgebildet, ist aber bei der Berechnung der Klimafunktionen enthalten. So verwenden z. B. Köhler et al. (2008) und Rädcl und Shine (2008) für die Berechnung der 1-D-Klimafunktionen eine gegebene Breitenverteilung der Emissionen des AERO2k-Datensatzes (Eyers et al., 2004). Das Vertikalprofil der Klimawirkung (1-D-Klimafunktion) könnte sich allerdings ändern, wenn in anderen Breitenbereichen geflogen wird, falls z. B. die wirtschaftliche Entwicklung in jetzigen Schwellenländern zu neuen Flugverbindungen führt. So würde zum Beispiel eine starke wirtschaftliche Entwicklung Südafrikas zu deutlich mehr Flugverkehr in den Tropen führen. In diesem Kapitel soll deshalb untersucht werden, ob die Verwendung von 1-D-Klimafunktionen trotz starker Vereinfachungen sinnvoll ist, falls sich die Breitenverteilung der Emissionen in Zukunft verändert, oder einzelne Routen untersucht werden.

### 8.2.1 Methodenbeschreibung

Um die Bedeutung der Breitenabhängigkeit zu analysieren, wird 10.000-mal der Unterschied in der Klimawirkung zweier zufällig generierter Flugrouten untersucht. Die zufällig generierten Flugrouten unterscheiden sich durch Flugniveau, Breitenverteilung, Stickoxidemissionsindex ( $\text{EI}_{\text{NO}_x}$ ) und Treibstoffverbrauch. Für das Flugniveau wird eine binomial verteilte Zufallszahl

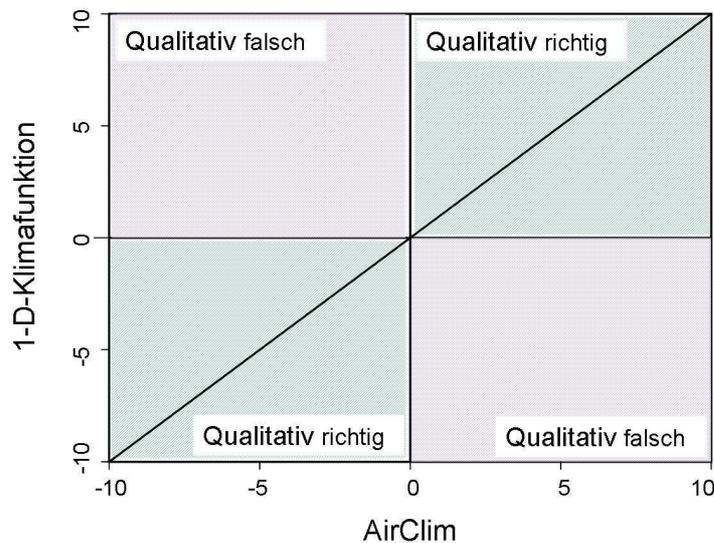


Abbildung 8.2: Schematische Darstellung der Aussage des Streudiagramms.

zwischen den Flughöhen 1 und 16 verwendet, die der Wahrscheinlichkeitsverteilung der heutigen Flughöhen entspricht. Um die Breitenabhängigkeit der Klimawirkung zu untersuchen, wurde die aus AERO2k berechnete Breitenverteilung um 10, 20, 30, 40 bzw. 50° nach Süden bzw. Norden verschoben. Dabei werden zwei verschiedene Annahmen getroffen. Als Erstes wird untersucht, wie groß der Einfluss der Breitenabhängigkeit ist, falls die Region, in der geflogen wird, zwar gleich ist, aber im Vergleich zur zugrunde liegenden Emissionsverteilung nach Nord oder Süd verschoben sind. Anschließend wird untersucht, welchen Einfluss die Breitenabhängigkeit auf die Untersuchung zweier Flugrouten in unterschiedlichen Regionen hat. Um für die Berechnung der Gesamtklimawirkung die Unterschiede im Treibstoffverbrauch und dem  $\text{NO}_x$ -Emissionsindex bei unterschiedlicher Höhe zu berücksichtigen, wird der  $\text{NO}_x$ -Emissionsindex normalverteilt zwischen 10 und 15 g/kg angenommen und der Treibstoffverbrauch von -20% bis +20% variiert. Um einen konsistenten Vergleich durchzuführen, wird der Unterschied der Klimawirkung der beiden zufällig generierten Flugrouten einmal mit dem vollständigen Response-Modell AirClim und einmal mit der aus AirClim berechneten 1-D-Klimafunktion berechnet. Zeigt die 1-D-Klimafunktion das gleiche Ergebnis wie das vollständige Response-Modell, ist die Bedeutung der Breitenabhängigkeit gering und kann in erster Ordnung vernachlässigt werden.

Die Ergebnisse der beiden Berechnungsmethoden werden in einem Streudiagramm gegeneinander aufgetragen. Anhand dieses Streudiagramms wird untersucht, inwieweit die 1-D-Klimafunktionen qualitativ und quantitativ richtige Ergebnisse liefern. Zunächst wird untersucht, ob die Ergebnisse qualitativ übereinstimmen. Liefern beide Berechnungen für die Differenz beider Flugrouten das gleiche Vorzeichen, so liegt die 1-D-Klimafunktion qualitativ richtig und der Punkt befindet sich im oberen rechten oder unteren linken Quadranten des Streudiagramms (siehe Abb. 8.2). Liefern beide Berechnungsmethoden für die Differenz beider Flugrouten ein unterschiedliches Vorzeichen, so ergibt die 1-D-Klimafunktion eine qualitativ falsche Aussage (oberer linker und unterer rechter Quadrant). Daraus wird berechnet, wie groß der Anteil an qualitativ richtigen Ergebnissen ist. Dabei werden Punkte, bei denen eine der beiden

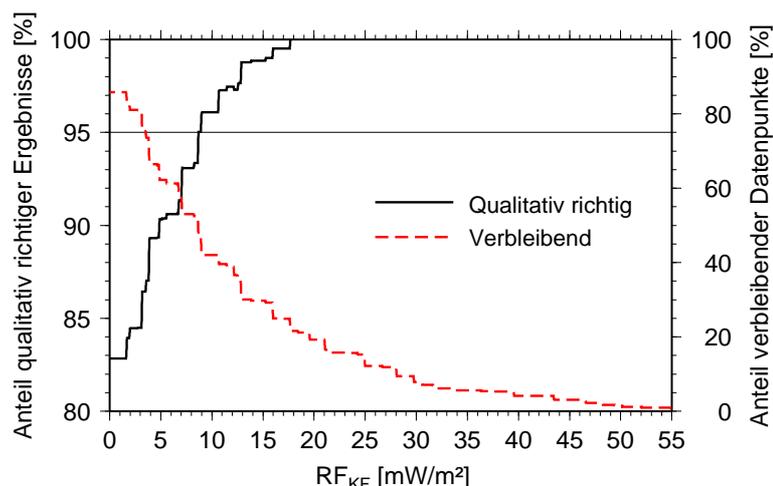


Abbildung 8.3: Beispiel für den Anteil qualitativ richtiger Ergebnisse unter der Bedingung, dass der mit der Klimafunktion berechnete Unterschied beider Flugrouten größer als  $RF_{KF}$  ist. Zudem ist dargestellt welcher Anteil an Datenpunkten dafür verwendet werden kann.

Berechnungsmethoden den Wert 0.0 ergeben, nicht gewertet, da diese nicht richtig zugeordnet werden können. Liegt der Anteil der richtigen Ergebnisse bei 95% oder mehr, bzw. der Fehler  $\varepsilon$  bei weniger als 5%, stimmen die beiden Berechnungsmethoden qualitativ signifikant überein. Ist der Anteil der richtigen Ergebnisse bei weniger als 95%, wird eine Vertrauensschranke  $S$  berechnet, so dass die Wahrscheinlichkeit, dass das Ergebnis qualitativ richtig ist, unter der Bedingung, dass der Betrag von  $RF_{KF}$  größer als  $S$  ist, mehr als 95% beträgt (Abb. 8.3). Dabei ist  $RF_{KF}$  der mit der 1-D-Klimafunktion berechnete marginale Strahlungsantrieb. Dabei muss auch der Anteil der verbleibenden Datenpunkte ( $Q$ ) berücksichtigt werden. Liegt dieser Anteil unter 10%, so kann keine statistisch sinnvolle Aussage mehr getroffen werden. Allerdings ist die Anwendbarkeit von 1-D-Klimafunktionen bereits bei einem Anteil unter 50% gering, da die Methode dann in weniger als der Hälfte der untersuchten Fälle signifikante Aussagen liefert.

Neben der qualitativen Übereinstimmung wird auch untersucht, inwieweit die Ergebnisse quantitativ übereinstimmen. Dazu wird zunächst der Korrelationskoeffizient  $\beta$  untersucht, der angibt inwieweit ein linearer Zusammenhang zwischen den Ergebnissen der 1-D-Klimafunktion und den Ergebnissen von AirClim besteht. Liegt dieser Wert bei 1, so ist die Korrelation perfekt und alle Datenpunkte liegen auf einer Geraden. Ist dieser Wert größer als 0.7 so bewerte ich die Korrelation noch als gut. Neben dem Korrelationskoeffizienten wird eine Regressionsgerade bestimmt, um zu untersuchen, ob beide Berechnungsmethoden quantitativ übereinstimmen. Liefern beide Ergebnisse eine quantitativ übereinstimmende Aussage, so weist die Regressionsgerade eine Steigung ( $m$ ) von 1 und einen Ordinatenabschnitt ( $a$ ) von Null auf. Weist die Regressionsgerade eine von 1 verschiedene Steigung auf, aber einen hohen Korrelationskoeffizienten, so liegt ein systematischer Fehler vor, der korrigiert werden kann.

Ähnlich wie bei Köhler et al. (2008) bzw. Rädcl und Shine (2008) werden zunächst die Effekte von Stickoxiden, Wasserdampf und linienförmigen Kondensstreifen separat untersucht. Anschließend wird auch der Unterschied beider Berechnungsmethoden für die Gesamtwirkung untersucht, wobei nur linienförmige Kondensstreifen betrachtet werden, da es für die Klimawirkung von Kondensstreifen-Zirren bisher nur sehr wenige Modellsimulationen gibt (z. B.

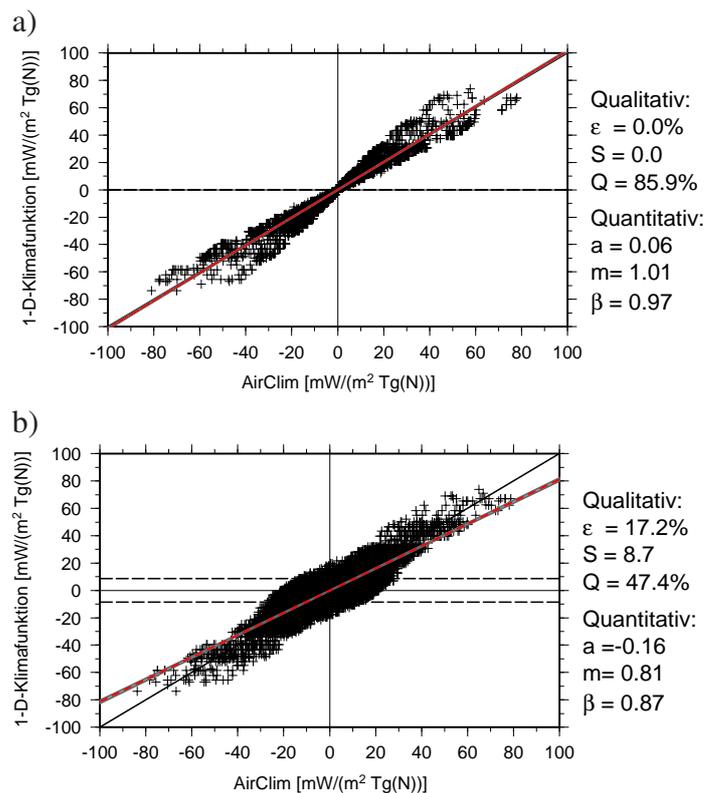


Abbildung 8.4: Streudiagramm des Strahlungsantriebes von NO<sub>x</sub>-Emissionen berechnet mit AirClim (Abszisse) bzw. der mit AirClim berechneten 1-D-Klimafunktion (Ordinate). a) Vergleich zweier Flugrouten, die in unterschiedlichen Höhen aber im gleichen Breitenbereich liegen und b) Vergleich zweier Flugrouten, die sowohl in unterschiedlichen Höhen als auch in unterschiedlichen Breitenbereichen liegen. Die schwarz gestrichelten Linien stellen die Vertrauensschranken  $S$  dar. Die rot gestrichelte Linie stellt die Regressionsgerade dar und der grau hinterlegte Bereich deren Unsicherheit. Angegeben sind zudem der Fehler  $\varepsilon$ , die Vertrauensschranke  $S$ , der damit noch analysierbare Anteil  $Q$ , der Korrelationskoeffizient  $\beta$  sowie der Ordinatenabschnitt  $a$  und die Steigung  $m$  der Regressionsgeraden.

Burkhardt und Kärcher, 2011). Anschließend wird untersucht, ob eindimensionale Klimafunktionen für die in AirClim neu implementierten Kondensstreifen-Zirren angewendet werden können und welchen Einfluss deren Berücksichtigung auf die Anwendbarkeit für die Gesamtklimawirkung hat (Kap. 8.2.3). Zusätzlich wird eine vereinfachte Studie durchgeführt, bei der angenommen wird, dass sich Kondensstreifen-Zirren proportional zu linienförmigen Kondensstreifen verhalten. Die Kondensstreifen-Zirren werden deshalb durch einfache Skalierung der linienförmigen Kondensstreifen mit einem Faktor zwischen zwei und zehn berechnet.

## 8.2.2 Breitenabhängigkeit

### Der Klimaeffekt von Stickoxiden NO<sub>x</sub> (O<sub>3</sub> + CH<sub>4</sub> + O<sub>3</sub><sup>pm</sup>)

Zunächst wird der Einfluss der Breitenabhängigkeit der Klimawirkung von NO<sub>x</sub>-Emissionen für Flugrouten untersucht, die in derselben Region liegen, aber im Vergleich zur zugrunde liegenden Emissionsverteilung nach Nord oder Süd verschoben sind. Für beide Flugrouten wird ein

$\text{NO}_x$ -Emissionsindex von 12.5 g/kg angenommen, wodurch der einzige Unterschied zwischen beiden Flugrouten das unterschiedliche Flugniveau ist. Untersucht man nur die Klimawirkung, die durch  $\text{NO}_x$ -Emissionen verursacht wird, so zeigen alle untersuchten Flugzeugpaare qualitativ übereinstimmende Ergebnisse (Abb. 8.4a). Dennoch unterscheidet sich die Steigung der Gerade (m) signifikant von 1, der Ordinatenabschnitt (a) aber nicht signifikant von Null. Ursache für die gute Übereinstimmung ist, dass die Klimawirkung der  $\text{NO}_x$ -Emissionen unabhängig von der geografischen Breite des Emissionsortes eine kontinuierliche Zunahme mit der Höhe zeigt. Die Stärke der Zunahme der Klimawirkung mit der Höhe hängt aber von der geografischen Breite des Emissionsortes ab, wodurch die Streuung um die Gerade entsteht.

Liegen beide Flugrouten nicht nur in unterschiedlichen Höhen, sondern auch in unterschiedlichen Regionen, so erhöht sich der Fehler auf etwa 17% (Abb. 8.4b). Um dennoch mit einer Wahrscheinlichkeit von mehr als 95% die richtige Flugroute als klimafreundlicher einzustufen, muss der Unterschied beider Flugrouten oberhalb der Vertrauensschranke  $S$  liegen. Dies sind allerdings nur etwa 47% der untersuchten Flugrouten. Dieser Anteil reicht zwar für eine statistische Aussage aus, schränkt die Anwendbarkeit aber deutlich ein, da für weniger als die Hälfte der untersuchten Flugroutenpaare eine statistisch signifikante Aussage getroffen werden kann. Ursache für die größeren quantitativen Unterschiede ist, dass der absolute Strahlungsantrieb von Ozon in den Tropen deutlich höher ist als in den mittleren Breiten, in denen ein Großteil des heutigen Luftverkehrs stattfindet. Wird zum Beispiel eine Flugroute in 400 hPa in den Tropen mit einer Flugroute in 300 hPa in den mittleren Breiten untersucht, so berechnet AirClim einen größeren Strahlungsantrieb für die erste Route, da diese in den Tropen liegt, während die 1-D-Klimafunktion die Breitenänderung nicht berücksichtigen kann und deshalb einen größeren Strahlungsantrieb für die zweite Route berechnet, da diese in einer größeren Höhe liegt. Somit sind 1-D-Klimafunktionen für die Untersuchung der Unterschiede in der Klimawirkung von  $\text{NO}_x$ -Emissionen nur für Flugrouten in gleichen Regionen geeignet.

### **Der Klimaeffekt von Wasserdampf**

Die Breitenabhängigkeit der Klimawirkung von Wasserdampfemissionen ist ähnlich zu der von  $\text{NO}_x$ -Emissionen (Abb. 8.5). Für Flugrouten in gleichen Breitenbereichen zeigen alle der untersuchten Flugrouten ein qualitativ richtiges Ergebnis (Abb. 8.5a). Die Ursache für die gute qualitative Übereinstimmung ist wie bei  $\text{NO}_x$ -Emissionen die kontinuierliche Zunahme der Klimawirkung mit der Höhe. Die Streuung der Datenpunkte um die Gerade wird wieder durch die Unterschiede in der Stärke der Zunahme der Klimawirkung mit der Höhe verursacht.

Liegen beide Flugrouten nicht nur in unterschiedlichen Höhen, sondern auch in unterschiedlichen Breiten, so erhöht sich der Fehler auf etwa 11% (Abb. 8.5b). Um beide Flugrouten signifikant unterscheiden zu können, muss der Unterschied beider Flugrouten größer als  $0.02 \text{ mW}/(\text{m}^2\text{Tg}(\text{Fuel}))$  sein. Dann können allerdings nur noch 55% der untersuchten Flugrouten signifikant unterschieden werden. Ursache für den größeren Anteil qualitativ falscher Ergebnisse ist wie bei  $\text{NO}_x$ -Emissionen die Abhängigkeit des absoluten Strahlungsantriebes von der geografischen Breite. Eindimensionale Klimafunktionen sind für die Bewertung der Klimawirkung von Wasserdampfemissionen somit für die Untersuchung von Flugrouten in gleichen Regionen geeignet und eingeschränkt für die Untersuchung von Flugrouten in unterschiedlichen Regionen.

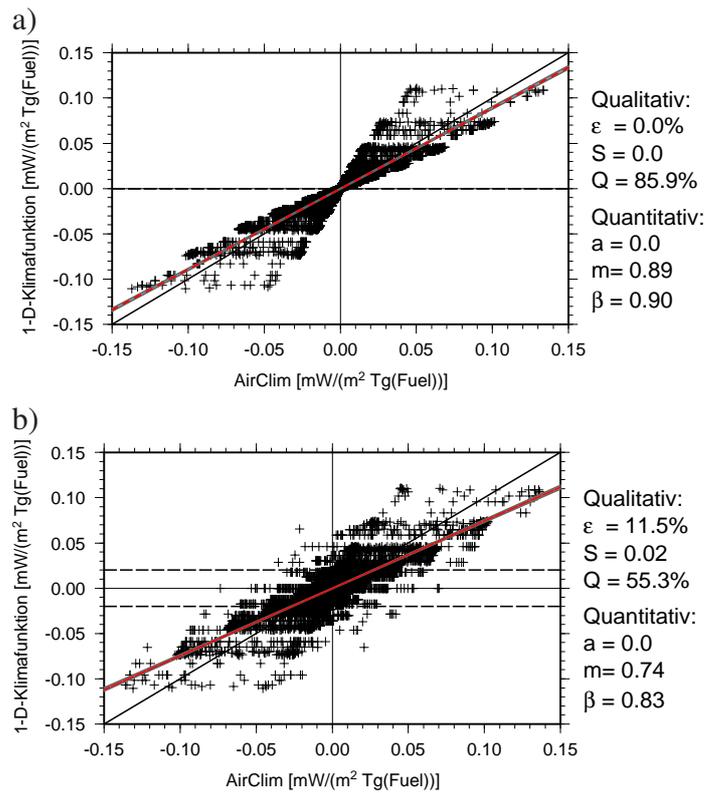


Abbildung 8.5: Wie Abb. 8.4, aber für den Strahlungsantrieb von Wasserdampfemissionen.

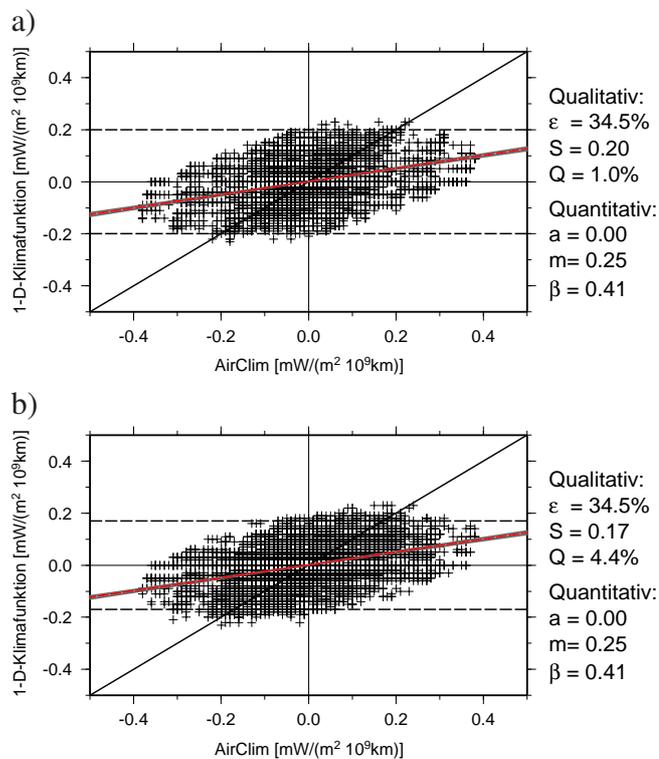


Abbildung 8.6: Wie Abb. 8.4, aber für den Strahlungsantrieb von linienförmigen Kondensstreifen.

### Der Klimaeffekt von linienförmigen Kondensstreifen

Die Breitenabhängigkeit der Klimawirkung von linienförmigen Kondensstreifen ist deutlich größer als die der Klimawirkung von  $\text{NO}_x$ -Emissionen. Während das Vertikalprofil der  $\text{NO}_x$ -Klimawirkung unabhängig von der geografischen Breite eine Zunahme mit der Höhe zeigt, weist das Vertikalprofil von Kondensstreifen ein Maximum in einer Höhe auf, die in Relation mit der Tropopause steht und damit von der geografischen Breite abhängt (Fichter, 2009). In Abb. 8.6a ist das Streudiagramm der beiden Methoden für den Unterschied zweier zufällig generierter Flugrouten dargestellt, die in der gleichen geografischen Breite liegen, aber in unterschiedlichen Höhen. Die Streuung der Ergebnisse ist deutlich größer als bei der Wirkung von  $\text{NO}_x$ -Emissionen. Der Anteil qualitativ falscher Ergebnisse liegt bei etwa 34%. Dadurch steigt die Vertrauensschranke auf  $0.20 \text{ mW}/(10^9 \text{ km})$ . Dies bedeutet aber, dass nur noch 1% der untersuchten Fälle außerhalb der Vertrauensschranke liegen, wodurch keine statistisch sinnvolle Auswertung mehr möglich ist. Ursache für die große Streuung der Ergebnisse ist, dass das Maximum der Klimawirkung von linienförmigen Kondensstreifen je nach geografischer Breite in unterschiedlichen Höhen liegt. Dadurch führt eine Änderung des Flugniveaus je nach geografischer Breite zu einer Zunahme oder einer Abnahme der Klimawirkung. Da die 1-D-Klimafunktion dies nicht berücksichtigen kann, wird häufig die falsche Flugroute als klimafreundlicher eingestuft.

Da die Korrelation für den Fall, dass beide Flugrouten in der gleichen Region liegen bereits sehr gering ist, ändert sich diese auch nicht wesentlich, wenn es zudem möglich ist, dass die Flugrouten in unterschiedlichen Regionen liegen (Abb. 8.6b). Dies zeigt, dass es nicht sinnvoll ist, die Klimawirkung von linienförmigen Kondensstreifen mit einfachen 1-D-Klimafunktionen, ohne die Berücksichtigung der Breitenabhängigkeit, zu analysieren.

### Gesamte Klimawirkung ohne die Berücksichtigung von Kondensstreifen-Zirren

Wenn 1-D-Klimafunktionen dazu verwendet werden sollen, klimafreundlichere Flugzeuge oder Flugrouten zu finden, ist es notwendig, neben der Wirkung der einzelnen Emissionen auch die Klimawirkung der gesamten Emissionen zu berücksichtigen. Dies ist vor allem deshalb wichtig, weil es, wie bereits erwähnt, viele Prozesse gibt, die in gegengesetzte Richtung wirken. In diesem Abschnitt sollen die Wirkungen von Ozon- und Methanänderungen, die durch  $\text{NO}_x$ -Emissionen verursacht werden, Wasserdampf, linienförmigen Kondensstreifen und Kohlendioxid gleichzeitig berücksichtigt werden. Dabei ist die Klimawirkung von Kohlendioxidemissionen unabhängig vom Emissionsort, wodurch 1-D-Klimafunktionen sehr gut geeignet sind, die Klimawirkung von  $\text{CO}_2$ -Emissionen zu bewerten. Zunächst ist wieder das Streudiagramm der Klimawirkung für zwei Flugrouten dargestellt, die nur in unterschiedlichen Höhen liegen, aber im selben Breitenbereich (Abb. 8.7a). Der Fehler der durch die Vereinfachung der 1-D-Klimafunktion entsteht liegt bei etwa 1%, das heißt, man kann 1-D-Klimafunktionen für diesen Fall sehr gut verwenden. Auch die quantitative Übereinstimmung ist groß. So kann die Steigung der Regressionsgerade nicht signifikant von eins unterschieden werden und der Ordinatenabschnitt nicht signifikant von Null.

Unterscheiden sich die zufällig generierten Flugrouten neben dem Flugniveau auch durch die unterschiedlichen Regionen, so erhöht sich der Fehler auf etwa 8% (Abb. 8.7b). Dennoch liegen mehr als 81% der Daten außerhalb der Vertrauensschranke  $S$  und können somit signifikant

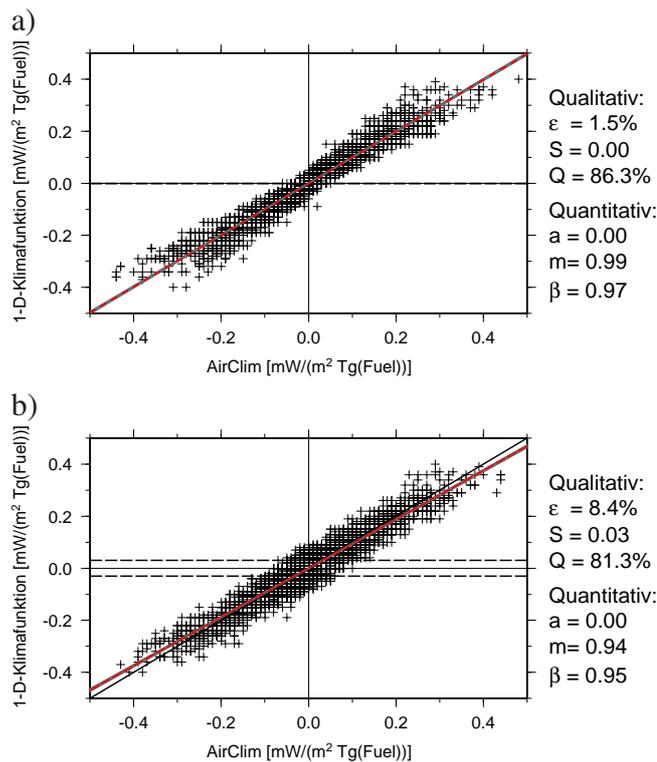


Abbildung 8.7: Wie Abb. 8.4, aber für den Gesamtstrahlungsantrieb ohne die Berücksichtigung der Kondensstreifen-Zirren.

unterschieden werden. Werden die Effekte von Kohlendioxid, Wasserdampf, Stickoxiden und linienförmigen Kondensstreifen gemeinsam untersucht, können 1-D-Klimafunktionen also verwendet werden, um eine erste Abschätzung über den Unterschied zweier Flugrouten zu treffen. Die Ursache für die gute Übereinstimmung ist, dass die Effekte, die mit 1-D-Klimafunktionen gut abgeschätzt werden können ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{NO}_x$ ) die Klimawirkung dominieren.

### 8.2.3 Einfluss der Kondensstreifen-Zirren

Über die Wirkung von Kondensstreifen Zirrus gibt es bisher nur wenige Studien (z. B. Burkhardt und Kärcher, 2011) und die Unsicherheiten sind dadurch sehr groß. Aus diesem Grund wurde bisher die Anwendbarkeit von eindimensionalen Klimafunktionen ohne Berücksichtigung der Kondensstreifen-Zirren analysiert. Im Folgenden wird untersucht, welchen Einfluss die Berücksichtigung von Kondensstreifen-Zirren auf die Anwendbarkeit von eindimensionalen Klimafunktionen hat. Dabei wird zunächst die Kondensstreifen-Zirren-Berechnung von AirClim verwendet. Da bisher allerdings kaum Modellrechnungen zur Wirkung von Kondensstreifen-Zirren existieren und die Unsicherheiten sehr groß sind, wird zusätzlich eine vereinfachte Studie durchgeführt, bei der angenommen wird, dass sich Kondensstreifen-Zirren linear zu linienförmigen Kondensstreifen verhalten und sich deren Strahlungsantrieb durch eine Multiplikation des Strahlungsantriebes von linienförmigen Kondensstreifen mit einem Faktor zwischen zwei und zehn berechnen lässt.

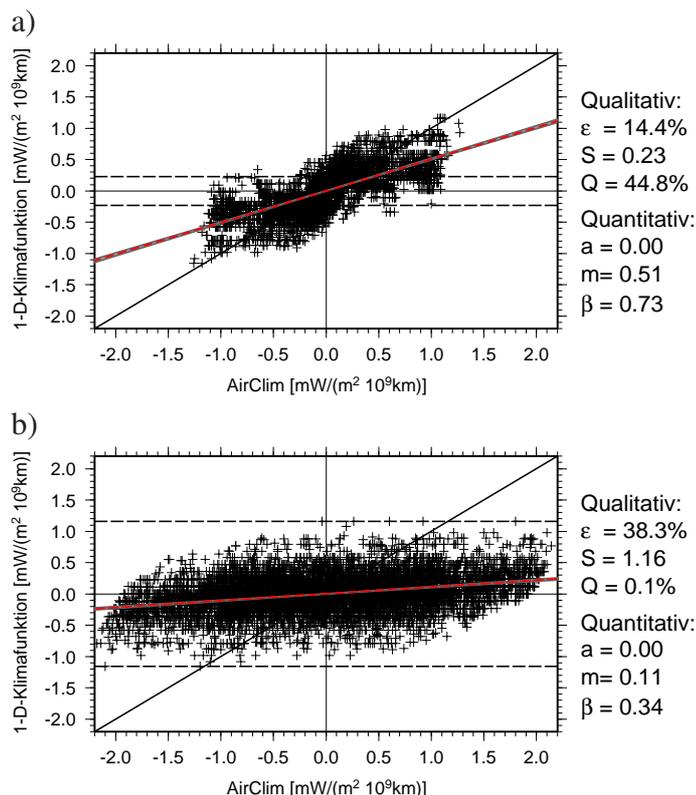


Abbildung 8.8: Wie Abb. 8.4, aber für den Strahlungsantrieb von Kondensstreifen-Zirren, wie sie in AirClim implementiert sind.

### Der Klimaeffekt von Kondensstreifen-Zirrus

Der Vergleich der Klimawirkung von Kondensstreifen-Zirrus für Flugrouten in unterschiedlichen Höhen aber gleichen Breitenbereichen ist in Abb. 8.8a dargestellt. Die Verwendung einer 1-D-Klimafunktion liefert in etwa 14% der Fälle keine qualitative Übereinstimmung. Etwa 45% der untersuchten Flugzeugpaare liegen außerhalb der Vertrauensschranke  $S$  und liefern signifikant richtige Ergebnisse. Die Ursache der Unterschiede ist wieder durch die Abhängigkeit des Maximums von der geografischen Breite zu erklären, wodurch eine Änderung des Flugniveaus je nach geografischer Breite zu einer Zu- oder Abnahme der Klimawirkung führt. Da sich dieses Maximum bei Kondensstreifen-Zirrus über einen größeren Höhenbereich erstreckt als bei linienförmigen Kondensstreifen, ist der Anteil qualitativ falsche Ergebnisse geringer.

Während 45% der untersuchten Flugrouten in gleichen Breitenbereichen außerhalb der Vertrauensschranke liegen, liegen weniger als 1% der Flugrouten außerhalb der Vertrauensschranke  $S$ , wenn sich die Flugrouten zusätzlich in unterschiedlichen Regionen befinden. Dadurch können keine statistischen Aussagen mehr getroffen werden. Bereits der geringe Korrelationskoeffizient zeigt, dass kein linearer Zusammenhang zwischen der Klimawirkung der 1-D-Klimafunktion und der Klimawirkung von AirClim vorliegt. Dies zeigt, dass eindimensionale Klimafunktionen nicht geeignet sind die Unterschiede der Klimawirkung von Kondensstreifen-Zirren zu berechnen, wenn Flugrouten in unterschiedlichen Regionen verglichen werden. Für die Bewertung von Flugrouten in gleichen Regionen ist es eingeschränkt geeignet.

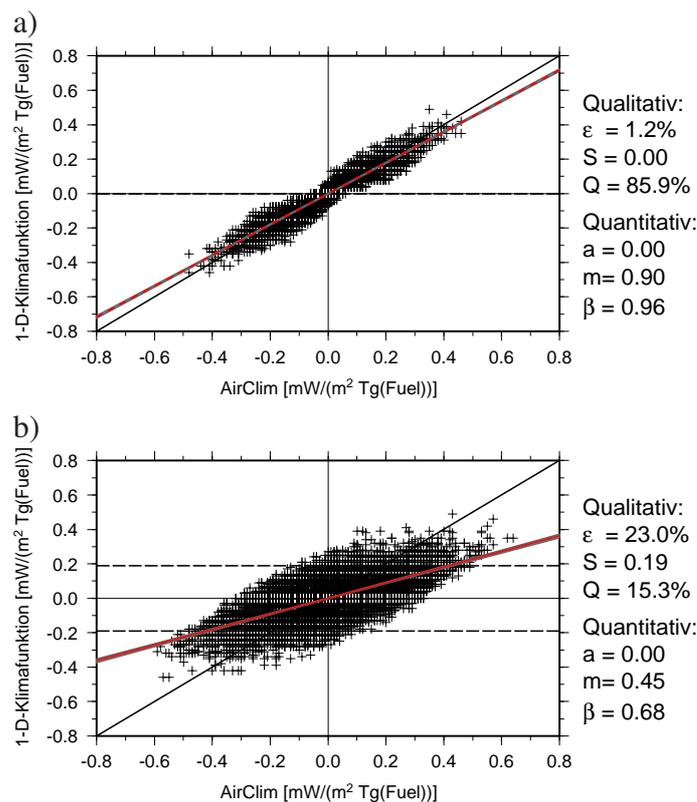


Abbildung 8.9: Wie Abb. 8.4, aber für den Gesamtstrahlungsantrieb inklusive Kondensstreifen-Zirren, wie sie in AirClim implementiert sind.

### Gesamte Klimawirkung einschließlich Kondensstreifen-Zirrus

Durch die zusätzliche Berücksichtigung des Kondensstreifen-Zirrus-Effektes, wie er in AirClim implementiert ist, ändert sich der qualitative Fehler für Flugrouten in unterschiedlichen Höhen, aber gleichen Breiten im Vergleich zur Vernachlässigung des Kondensstreifen-Zirrus-Effektes kaum (Abb. 8.9a). Eindimensionale Klimafunktionen sind somit gut geeignet, um die Gesamtklimawirkung verschiedener Flugrouten in gleichen Breitenbereichen qualitativ zu untersuchen. Ursache dafür ist, dass 1-D-Klimafunktionen für CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O und NO<sub>x</sub> gut verwendet werden können und auch für Kondensstreifen-Zirrus bedingt geeignet sind.

Werden hingegen auch Flugrouten verglichen, die neben der unterschiedlichen Höhe auch in unterschiedlichen Regionen liegen (Abb. 8.9b), erhöht sich der Fehler durch die Berücksichtigung von Kondensstreifen-Zirren von 7% auf 23%. Nur etwa 15% der Datenpunkte liegen außerhalb der Vertrauensschranke  $S$ , wodurch die Ergebnisse zwar statistisch noch sinnvoll, aber für die Bewertung verschiedener Flugrouten nicht mehr geeignet sind.

### Gesamte Klimawirkung mit Skalierung der linienförmigen Kondensstreifen

Wird anstelle der in AirClim implementierten Kondensstreifen-Zirrus-Berechnung eine einfache Skalierung des Strahlungsantriebes von linienförmigen Kondensstreifen zur Berechnung

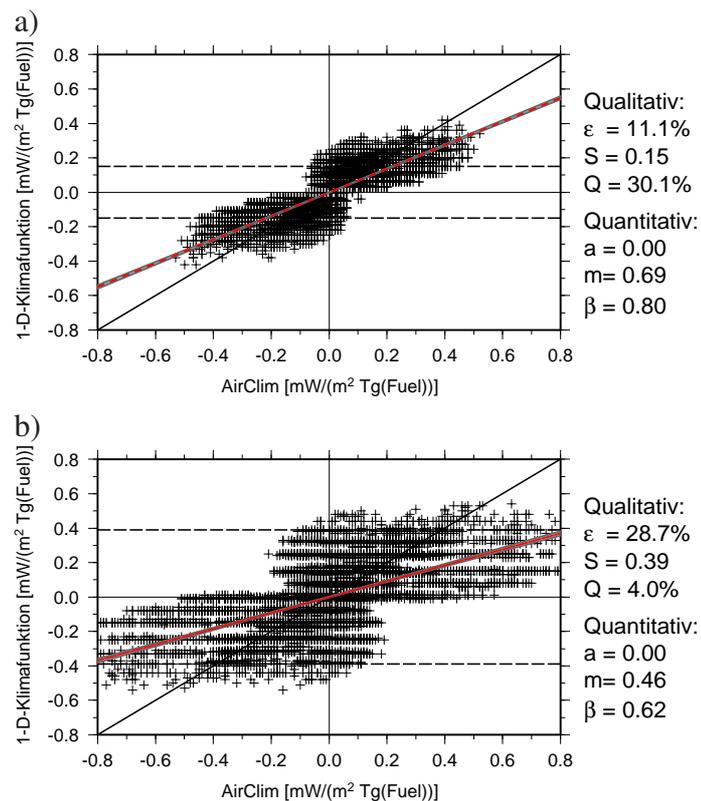


Abbildung 8.10: Wie Abb. 8.4, aber für den Gesamtstrahlungsantrieb inklusive Kondensstreifen-Zirren, wobei diese über eine Verstärkung der linienförmigen Kondensstreifen berechnet werden. a) Fünffacher und b) zehnfacher Beitrag der linienförmigen Kondensstreifen. Die untersuchten Flugrouten liegen in unterschiedlichen Höhen aber in der gleichen Region.

der Klimawirkung von Kondensstreifen-Zirrus verwendet (Abb. 8.10), zeigt sich eine deutlich schlechtere Übereinstimmung zwischen der 1-D-Klimafunktion und AirClim. Durch die Verstärkung des Kondensstreifeneffektes erhöht sich der Fehler für Flugrouten in unterschiedlichen Höhen, aber gleichen Breiten, von 1% für die Vernachlässigung der Kondensstreifen-Zirren bis auf etwa 29% für eine Skalierung mit einem Faktor  $x=10$ . Der Fehler wird bei der Annahme einer stärkeren Wirkung von Kondensstreifen-Zirrus größer, weil dadurch der Anteil der Klimawirkung von Kondensstreifen-Zirren an der Gesamtklimawirkung zunimmt und sich die Fehler, die bei der Berechnung der Einflüsse von linienförmigen Kondensstreifen alleine entstehen, mehr auf die Bewertung der Gesamtklimawirkung auswirken. Für den Fall, dass die Wirkung von Kondensstreifen-Zirrus mehr als viermal so groß ist, wie die Wirkung von linienförmigen Kondensstreifen liegen weniger als 50% der Daten außerhalb der Vertrauensschranke  $S$  (Abb. 8.11). In Abb. 8.11 ist zusätzlich dargestellt wie groß der signifikant unterscheidbare Anteil für die Berücksichtigung der Kondensstreifen-Zirrus von AirClim ist (rotes Dreieck). Dieser Wert wird für einen Faktor  $x=9$  angegeben, da der globale Strahlungsantrieb von Kondensstreifen-Zirrus etwa neunmal so groß ist wie der von linienförmigen Kondensstreifen (Burkhardt und Kärcher, 2011). In Abb. 8.10 ist zu sehen, dass sich anstelle einer linearen Korrelation eine Art S-Kurve entwickelt, wenn die Skalierung der linienförmigen Kondensstreifen erhöht wird. Diese S-Kurve stellt eine Überlagerung des linearen Zusammenhangs für  $\text{NO}_x$ -,  $\text{H}_2\text{O}$ - und  $\text{CO}_2$ -Emissionen und der geringen Korrelation der linienförmigen Kondensstreifen dar.

Wenn beide Flugrouten zusätzlich zu den unterschiedlichen Höhen auch in unterschiedlichen Regionen liegen, erhöht sich der Fehler von 8% für die Vernachlässigung von Kondensstreifen-Zirrus auf bis zu 24% für einen Faktor von 10. Die Vertrauensschranke erhöht sich dabei von 0.03 auf 0.33  $\text{mW}/(\text{m}^2\text{Tg}(\text{Fuel}))$ . Auch hier können für einen Faktor größer als fünf weniger als 50% der Daten ausgewertet werden. Für einen Faktor von 10 sogar nur noch 11% der Flüge.

Dies zeigt, dass die Anwendung von 1-D-Klimafunktionen nur sinnvoll ist, wenn der Effekt der Kondensstreifen-Zirren maximal viermal so groß ist wie der von linienförmigen Kondensstreifen. Eine aktuelle Studie von Burkhardt und Kärcher (2011) zeigt allerdings, dass der globale Strahlungsantrieb von Kondensstreifen-Zirrus etwa neunmal so groß ist wie der von linienförmigen Kondensstreifen. Eindimensionalen Klimafunktionen sind damit nicht geeignet, die Gesamtklimawirkung verschiedener Flugrouten zu vergleichen, wenn Kondensstreifen-Zirren durch Skalierung der linienförmigen Kondensstreifen berücksichtigt werden.

## 8.2.4 Modellabhängigkeit

Bisher wurde untersucht, wie gut 1-D-Klimafunktionen geeignet sind, die Unterschiede der Klimawirkung verschiedener Flugrouten zu berechnen. Im Folgenden wird untersucht, wie sehr die Ergebnisse der Klimabewertung vom verwendeten Modell abhängen, dass zur Berechnung der 1-D-Klimafunktionen verwendet wird. Dazu wird die 1-D-Klimafunktion von Köhler et al. (2008) bzw. Rädcl und Shine (2008) (Abb. 5.6 bzw. 5.7) mit der aus AirClim berechneten 1-D-Klimafunktion verglichen. Die Darstellung erfolgt auf die gleiche Weise wie zuvor. Da 1-D-Klimafunktionen keine Breitenabhängigkeit aufweisen, können nur die unterschiedlichen Höhen verglichen werden. In Abb. 8.12a ist das Streudiagramm der beiden

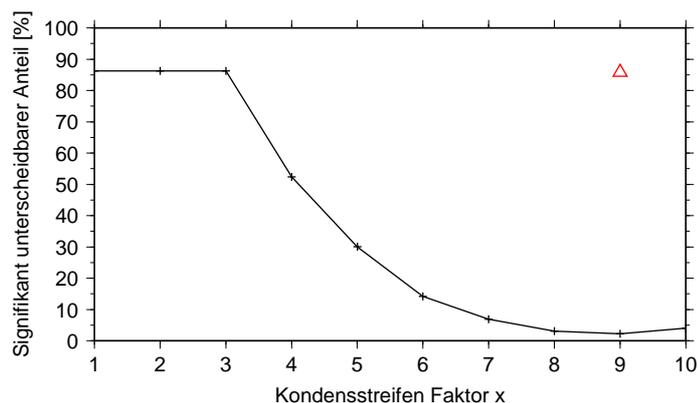


Abbildung 8.11: Anteil der Flüge, die mit einer Unsicherheit kleiner als 5% signifikant unterschieden werden können in Abhängigkeit von der Skalierung der linienförmigen Kondensstreifen für Flugrouten in unterschiedlichen Höhen aber gleichen Regionen. Das Dreieck zeigt zum Vergleich den signifikant unterscheidbaren Anteil für die direkte Berücksichtigung von Kondensstreifen-Zirren mit AirClim.

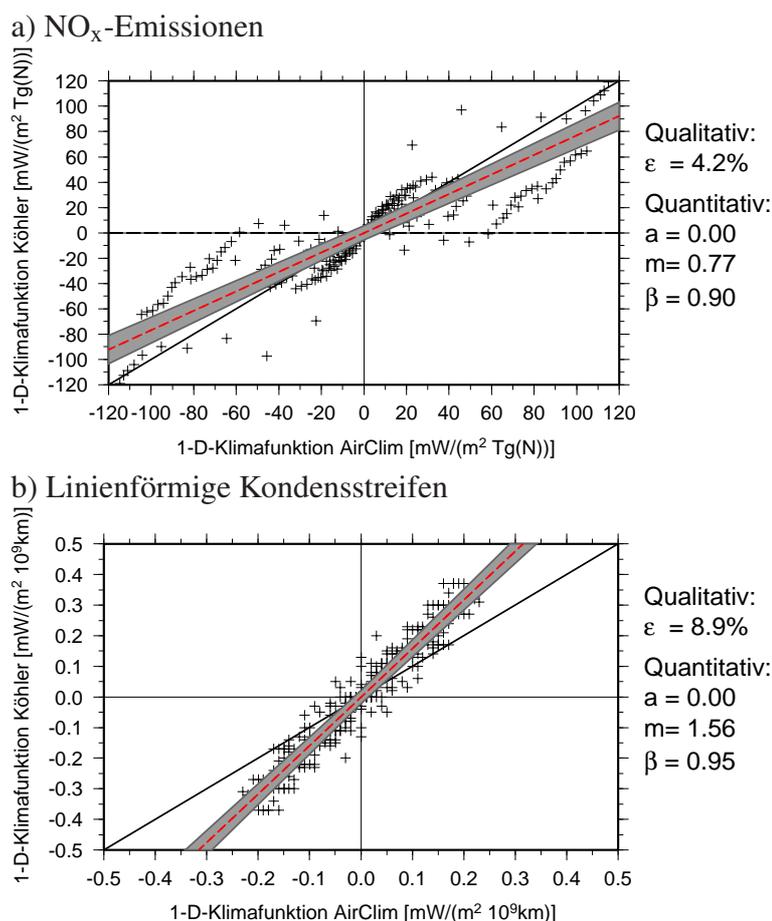


Abbildung 8.12: Streudiagramm zwischen 1-D-Klimafunktion von a) Köhler et al. (2008) für  $\text{NO}_x$ -Emissionen bzw. b) Rädcl und Shine (2008) für linienförmige Kondensstreifen und der 1-D-Klimafunktion von AirClim. Die rot gestrichelte Linie stellt die Regressionsgerade dar, der grau hinterlegte Bereich deren Unsicherheit.

1-D-Klimafunktionen für  $\text{NO}_x$ -Emissionen dargestellt. Obwohl die Höhenprofile der Klimawirkung teilweise sehr große Unterschiede aufweisen (Kap. 5.2.2), ergeben beide Modelle dennoch in etwa 96% der Fälle eine qualitative Übereinstimmung. Allerdings ist die quantitative Aussage unterschiedlich. So liegt der Korrelationskoeffizient zwar bei 0.9, aber die Steigung ist lediglich 0.77. Ursache für die Bündelung von Datenpunkten sind die unterschiedlichen Steigungen in den beiden Klimafunktionen. Unterhalb von PL11 (ca. 210 hPa) und oberhalb von PL14 (ca. 160 hPa) zeigen beide Klimafunktionen eine kontinuierliche Zunahme der Klimawirkung mit der Höhe, wodurch die Geraden im Streudiagramm entstehen. Zwischen PL11 und PL14 zeigt die 1-D-Klimafunktion von Köhler et al. (2008) allerdings eine Abnahme der Klimawirkung, während AirClim eine Zunahme zeigt. Dies führt zu den einzelnen Datenpunkten.

Der Vergleich der 1-D-Klimafunktion von Rädcl und Shine (2008) und AirClim für linienförmige Kondensstreifen ist in Abb. 8.12b dargestellt. Auch hier zeigt sich trotz der unterschiedlichen Höhenprofile etwa in 91% der Fälle ein qualitativ übereinstimmendes Ergebnis. Die Korrelation liegt bei 0.95, aber die Steigung ist mit 1.59 deutlich zu groß. Ursache dafür ist ein deutlich stärker ausgeprägtes Maximum der Klimawirkung von linienförmigen Kondensstreifen bei Rädcl und Shine (2008) im Vergleich zu AirClim (siehe Abb. 5.7). Dadurch sind die berechneten Unterschiede bei Rädcl und Shine (2008) größer als bei AirClim.

Dieser Vergleich zeigt, dass die Bewertung welches Flugniveau klimafreundlicher ist, für beide Modelle dieselbe Antwort liefert, obwohl sich die Höhenprofile deutlich unterscheiden.

## 8.2.5 Zusammenfassung und Diskussion

In diesem Kapitel wurde untersucht, wie wichtig die Berücksichtigung der Breitenabhängigkeit der Klimawirkung in der Klimabewertung ist. Dabei zeigt sich, dass eindimensionale Klimafunktionen, die die Breitenabhängigkeit der Klimawirkung nicht berücksichtigen, nur bedingt für die Klimabewertung des Luftverkehrs geeignet sind. In Tab. 8.2 ist eine Übersicht gezeigt, für welche Anwendungsfälle die 1-D-Klimafunktionen geeignet sind und für welche Anwendungsfälle mit 1-D-Klimafunktionen keine statistisch signifikanten Aussagen getroffen werden können.

Für die Bewertung zweier Flugrouten, die in gleichen Breitenbereichen liegen, sind 1-D-Klimafunktionen gut geeignet, um die Klimawirkung von Kohlendioxid, Wasserdampf und Stickoxiden einzeln zu bewerten. Für den Vergleich der Klimawirkung von  $\text{NO}_x$ - und  $\text{H}_2\text{O}$ -Emissionen sind 1-D-Klimafunktionen gut geeignet, da die Klimawirkung dieser Emissionen in jeder geografischen Breite konstant mit der Höhe zunimmt, wodurch Höherfliegen eine größere Klimawirkung verursacht. Für die Bewertung der Klimawirkung von linienförmigen Kondensstreifen ist eine Verwendung von 1-D-Klimafunktionen hingegen nicht geeignet, da die Klimawirkung ein Maximum aufweist, das von der geografischen Breite abhängt. So bewirkt eine Verschiebung des Luftverkehrs vom Hauptflugniveau (PL10) in größere Höhen in den mittleren Breiten eine Verringerung der Klimawirkung, während die Verschiebung in den Tropen zu einer Verstärkung der Klimawirkung führt. Die Bewertung der Klimawirkung von Kondensstreifen-Zirrus mit 1-D-Klimafunktionen ist bedingt möglich, da Kondensstreifen-Zirren im Gegensatz zu linienförmigen Kondensstreifen ein breiteres Maximum haben, wodurch die Fehler bei der Verwendung von 1-D-Klimafunktionen geringer sind als bei linienförmigen Kondensstreifen.

Tabelle 8.2: Übersicht über die Anwendbarkeit von eindimensionalen Klimafunktionen für verschiedene Spezies und verschiedene Annahmen über die Flugrouten. Dabei bedeutet +, dass 1-D-Klimafunktionen gut geeignet sind, ~, dass sie bedingt geeignet sind und -, dass sie nicht geeignet sind, die Klimawirkung der einzelnen Spezies zu bewerten.

Gleicher Breitenbereich					
CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	NO <sub>x</sub>	lin. Kondensstreifen	Kondensstreifen-Zirrus	Summe
+	+	+	-		+
+	+	+		~	+
+	+	+	9 x -		-
Unterschiedlicher Breitenbereich					
CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	NO <sub>x</sub>	lin. Kondensstreifen	Kondensstreifen-Zirrus	Summe
+	~	~	-		~
+	~	~		-	-
+	~	~	9 x -		-

Für die Gesamtklimawirkung von Kohlendioxid, Wasserdampf, Stickoxiden und linienförmigen Kondensstreifen dominiert der Klimaeinfluss von CO<sub>2</sub>-, NO<sub>x</sub>- und H<sub>2</sub>O-Emissionen, wodurch eine kontinuierliche Zunahme der Klimawirkung mit der Höhe entsteht. Da die Änderung der Klimawirkung mit der Höhe deutlich größer ist als für unterschiedliche geografische Breiten, können 1-D-Klimafunktionen gut für die Berechnung der Klimawirkung verwendet werden. Werden anstelle von linienförmigen Kondensstreifen auch Kondensstreifen-Zirren berücksichtigt, so wird der Einfluss von Kondensstreifen zwar größer, 1-D-Klimafunktionen können aber noch gut zur Bewertung der Gesamtklimawirkung verwendet werden, da Kondensstreifen-Zirren bedingt mit eindimensionalen Klimafunktionen bewertet werden können. Wird anstelle der Kondensstreifen-Zirren-Berechnung in AirClim, eine Abschätzung der Klimawirkung von Kondensstreifen-Zirren berücksichtigt, indem die Wirkung der linienförmigen Kondensstreifen mit einem Faktor skaliert wird, so führt der steigende Beitrag der linienförmigen Kondensstreifen dazu, dass die Gesamtwirkung nicht mehr unabhängig von der geografischen Breite kontinuierlich zunimmt. Sobald die Klimawirkung der Kondensstreifen-Zirren fünfmal so groß ist wie die Klimawirkung der linienförmigen Kondensstreifen, können weniger als die 50% der generierten Flugrouten mit 1-D-Klimafunktionen signifikant unterschieden werden, wodurch 1-D-Klimafunktionen nicht mehr geeignet sind, um die Klimawirkung verschiedener Flugrouten zu bewerten.

Für die Bewertung von Flugrouten in unterschiedlichen Breitenbereichen sind 1-D-Klimafunktionen für CO<sub>2</sub> gut und für H<sub>2</sub>O und NO<sub>x</sub> bedingt geeignet. Für linienförmige Kondensstreifen und Kondensstreifen-Zirrus sind eindimensionale Klimafunktionen hingegen nicht geeignet. Daraus ergibt sich, dass eindimensionale Klimafunktionen zur Bewertung der Gesamtklimawirkung nur geeignet sind solange linienförmige Kondensstreifen, nicht aber Kondensstreifen-Zirrus berücksichtigt werden, da für linienförmig Kondensstreifen die Klimaeinflüsse von CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O und NO<sub>x</sub> dominieren, die gut bis bedingt mit eindimensionalen Klimafunktionen bewertet werden können.

1-D-Klimafunktionen sind, durch die Vernachlässigung der Breitenabhängigkeit der Klimawirkung, also nur bedingt zur Bewertung der Klimawirkung des Luftverkehrs geeignet. Ein weiterer Nachteil bei der Verwendung von eindimensionalen Klimafunktionen, wie sie in Köhler

et al. (2008) bzw. Rädcl und Shine (2008) verwendet werden, ist die Verwendung des Strahlungsantriebes zu einem einzigen Zeitpunkt. Da keine zeitlichen Verläufe der Emissionen und des Strahlungsantriebes berücksichtigt werden, wird die Lebenszeit der einzelnen Spezies nicht berücksichtigt. So haben zum Beispiel Kohlendioxid und linienförmigen Kondensstreifen in den Hauptflughniveaus dieselbe Wirkung, ohne dass berücksichtigt wird, dass linienförmige Kondensstreifen wenige Stunden nach Ende des Luftverkehrs das Klima nicht weiter beeinflussen, während CO<sub>2</sub>-Emissionen noch über 100 Jahre später einen Einfluss auf das Klima haben.

## Kapitel 9

# Optimierung des Flugzeugdesigns mit Hilfe der CATS Modellkette

In den bisherigen Kapiteln wurden die Grundlagen der Klimawirkung des Luftverkehrs dargestellt und gezeigt, dass das Response-Modell AirClim zusammen mit der Unsicherheitsberechnung durch die Monte-Carlo-Simulation zur Klimabewertung verschiedener Szenarien geeignet ist. Im folgenden Kapitel soll diese Methode nun in einer Anwendung dazu verwendet werden um zunächst für ein bestehendes Flugzeug einen Zusammenhang zwischen Flughöhe, Flugeschwindigkeit, Betriebskosten und Klimawirkung herzuleiten. Dabei wird die Kombination aus Flugeschwindigkeit und Flughöhe als Betriebspunkt bezeichnet. Mit Hilfe dieses Wissens kann abgeleitet werden, auf welchen Betriebspunkt ein neues Flugzeug optimiert werden sollte, um möglichst klimafreundlich und dennoch wirtschaftlich rentabel zu sein.

Die Klimaoptimierung eines Flugzeuges beinhaltet allerdings einige Herausforderungen. Wie bereits in Kapitel 2 gezeigt wurde, unterscheiden sich die Klimawirkungen für unterschiedliche Spezies sowohl in der unterschiedlichen Lebenszeit als auch in der unterschiedlichen Höhen- und Breitenabhängigkeit. Zusätzlich muss auch berücksichtigt werden, dass die Flugzeugemissionen von der Flughöhe und Flugeschwindigkeit abhängen. So führt z. B. die Verringerung der Flughöhe bei konstanter Machzahl meist zu zusätzlichem Treibstoffverbrauch, da der Luftwiderstand mit abnehmender Höhe zunimmt. Aus diesem Grund ist es wichtig, sowohl die unterschiedlichen Klimaeinflüsse als auch die unterschiedlichen Emissionen gleichzeitig zu berücksichtigen, um die Klimawirkung des Luftverkehrs zu optimieren.

Es gibt einige Studien, die die Klimawirkung der Flugzeuge bereits in den Flugzeugvorentwurf integrieren (z. B. Egelhofer, 2008; Schwartz und Kroo, 2009). Zur Bewertung der Klimawirkung verwenden beide Studien die sogenannten 1-D-Klimafunktionen von Köhler et al. (2008) und Rädcl und Shine (2008). Wie in Kapitel 8 gezeigt wurde, sind diese aber nur bedingt dazu geeignet die Klimawirkung verschiedener Szenarien zu bewerten.

Eine umfassende Methode die Klimawirkung in den Flugzeugvorentwurf zu integrieren, ist die im DLR-Projekt CATS (Climate Compatible Air Transport System, Klimaverträgliches Luftverkehrssystem) entwickelte Modellkette. Dabei wird eine Reihe von Modellen verwendet, die interdisziplinär einige Bereiche des Luftverkehrs, vom Flugzeugentwurf über die Routenplanung und die Betriebskosten bis hin zur Klimawirkung, berücksichtigen.

In diesem Kapitel werden zunächst der Aufbau dieser Modellkette und die verwendeten Modelle kurz vorgestellt. Anschließend wird der Zusammenhang zwischen Flughöhe, Fluggeschwindigkeit, Betriebskosten und Klimawirkung exemplarisch für ein Flugzeug erläutert und aufgezeigt, wie sich aus diesen Daten ein optimaler Betriebspunkt ableiten lässt, der sowohl klimafreundlich als auch wirtschaftlich rentabel ist.

## 9.1 Methodenbeschreibung

### 9.1.1 Modellbeschreibung

Die CATS Modellkette besteht aus einer Reihe von Modellen, die mit Hilfe einer Integrationsumgebung gekoppelt werden. Unter einer Integrationsumgebung versteht man ein Metaprogramm, das erlaubt, verschiedene heterogene Programme zu verknüpfen und den Informationsaustausch zwischen den Programmen steuert. Die Koppelung der einzelnen Modelle mittels einer Integrationsumgebung bietet eine Reihe von Vorteilen im Vergleich zur Entwicklung eines Gesamtmodells. So ist die Modellentwicklung deutlich flexibler, da die Modelle in unterschiedlichen Programmiersprachen entwickelt werden können. Außerdem können alle Entwickler separat ihre Modelle weiterentwickeln und erweiterte Version einfach ersetzen. Ein zusätzlicher Vorteil des modularen Aufbaus ist, dass je nach Fragestellung manche Modelle entfernt und anderer Modelle hinzugenommen werden können, ohne dass für jede Anwendung ein neues Modell entwickelt werden muss. Der Prozessablauf der in dieser Arbeit verwendeten Modellkette ist in Abb. 9.1 schematisch dargestellt und in Koch et al. (2009) detailliert beschrieben. Als Integrationsumgebung wird das im DLR entwickelte RCE (Remote Component Environment) verwendet, das den Prozessablauf und den Datenaustausch organisiert (Bachmann et al., 2010). Damit möglichst viele Modelle flexibel gekoppelt werden können, wird zum Austausch der Eingabe- und Ausgabedaten das standardisierte Datenformat CPACS (Common Parametric Aircraft Configuration Schema) verwendet (Böhnke et al., 2010), das für CATS leicht modifiziert wurde. Zu Beginn der Kette werden bestimmte Flugzeug- und Triebwerksparameter, wie z. B. Reichweite, Reiseflughöhe und Schubbedarf, vorgegeben. Daraus berechnet TWdat mit Hilfe einer Datenbank die Emissionen der Triebwerke in bestimmten Flugphasen. Diese Datenbank wird mit Hilfe von veröffentlichten Kenndaten existierender Triebwerke und von Varcycle, einem Modell, das detailliert den Zyklus eines Triebwerks berechnet, gefüllt (Deidewig, 1998). Die Datenbank enthält Emissionsindizes von z. B. CO<sub>2</sub>, NO<sub>x</sub>, HC, SO<sub>2</sub> und Ruß sowie Schub und Treibstoffverbrauch. Anschließend wird der Flugzeugvorentwurf mit PrADO (Preliminary Aircraft Design and Optimization, Heinze, 1994) durchgeführt. Dieses Programm berechnet für vorgegebene Entwurfsanforderungen die Flugzeug- und Komponentengeometrie, Aerodynamik, Statik, Gewicht und Betriebseigenschaften sowie die Gleichgewichtslage eines Flugzeuges. Zusätzlich kann der Einfluss verschiedener flugzeuginterner Systeme, wie zum Beispiel die Zapfluentnahme, auf die Triebwerksleistung berechnet werden.

Anschließend generiert RouteGen mit Hilfe einer Flugbewegungs-Datenbank (z. B. OAG, Official Airline Guide) die Koordinaten von Start- und Zielflughafen, Wegpunkte entlang des Großkreises sowie die Frequenz und das Ladegewicht für die verschiedenen Routen. Für alle Wegpunkte berechnet Atmos die atmosphärischen Hintergrundfelder von Temperatur, Druck,

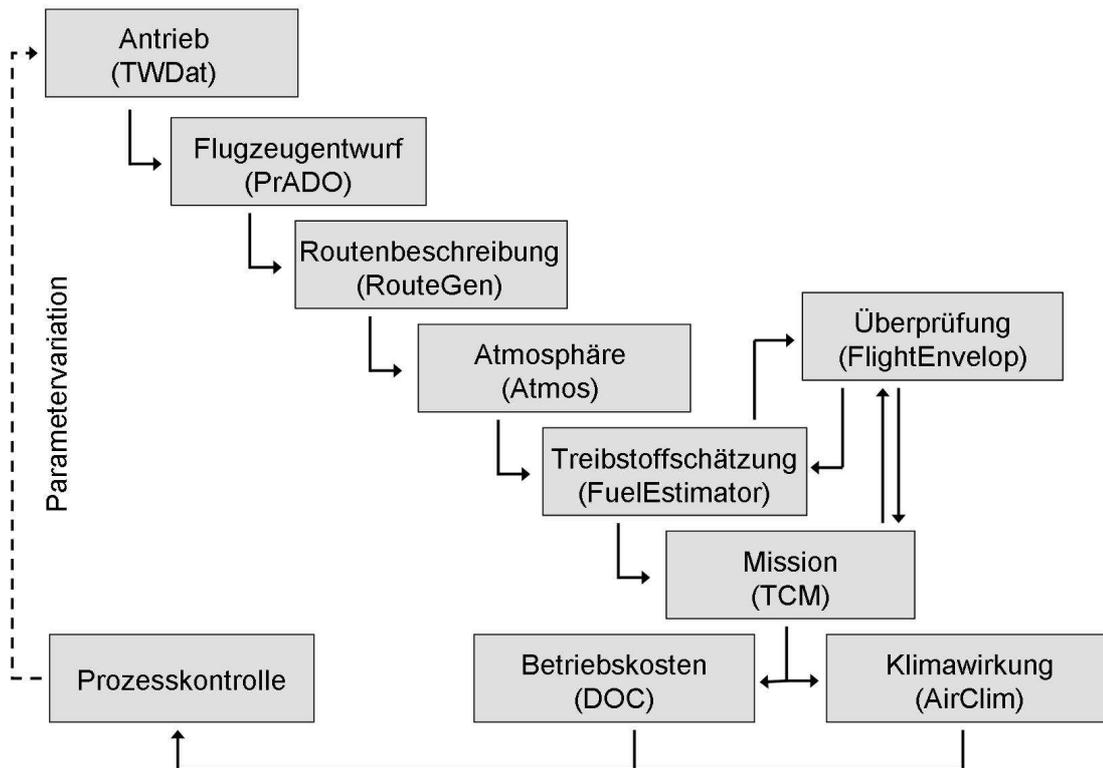


Abbildung 9.1: Schematische Darstellung des Prozessablaufs in der CATS-Modellkette.

Feuchte und Wind, da verschiedene Flugparameter und z. B. der Treibstoffverbrauch oder die  $\text{NO}_x$ -Emissionsmenge davon abhängen. Dazu verwendet Atmos ein Fünfjahresmittel (1995-1999) der atmosphärischen Hintergrundfelder einer Klima-Chemie-Simulation und interpoliert zwischen den Gitterpunkten des Klima-Modells. Um zu überprüfen, ob das gegebene Flugzeug in der Lage ist, die vorgegebenen Routen mit bestimmten Betriebspunkten zu fliegen, wird zunächst mit dem FuelEstimator der Treibstoffverbrauch für jede Trajektorie abgeschätzt. Dazu wird das bekannte Aerodynamik- und Triebwerkskennfeld sowie die Betriebsleermasse verwendet und mit Hilfe von statistischen Faktoren der Gewichtsverlust bei Start, Steig- und Landeanflug berechnet. Aus dem so berechneten Treibstoffverbrauch und einem angenommenen Reservetreibstoff wird die Masse des zu tankenden Treibstoffes ermittelt. Anschließend filtert FlightEnvelop alle Betriebspunkte aus, die das gegebene Flugzeug nicht fliegen kann, weil die zulässige Startmasse überschritten wird. Für alle übrigen Betriebspunkte wird eine detaillierte 3-D-Trajektorie aller Emissionen mit TCM (Trajectory Calculation Module) berechnet (Linke, 2008). Das Modell benutzt die mit PrADO und TWDat vorberechneten Triebwerks- und Aerodynamikeigenschaften sowie gegebene Weg- und Betriebspunkte und berechnet daraus unter anderem den Gesamttriebstoffverbrauch, die Flugzeit sowie eine 3-D-Trajektorie mit den entsprechenden Emissionen. Anschließend werden wieder alle Betriebspunkte herausgefiltert, die das gegebene Flugzeug nicht fliegen kann, weil die berechnete Startmasse oder andere reelle Flugbereichsgrenzen, wie maximaler Druckunterschied zwischen Flugzeugkabine und umgebender Luft, überschritten werden.

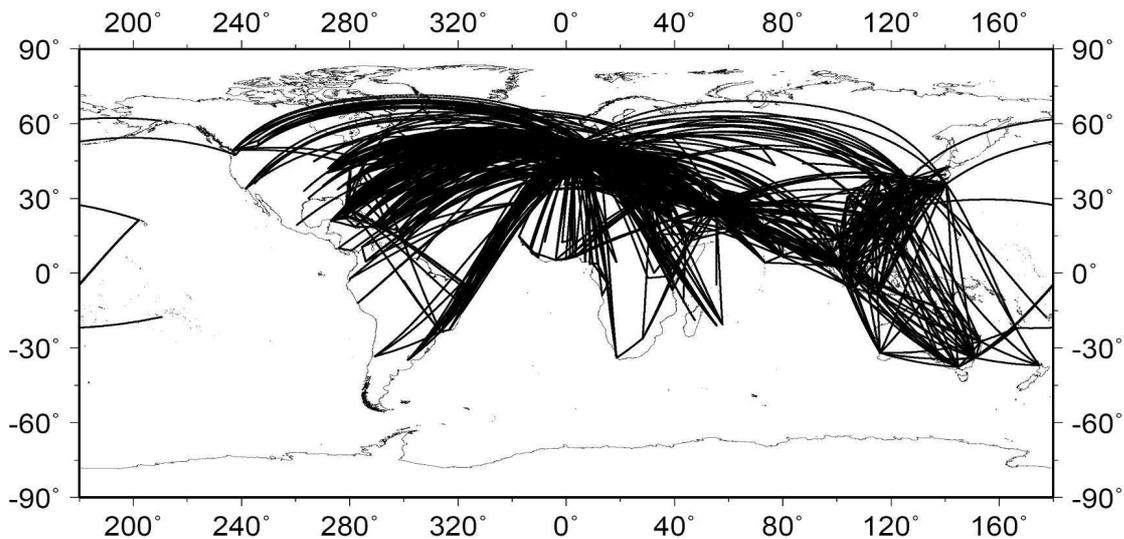


Abbildung 9.2: Geografische Verteilung der Routen, die im Jahr 2006 mit Flugzeugen des Typs A330-200 geflogen wurden.

Aus dem daraus resultierenden Emissionsdatensatz werden die Klimawirkung und deren Unsicherheit mit dem Klima-Response-Modell AirClim und der internen Monte-Carlo-Simulation berechnet. Neben der Klimawirkung werden auch die Betriebskosten (Direct Operating Costs, DOC) nach Liebeck et al. (1995) berechnet. Diese enthalten neben den Kosten für Treibstoff auch Kosten für die Instandhaltung des Flugzeuges, Start-, Lande- und Navigationsgebühren sowie Kosten für die Besatzung.

### 9.1.2 Konfiguration

Untersucht wird ein bestehender Airbus A330-200, da über dieses Flugzeug viele Daten existieren, mit deren Hilfe die Modellkette evaluiert werden kann. Anschließend werden aus dem 'offiziellen Airline-Führer' (Official Airline Guide, OAG) die Frequenzen aller Routen ermittelt, die mit Flugzeugen des Typs A330-200 im Jahr 2006 geflogen worden sind. Dabei wird nicht zwischen den Hin- und Rückflügen unterschieden, da in der jetzigen Modellkonfiguration auf Großkreisen geflogen und der Wind nicht berücksichtigt wird, wodurch sich die Emissionen und die Klimawirkung von Hin- und Rückflug in der Modellrechnung nicht unterscheiden. Insgesamt ergeben sich 1178 verschiedene Routen, die in Abb. 9.2 dargestellt sind. Für jede dieser Routen, die durch Flughafenkombinationen (Citypairs) gekennzeichnet sind, wird eine Variation der Betriebspunkte durchgeführt. Dabei wird der Betriebspunkt durch Geschwindigkeit in Machzahl und Anfangsflughöhe (Initial Cruise Altitude, ICA) in Meter definiert. Die Flugeschwindigkeit wird zwischen Mach 0.4 und Mach 0.85 in 0.025 Mach Schritten variiert und die Anfangsflughöhe zwischen 13000 Fuß (3962 m) und 46000 Fuß (14021 m) in 1000 Fuß (305 m) Schritten. Dabei ist die Anfangsflughöhe, die anfängliche Reiseflughöhe. Das Flugzeug steigt aber, bedingt durch Gewichtsverlust durch Treibstoffverbrauch kontinuierlich weiter (continuous climb). Je nach Länge der Flugstrecke kann die maximale Flughöhe deutlich von der Anfangsflughöhe abweichen. In Abb. 9.3 ist als Beispiel das Höhenprofil eines Fluges

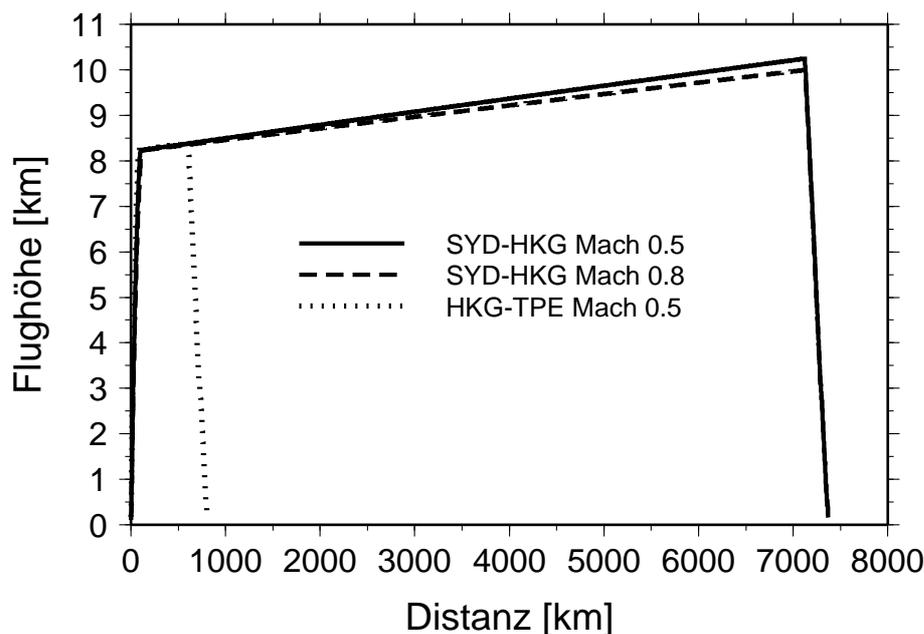


Abbildung 9.3: Höhenprofil für eine Anfangshöhe von 8230 m für die Route Sydney-Hongkong (SYD-HKG) mit einer Geschwindigkeit von Mach 0.5 bzw. 0.8 und für die Route Hongkong-Taipeh (HKG-TPE) mit einer Geschwindigkeit von Mach 0.5.

von Sydney nach Hongkong (SYD-HKG, ca. 7400 km) bzw. Hongkong nach Taipeh (HKG-TPE, ca. 800 km) für eine Anfangshöhe von 8230 m und einer Machzahl von 0.5 bzw. 0.8 dargestellt. Die maximale Flughöhe liegt dabei für die Langstrecke (Sydney-Hongkong) etwa 2000 m über der Anfangshöhe und für die Kurzstrecke bei etwa 200 m über der Anfangshöhe. Bei gleicher Distanz ist die maximale Flughöhe vom Massenverlust und damit dem Treibstoffverbrauch abhängig. Da der Treibstoffverbrauch bei der Route Sydney-Hongkong bei einer Geschwindigkeit von 0.5 Mach höher ist als bei einer Geschwindigkeit von 0.8 Mach, sinkt das Gewicht des Flugzeuges schneller, wodurch die Maximalflughöhe bei 0.5 Mach etwa 250 m höher ist als bei 0.8 Mach.

Zur Berechnung der Klimawirkung werden die Gesamtemissionen zunächst für jede Trajektorie mit der Flugfrequenz der entsprechenden Route multipliziert, um eine Jahresemission zu erhalten. Für den Emissionsverlauf wird angenommen, dass das Flugzeug im Jahr 2006 auf den Markt kommt und nach einer typischen Lebenszeit von 32 Jahren wieder außer Dienst gestellt wird (CAEP, 2008). Dies entspricht konstanten Emissionen von 2006 bis 2037 und keinen Emissionen nach 2037 (siehe auch Abb. 3.5a). Als Metrik wird die mittlere Temperaturänderung (ATR) mit einem Zeithorizont von 100 Jahren verwendet (Kap. 3.2.4). Als Hintergrundscenario für Methan und Kohlendioxid wird das A1B Szenario des IPCC verwendet, das von einer ökonomisch ausgerichteten Welt und einer ausgewogenen Nutzung von fossilen und regenerativen Energien ausgeht (Nakicenovic et al., 2000). Für die Berechnung der Kondensstreifen-Zirren der einzelnen Routen wird das QUANTIFY-Emissionskataster als Hintergrundemission zugrunde gelegt (Borken-Kleefeld et al., 2010). Wie in Kapitel 6 gezeigt wurde, ist eine signifikante Unterscheidung der Klimawirkung verschiedener, ähnlicher Szenarien nur durch die Berechnung der relativen Differenzen von einem Referenzscenario möglich. Als Referenzscenario wird hier der Betriebspunkt mit den geringsten Betriebskosten (DOC) verwendet, da davon

ausgegangen wird, dass eine Fluggesellschaft versucht so zu fliegen, dass für sie die geringsten Kosten und damit die größten Gewinne entstehen.

## 9.2 Ergebnisse

Zunächst wird exemplarisch anhand einer einzelnen Route die Abhängigkeit der Emissionen, der Betriebskosten und der Klimawirkung vom gewählten Betriebspunkt, also der Anfangsflughöhe (ICA) und der Fluggeschwindigkeit (Machzahl), untersucht. Als Beispiel wird die Route von Hongkong nach Taipeh analysiert (HKG-TPE), die trotz der kurzen Distanz (ca. 800 km) den größten Einzelbeitrag zum Gesamttreibstoffverbrauch liefert, da die Route stark frequentiert ist. Um zu untersuchen, wie sich die Klimawirkung einer Flugroute mit dem Betriebspunkt ändert, wird zunächst analysiert, wie sich die Emissionen und die Betriebskosten mit dem Betriebspunkt ändern. Dazu ist in Abb. 9.4a der Treibstoffverbrauch in Abhängigkeit vom Betriebspunkt dargestellt. Mit zunehmender Höhe nimmt der Treibstoffverbrauch durch den abnehmenden Luftwiderstand ab. Es zeigt sich, dass für jede Höhe eine Geschwindigkeit existiert, bei der der Treibstoffverbrauch minimal ist. Ursache dafür ist, dass bei dieser Geschwindigkeit das Verhältnis zwischen Auftrieb und Reibung (lift-to-drag ratio) optimal ist (Asselin, 1997). Die Emission von Stickoxiden ( $\text{NO}_x$ ) nimmt im Gegensatz dazu mit zunehmender Höhe und Geschwindigkeit zu (Abb. 9.4b), da der Schubbedarf zunimmt, wodurch die Brenntemperatur und damit die  $\text{NO}_x$ -Emission steigt (Ruijgrok und Van Paassen, 2006). Eine Verringerung des Treibstoffverbrauches ist somit meist mit einer Erhöhung der  $\text{NO}_x$ -Emissionen verbunden. Der Einfluss des Betriebspunktes auf die Betriebskosten (DOC) ist in Abb. 9.4c dargestellt. Die Betriebskosten nehmen generell mit zunehmender Geschwindigkeit ab. Ursache dafür sind hauptsächlich die mit sinkender Flugzeit sinkenden Kosten für die Besatzung. Der Grund für unterschiedliche Betriebskosten bei gleicher Geschwindigkeit sind die zusätzlichen Treibstoffkosten, wenn außerhalb des optimalen Leistungsbereichs geflogen wird.

Aus der in Abb. 9.4a und b dargestellten Emissionsänderungen und der in Kapitel 2 beschriebenen Abhängigkeit der Klimawirkung vom Emissionsort ergibt sich generell eine Zunahme der Klimawirkung mit der Höhe (Abb. 9.4d). Für jede Anfangsflughöhe gibt es eine Geschwindigkeit, bei der die Klimawirkung ein Minimum zeigt. Dies wird durch das Minimum des Treibstoffverbrauchs und der  $\text{NO}_x$ -Emission verursacht.

Um zu analysieren wie sich die Wahl des Betriebspunktes auf die Klimawirkung und die Betriebskosten auswirkt, ist in Abb. 9.5 die relative Änderung der Betriebskosten (dDOC) gegen die relative Änderung der Klimawirkung (dATR) für die Route Hongkong-Taipeh für alle berechneten Betriebspunkte aufgetragen. Die unterschiedlichen Geschwindigkeiten bei gleicher Anfangsflughöhe (ICA) lassen sich durch die Änderung der Betriebskosten (dDOC) erkennen, da diese mit Abnahme der Geschwindigkeit steigen. Da in geringen Höhen die optimale Geschwindigkeit geringer wird (Asselin, 1997), steigen auch die Betriebskosten mit abnehmender Höhe an. Es zeigt sich, wie in Abb. 9.4d, dass die Klimawirkung mit abnehmender Höhe abnimmt und es für jede Höhe eine Geschwindigkeit gibt, bei der die Klimawirkung ein Minimum aufweist. Alle Punkte auf der sogenannten Paretofront (durchgezogene Linie in Abb. 9.5) stellen ein Optimum dar, bei dem die Einsparung der Klimawirkung möglichst groß, die Erhöhung der Betriebskosten gleichzeitig aber möglichst gering ist. Ein Punkt gehört zur Paretofront, wenn

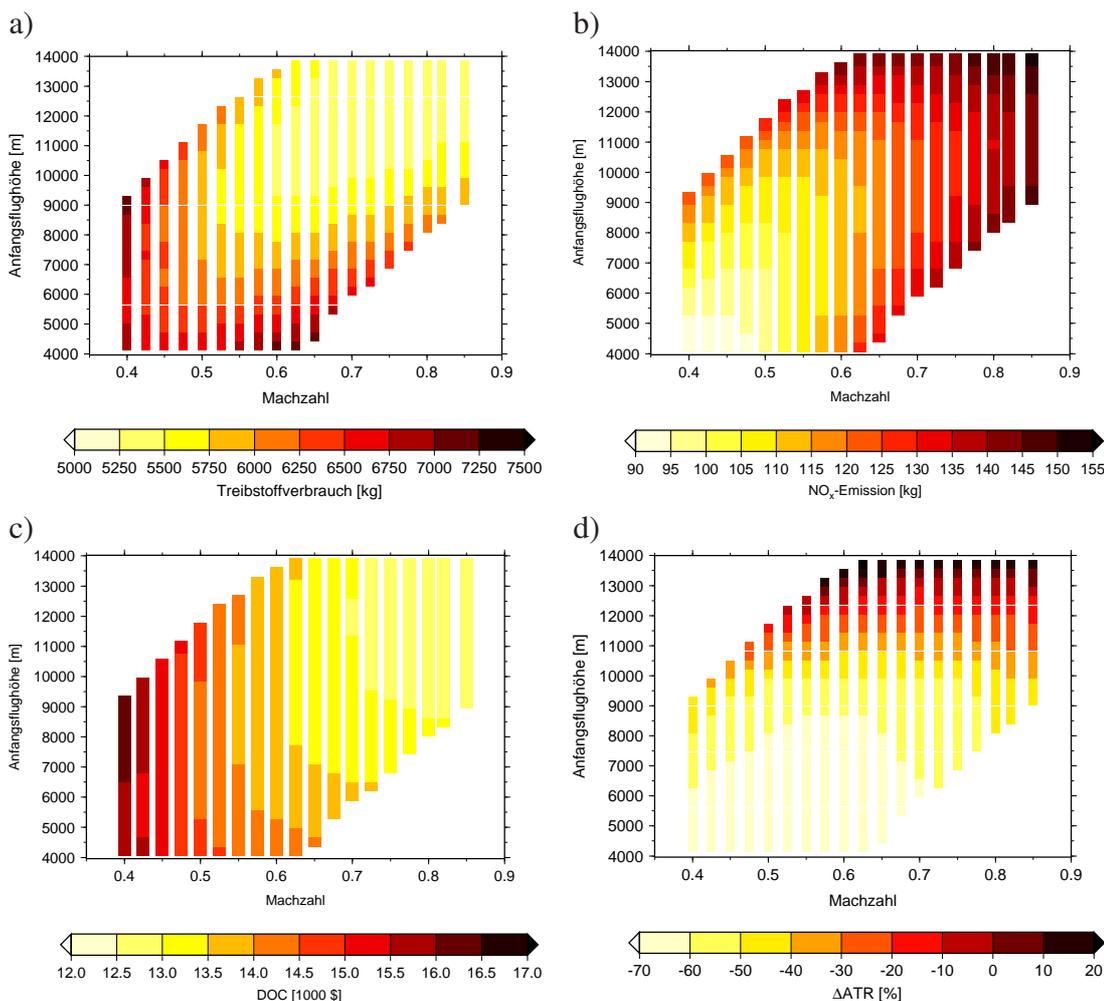


Abbildung 9.4: Zusammenhang von Betriebspunkt und a) Treibstoffverbrauch, b) NO<sub>x</sub>-Emission, c) Betriebskosten (DOC) und d) der Änderung der Gesamtklimawirkung relativ zum Referenzszenario für die Route Hongkong-Taipeh.

kein anderer Punkt existiert der eine Verbesserung in einer der beiden Zielfunktionen (geringe Klimawirkung und geringe Kosten) bringt, ohne die andere Zielfunktion zu verschlechtern. Die unterschiedlichen Punkte der Paretofront stellen somit eine unterschiedliche Wichtung der beiden Zielfunktionen dar. Dabei zeigt sich, dass die Einsparung der Klimawirkung zu Beginn durch relativ geringe Zusatzkosten erreicht wird, während für eine größere Einsparung der Klimawirkung die Zusatzkosten stark steigen. Die Einspareffizienz ( $dATR/dDOC$ ) nimmt also mit zunehmender Einsparung der Klimawirkung ab.

Im Folgenden wird auf wenige spezielle Punkte genauer eingegangen, die in Abb. 9.5 hervorgehoben sind: der Referenzbetriebspunkt (MinDOC), der Betriebspunkt mit dem geringsten Treibstoffverbrauch (MinFuel), der geringsten Klimawirkung (MinATR) und die Betriebspunkte mit maximaler Einsparung der Temperaturänderung bei einer maximalen Änderung der Betriebskosten von 1% bzw. 5% (1%DOC bzw. 5%DOC). Dabei befinden sich, bis auf MinFuel, alle diese Punkte auf der Paretofront und stellen somit ein Optimum dar. Der Betriebspunkt MinFuel liegt nicht auf der Paretofront und ist weder wirtschaftsoptimiert noch klimaoptimiert, da für die gleiche Änderung der Betriebskosten mit einem anderen Betriebspunkt mehr als viermal

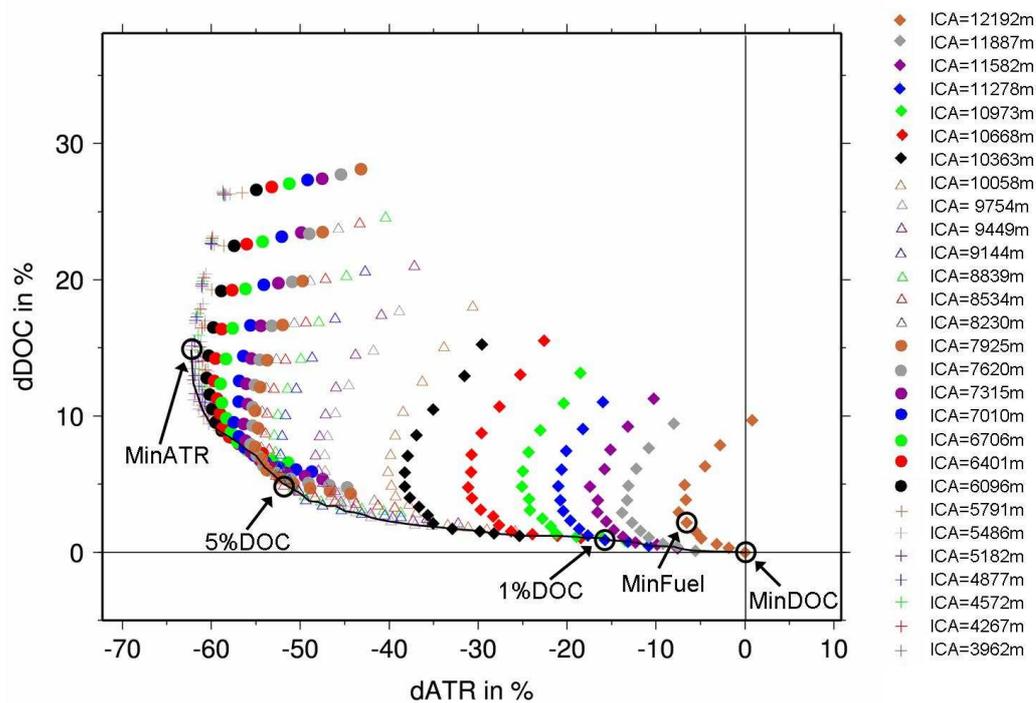


Abbildung 9.5: Änderung der Betriebskosten (DOC) relativ zur Verringerung der Temperaturänderung (ATR) für alle berechneten Betriebspunkte für die Route Hongkong-Taipeh (HKG-TPE). Dabei stellen die unterschiedlichen Symbole die unterschiedlichen Anfangsflughöhen zwischen 3962 und 12192 m dar. Ist entspricht 13000 bis 40000 Fuß in 1000 Fuß Schritten. Die durchgezogene Linie stellt die Paretofront dar.

so viel Klimawirkung eingespart werden kann (Abb. 9.5). Dieser Betriebspunkt wird hier dennoch genauer untersucht, da er ohne genauere Analyse sowohl als klimafreundlich als auch als wirtschaftlich rentabel angesehen wird, weil die Verringerung des Treibstoffverbrauchs sowohl zur Verringerung der Betriebskosten als auch der Klimawirkung beiträgt.

Der Betriebspunkt mit dem geringsten Treibstoffverbrauch (MinFuel) liegt, wie der Referenzbetriebspunkt (MinDOC), bei einer Anfangsflughöhe von 40000 Fuß (ca. 12200 m), aber mit einer Geschwindigkeit von Mach 0.725 (Tab. 9.1). Er verursacht im Vergleich zum Referenzszenario zusätzliche Betriebskosten von 2.2% und verringert die Klimawirkung um 6.5% (Tab. 9.1). In Abb. 9.6 ist die Änderung der Klimawirkung, aufgeteilt in die Beiträge der einzelnen Spezies, dargestellt. Dabei zeigt sich, dass die Änderung der Klimawirkung für diesen Betriebspunkt hauptsächlich durch Ozon ( $O_3$ ) verursacht wird. Grund für die geringere Klimawirkung von Ozon ist die Abnahme der  $NO_x$ -Emission (Abb. 9.4b), die auch zu einer Verringerung des kühlenden Beitrags von Methan ( $CH_4$ ) und dem langanhaltenden Ozonabbau ( $O_3^{pm}$ ) führt. Auch der Treibstoffverbrauch, und damit die Klimawirkung von  $CO_2$ , nimmt im Vergleich zum Referenzbetriebspunkt ab. Da dieser Betriebspunkt eine etwas größere Maximalflughöhe erreicht, nimmt die Klimawirkung von Wasserdampf ( $H_2O$ ) und Kondensstreifen-Zirrus für diesen Breitenbereich zu. Die dargestellten Fehlerbalken zeigen, dass sich die Klimawirkung des Betriebspunktes mit minimalem Treibstoffverbrauch signifikant vom Referenzbetriebspunkt unterscheidet.

Tabelle 9.1: Übersicht der Anfangsflughöhe und Geschwindigkeit sowie Änderung der Klimawirkung (dATR) und der Betriebskosten (dDOC) für verschiedene Betriebspunkte der Route Hongkong-Taipeh (HKG-TPE).

	Höhe [Fuß]	Höhe [m]	Geschwindigkeit [Mach]	dATR [%]	dDOC [%]
MinDOC	40000	12192	0.850	-	-
MinFuel	40000	12192	0.725	- 6.5	+ 2.2
1%DOC	37000	11278	0.800	-15.8	+ 0.9
5%DOC	28000	8534	0.675	-51.8	+ 4.9
MinATR	18000	5486	0.500	-62.2	+14.9

Wird eine Zunahme der Betriebskosten von 1% für die Route Hongkong-Taipeh als wirtschaftlich rentabel angesehen, kann die Klimawirkung um 15.8% verringert werden (Tab. 9.1). Dabei reduziert sich die Anfangsflughöhe (ICA) um etwa 900 m und die Geschwindigkeit verringert sich auf 0.8 Mach. Bei einer maximalen Zunahme der Betriebskosten um 5% können 52% der Klimawirkung eingespart werden. Dabei verringert sich die Anfangsflughöhe auf etwa 8500 m und die Geschwindigkeit wird auf 0.675 Mach reduziert. Der Betriebspunkt mit der geringsten Temperaturänderung (MinATR) führt zu einer Verringerung der gesamten Klimawirkung um 62% und einer Erhöhung der Betriebskosten von 15%. Dieser Betriebspunkt liegt bei einer Anfangsflughöhe von etwa 5500 m und einer Geschwindigkeit von 0.5 Mach. Ursache für die Änderung der Klimawirkung ist hauptsächlich die Änderung der Anfangsflughöhe, die zu einer geringeren Klimawirkung von Ozon ( $O_3$ ), Wasserdampf ( $H_2O$ ) und Kondensstreifen-Zirrus führt (Abb. 9.6). Dabei nimmt die Wirkung von Ozon und Wasserdampf mit sinkender Höhe immer weiter ab, während die Klimawirkung von Kondensstreifen-Zirren bereits unterhalb von 9000 m minimal ist. Da Ozon den größten Beitrag zur Klimawirkung des Referenzbetriebspunktes dieser Route liefert, ist der Beitrag von Ozon zur Änderung der Klimawirkung für den Betriebspunkt 1%DOC deutlich größer als der von Kondensstreifen-Zirrus. Die Klimawirkung von Methan ( $CH_4$ ) und langlebigen Ozonabbau ( $O_3^{pm}$ ) nimmt hingegen mit der abnehmenden Flughöhe zu und die Klimawirkung von Kohlendioxid ( $CO_2$ ) nimmt durch den steigenden Treibstoffverbrauch zu. Die dargestellten Fehlerbalken zeigen auch hier, dass sich die Klimawirkung dieser Betriebspunkte signifikant (95%-Niveau) vom Referenzbetriebspunkt unterscheidet.

Bisher wurde anhand einer einzelnen Route der Zusammenhang zwischen den Emissionen, den Betriebskosten, der Klimawirkung und dem Betriebspunkt aufgezeigt. Der grundsätzliche Verlauf dieser Kurven ist für die übrigen Routen ähnlich, Details sind aber von der Distanz zwischen Start- und Zielflughafen, deren geografischer Position und bei Kondensstreifen-Zirren zusätzlich vom bereits vorhandenen Luftverkehr abhängig. Als Beispiel dafür ist in Abb. 9.7 die mittlere Temperaturänderung (ATR) des Referenzbetriebspunktes pro zurückgelegter Strecke für alle untersuchten Routen dargestellt. Dabei zeigt sich, dass vor allem Kurzstrecken mit einer Distanz von weniger als 1000 km eine geringe Klimawirkung pro Strecke aufweisen. Ursache dafür ist, dass die Anfangsflughöhe, wie auch die Maximalflughöhe bei den kurzen Distanzen deutlich geringer ist als bei Langstrecken, wodurch vor allem die Klimawirkung von Ozon, Wasserdampf und Kondensstreifen-Zirren geringer ist. Die geringe Klimawirkung der Routen auf dem nordatlantischen Flugkorridor und dem südwestasiatischen Raum ist vor allem auf die Sättigungseffekte der Kondensstreifen-Zirren zurückzuführen. Die höhere Klimawirkung der nördlichen Flugrouten basiert auf der Zunahme der Klimawirkung von Wasserdampf und der geringeren Kühlung durch Methan und langanhaltendem Ozonabbau in höheren Breiten.

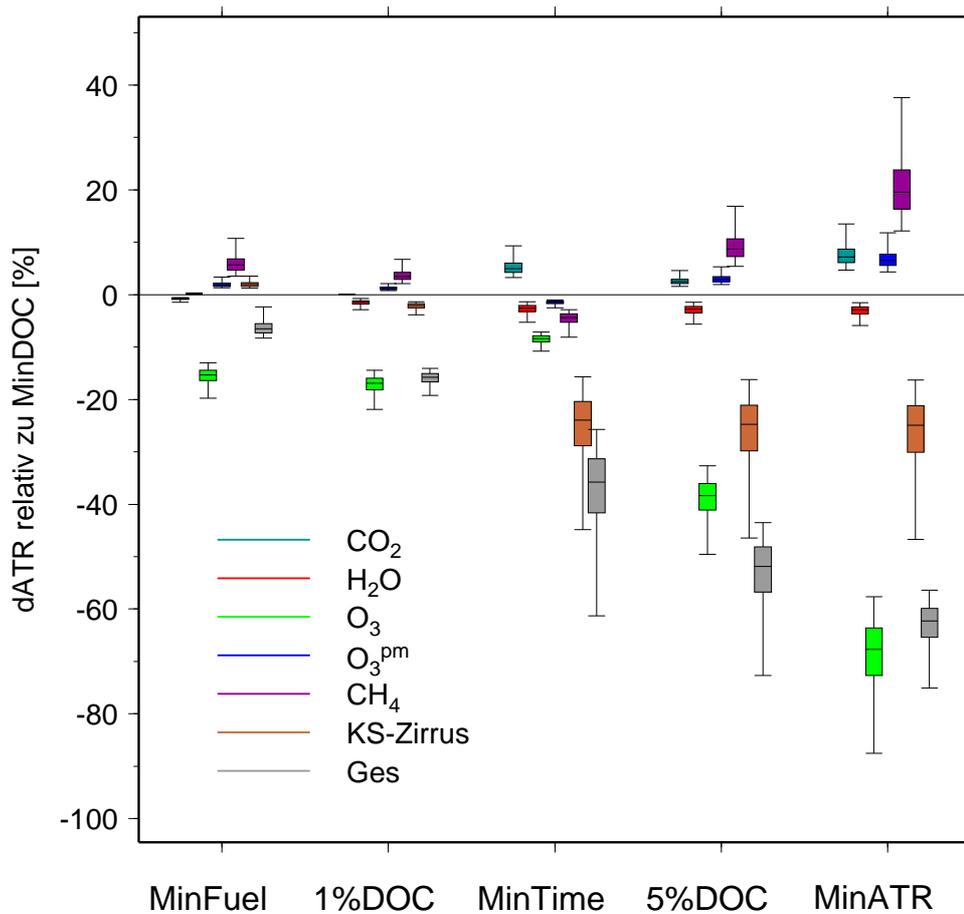


Abbildung 9.6: Relative Differenz der mittleren Temperaturänderung (ATR) verschiedener Betriebspunkte der Route Hongkong-Taipeh (HKG-TPE) zum Referenzszenario, aufgeteilt in die Beiträge der einzelnen Spezies. Die dargestellten Fehlerbalken entsprechen den 2.5, 25, 75 und 97.5% Perzentilen. Die Zahlenwerte sind in Tabelle C.6 angegeben.

Ziel dieser Untersuchungen ist es, einen Betriebspunkt zu finden, auf den ein neues Flugzeug optimiert werden kann, um möglichst klimafreundlich zu sein. Wird für jede Route der Betriebspunkt verwendet, bei dem die Klimawirkung minimal ist (MinATR), so kann die Klimawirkung insgesamt um 64.3% reduziert werden. Die häufigste Anfangsflughöhe verschiebt sich dabei von etwa 12000 m auf etwa 5500 m und die Geschwindigkeit reduziert sich von 0.85 Mach auf etwa 0.5 Mach. Allerdings führt die Verringerung von Flughöhe und Geschwindigkeit zu einer Erhöhung der Betriebskosten um etwa 32%. Deshalb ist es wichtig, dass neben der Temperaturänderung auch die Änderung der Betriebskosten berücksichtigt wird, damit die Klimawirkung möglichst kosteneffizient eingespart werden kann. Eine Möglichkeit einen sowohl klimafreundlichen als auch wirtschaftlich rentablen Betriebspunkt zu finden ist, für jede Route den Betriebspunkt zu nehmen, der für eine wirtschaftlich noch rentable Zunahme der Betriebskosten, die größte Einsparung der Klimawirkung erzeugt (z. B. der Betriebspunkt 1%DOC). Dabei wird bei allen Routen die gleiche Erhöhung der Betriebskosten akzeptiert. In Abb. 9.8 ist die Einspareffizienz (dATR/dDOC) in Abhängigkeit von der Änderung der Betriebskosten dargestellt. Dabei zeigt sich, dass die Einspareffizienz für geringe Änderungen der Betriebskosten groß ist, aber mit steigender Änderung abnimmt. Wird für alle untersuchten Routen der Betriebs-

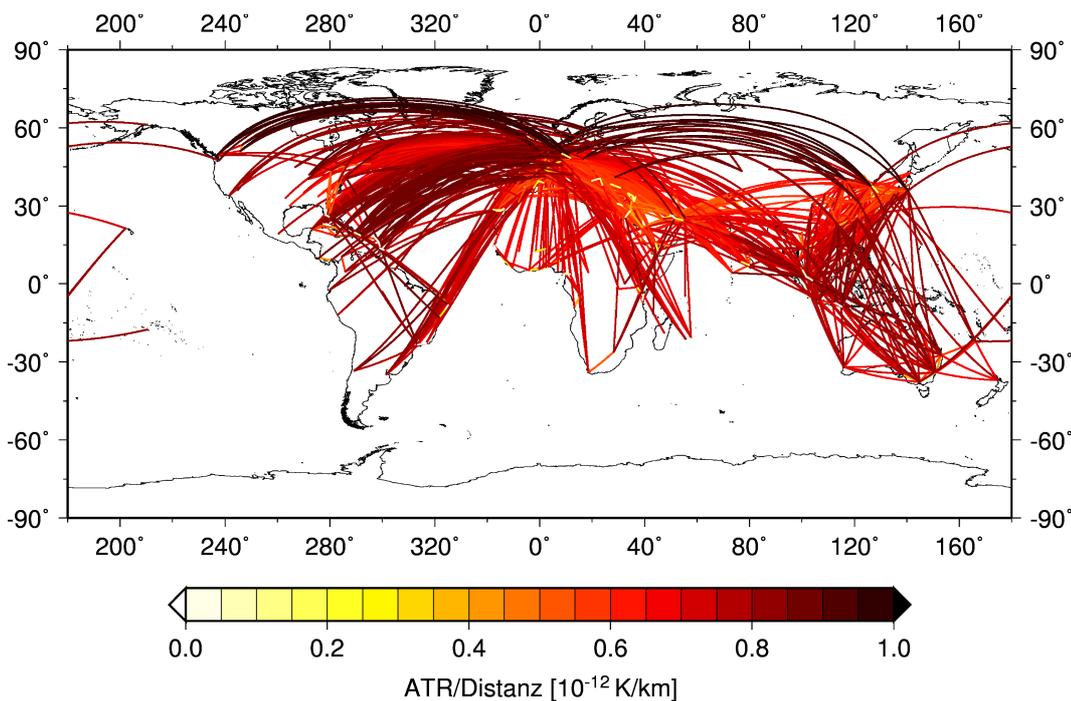


Abbildung 9.7: Mittlere Temperaturänderung (ATR) pro zurückgelegter Strecke für den Referenzbetriebspunkt verschiedener Routen.

punkt mit der maximalen Einsparung der Klimawirkung bei einer Erhöhung der Betriebskosten von weniger als einem Prozent verwendet, so kann die Gesamtklimawirkung des untersuchten Flugzeugtyps um 6.3% verringert werden, wodurch insgesamt eine Zunahme der Betriebskosten von 0.7% verursacht wird. Dies bedeutet eine Einspareffizienz von 0.7 pK/\$ (Abb. 9.8). Dabei wird die Anfangsflughöhe im Durchschnitt um 610 m (2000 Fuß) verringert, während die Geschwindigkeit unverändert bei 0.85 Mach bleibt. Wird eine Erhöhung der Betriebskosten von bis zu 5% als noch wirtschaftlich rentabel angesehen, so kann die Gesamtklimawirkung um 29.3% verringert werden, wodurch die Betriebskosten insgesamt um 4.6% ansteigen. Dabei liegt die Einspareffizienz bei 0.5 pK/\$. Die Anfangsflughöhe wird dabei im Durchschnitt um etwa 2000 m (ca. 6500 Fuß) verringert, wobei die Geschwindigkeit unverändert bleibt.

Eine weitere Möglichkeit einen optimalen Betriebspunkt zu finden ist, bei Routen, die eine große Einspareffizienz haben (z. B. Mumbai-Sydney, lila Linie in Abb. 9.8), höhere Zusatzkosten zu akzeptieren und dafür Routen mit einer geringen Einspareffizienz (z. B. Manchester-London, orange Linie) unverändert zu lassen. Durch ein iteratives Verfahren kann eine Einspareffizienz gefunden werden, bei der die Änderung der Betriebskosten aller Routen insgesamt kleiner ist als die akzeptierte Zunahme der Betriebskosten. Der optimale Betriebspunkt der einzelnen Routen ist dann der Betriebspunkt mit der nächstgrößeren Einspareffizienz. Bei einer Erhöhung der Gesamtbetriebskosten von 1% ist mit dieser Methode eine Verringerung der Klimawirkung um 12.3% möglich. Dies bedeutet eine Einspareffizienz von 1 pK/\$ (Abb. 9.8, rote Linie). Dabei verschiebt sich der Betriebspunkt in Richtung geringerer Anfangsflughöhen, wobei die Geschwindigkeit unverändert bleibt. Im Vergleich zu der zuvor gezeigten Methode weist der optimale Betriebspunkt hier eine größere Streuung auf, da die Betriebspunkte von Routen mit einer hohen Einspareffizienz stärker verändert werden als die mit einer geringen Einsparef-

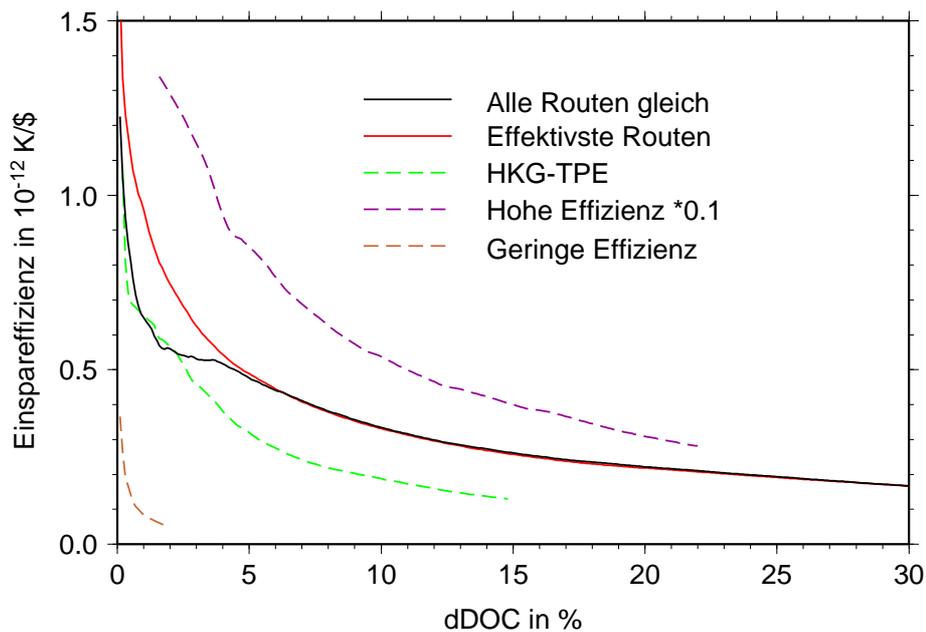


Abbildung 9.8: Einspareffizienz (dATR/dDOC) in Abhängigkeit von der relativen Änderung der Betriebskosten (dDOC). Einmal für die gesamte Flotte bei gleicher maximaler Änderung der Betriebskosten für jede Route und einmal für die gesamte Flotte für eine Variation der effizientesten Routen zuerst. Als Vergleich sind zusätzlich die Einspareffizienzen für die Route Hongkong-Taipeh (HKG-TPE), sowie eine Route mit hoher Einspareffizienz (Mumbai-Sydney) und einer Route mit geringer Einspareffizienz (Manchester-London) dargestellt. Zur besseren Darstellung wurde die Einspareffizienz der Route mit hoher Einspareffizienz mit 0.1 multipliziert.

fizienz. Wird eine Erhöhung der Betriebskosten von bis zu 5% als noch wirtschaftlich rentabel angesehen, so kann mit dieser Methode eine Verringerung der Gesamtklimawirkung um 31.3% erreicht werden. Dies entspricht einer Einspareffizienz von 0.5 pK/\$. Auch hier verschiebt sich der Betriebspunkt in Richtung geringerer Anfangsflughöhen.

Insgesamt zeigt diese Studie, dass sich für den untersuchten Flugzeugtyp durch eine Änderung des Betriebspunktes mehr als 64% der Klimawirkung einsparen lassen. Bereits bei einer Erhöhung der Gesamtbetriebskosten von einem Prozent lassen sich 12% der Klimawirkung einsparen. Dabei führt vor allem die Verringerung der Anfangsflughöhe zu einer Verringerung der Klimawirkung, da die Klimawirkung von Ozon, und meist auch von Kondensstreifen-Zirrus, mit verringerter Höhe abnimmt. Bei dieser Analyse muss berücksichtigt werden, dass AirClim einen mittleren Response über ein Jahr verwendet. Alle Prozesse, die von der Jahreszeit, der Tageszeit oder den jeweiligen Wettersituationen abhängen, sind im Klima-Modell enthalten, mit dem die Responsefunktionen berechnet wurden. Diese werden in AirClim aber nicht mehr explizit aufgelöst. Insbesondere linienförmige Kondensstreifen und Kondensstreifen-Zirren sind aber stark von der jeweiligen Tages- und Jahreszeit, sowie von der jeweiligen Wettersituation abhängig. Deshalb kann vor allem für linienförmige Kondensstreifen und Kondensstreifen-Zirren eine Route stärker optimiert werden, wenn auch diese Effekte mit berücksichtigt werden und hauptsächlich Routen verändert werden bei denen wirklich Kondensstreifen auftreten.

# Kapitel 10

## Zusammenfassung und Ausblick

Diese Arbeit beleuchtet eingehender vereinfachte Methoden zur Klimabewertung des Luftverkehrs. Dabei stehen drei wesentliche Fragestellungen im Zentrum, die mit Hilfe der in meiner Arbeit entwickelten Methoden beantwortet wurden:

- Können eindimensionale Klimafunktionen zur Bewertung verschiedener Flugzeugtechnologien verwendet werden?
- Kann die Klimawirkung verschiedener Luftverkehrsszenarien signifikant unterschieden werden, obwohl große Unsicherheiten in der Berechnung der Klimawirkung existieren?
- Wie kann die Klimawirkung eines Flugzeuges durch Veränderung des Betriebspunktes (Höhe und Geschwindigkeit) minimiert werden, und welche ökonomischen Einbußen entstehen dabei?

Zur Bewertung verschiedener Maßnahmen zur Klimaoptimierung des Luftverkehrs ist es notwendig, eine passende Metrik auszuwählen. Dazu wurden verschiedene gängige Metriken vorgestellt und gezeigt, worauf bei der Wahl geeigneter Metriken zu achten ist. Anhand verschiedener Fragestellungen wurde aufgezeigt, welche Metriken für welche Fragestellungen passend sind. Zur Bewertung der Klimawirkung verschiedener Optimierungsmaßnahmen wurde in dieser Arbeit das Klima-Response-Modell AirClim (Grewe und Stenke, 2008) verwendet, das neben der Klimawirkung von CO<sub>2</sub>-Emissionen auch die Wirkung von Wasserdampf- und NO<sub>x</sub>-Emissionen (Ozonproduktion und Methanabbau) und die Wirkung von linienförmigen Kondensstreifen berücksichtigt.

Zur Bewertung verschiedener Maßnahmen zur Klimaoptimierung des Luftverkehrs und zur Beantwortung der oben dargestellten Fragestellungen wurde das Klima-Response-Modell AirClim um eine Reihe von wesentlichen Funktionalitäten erweitert. Zur umfassenden Bewertung der Klimawirkung des Luftverkehrs ist es wichtig, möglichst alle Klimaeffekte zu berücksichtigen. Deshalb wurde, neben den Effekten der Kohlendioxid- und Wasserdampfemission, der kurzlebigen Ozonproduktion, dem Methanabbau und den linienförmigen Kondensstreifen, in dieser Arbeit zusätzlich die Klimawirkung des langanhaltenden Ozonabbaus (O<sub>3</sub><sup>pm</sup>) in das Modell eingebaut, der durch die Verringerung der Methankonzentration durch NO<sub>x</sub>-Emissionen verursacht wird. Ein weiterer Effekt, der im Rahmen dieser Arbeit in AirClim 2.0 implementiert wurde,

ist die Wirkung von sogenannten Kondensstreifen-Zirren (Contrail Cirrus), also Zirrusbewölkung, die durch das Verdriften von persistenten Kondensstreifen entsteht. Dieser Effekt wurde bisher nicht berücksichtigt, ist aber wichtig, da er in derselben Größenordnung liegt wie die Erwärmung durch Luftverkehrs-CO<sub>2</sub> und Ozon. Damit AirClim zur Berechnung aller gängigen physikalischen Metriken (RF, GWP, GTP, ATR) verwendet werden kann, wurde AirClim 2.0 so angepasst, dass der zeitliche Verlauf der Luftverkehrsemissionen sowie die nicht bekannten zukünftigen Hintergrundkonzentrationen, die durch die Entwicklung anderer Sektoren, wie Industrie oder Straßenverkehr, beeinflusst werden, variabel gestaltet und als Unsicherheitsparameter verwendet werden können.

Um den bestehenden Unsicherheiten in der Berechnung der Klimawirkung des Luftverkehrs Rechnung zu tragen, wurde in dieser Arbeit eine umfassende Unsicherheitsanalyse im Rahmen einer Monte-Carlo-Simulation durchgeführt. Dabei ist es wichtig zu beachten, dass die Unsicherheiten keine statistischen Unsicherheiten durch atmosphärische Variabilität darstellen, sondern physikalische Unsicherheiten durch unterschiedliche Modellsimulationen. Aus diesem Grund wurde die Differenz der Klimawirkung eines Szenarios zu der eines Referenzszenarios für jeden der einzelnen Schritte der Monte-Carlo-Simulation einzeln berechnet und deren Verteilung ausgewertet. Durch die häufige Wiederholung der AirClim-Simulation benötigt die Monte-Carlo-Simulation (externe Monte-Carlo-Simulation) trotz der effizienten Berechnung mit AirClim eine Rechenzeit von 24 Stunden auf einem Einkernprozessor. Für den Einsatz von AirClim in einer Modellkette, wie sie zur Bewertung verschiedener Optimierungsmaßnahmen nötig ist, ist eine Rechenzeit von 24 Stunden nicht realisierbar. Es wurde eine zweite Variante der Monte-Carlo-Simulation entwickelt, bei der die Monte-Carlo-Simulation sehr effizient innerhalb von AirClim läuft (interne Monte-Carlo-Simulation), wodurch sich die Rechenzeit auf demselben Computer auf wenige Sekunden reduziert. Der Vergleich beider Methoden zeigt, dass die Ergebnisse übereinstimmen.

Aufgrund der wesentlichen Bedeutung der Unsicherheiten, die bei der Berechnung der Klimawirkung des Luftverkehrs bestehen, stellt sich die Frage, ob sich trotz großer Unsicherheiten in der Bewertung der Klimawirkung des Luftverkehrs, signifikante Unterschiede zwischen ähnlichen Szenarien finden lassen. Dies wurde anhand der Bewertung von vier verschiedenen Emissionskatastern (AERO2k, QUANTIFY, TRADEOFF und NASA), die alle auf dieselben Emissionen und zurückgelegten Strecken normiert wurden, untersucht. Diese Untersuchung hat gezeigt, dass die Variabilität der absoluten Temperaturänderung größer ist, als der absolute Unterschied der sehr ähnlichen Szenarien. Wird allerdings der Unterschied relativ zu einem Referenzszenario berechnet, so werden die Unsicherheiten deutlich geringer und die Klimawirkung aller vier Kataster kann signifikant von der Klimawirkung des Referenzszenarios unterschieden werden. Der Vergleich zeigt, dass allein durch die unterschiedliche Höhenverteilung der Emissionen ein Unterschied in der Klimawirkung von etwa 30% entsteht, der vor allem durch die Unterschiede in der Klimawirkung von Ozon und Kondensstreifen-Zirren verursacht wird. Da die Wahl der Unsicherheitsbereiche nicht eindeutig ist, wurde zudem gezeigt, dass die Klimabewertung der verschiedenen Emissionskataster robust hinsichtlich der Wahl der Unsicherheiten ist.

In neuer Literatur werden für die Bewertung verschiedener Luftverkehrsszenarien häufig so genannte eindimensionale Klimafunktionen benutzt, die eine Höhenabhängigkeit der Klimawirkung berücksichtigen, aber nicht die Breitenabhängigkeit der Klimawirkung. Im Rahmen dieser Arbeit wurde deshalb untersucht, ob sich diese eindimensionalen Klimafunktionen

für die Bewertung verschiedener Szenarien eignen. Dabei konnte gezeigt werden, dass diese 1-D-Klimafunktionen nur in einem begrenzten Bereich verlässliche Bewertungen liefern können: Werden verschiedene Flugrouten untersucht, die in derselben geografischen Region stattfinden können 1-D-Klimafunktionen die Berechnung der Klimawirkung von CO<sub>2</sub>-, NO<sub>x</sub>- und H<sub>2</sub>O-Emissionen sehr gut verwendet werden, während sie für die Bewertung von linienförmigen Kondensstreifen nicht und für die Bewertung von Kondensstreifen-Zirren bedingt geeignet sind. Dadurch ergibt sich für die Bewertung der Gesamtklimawirkung eine gute Eignung. Werden hingegen Flugrouten in unterschiedlichen geografischen Regionen untersucht, sind 1-D-Klimafunktionen nur für die Bewertung der Klimawirkung von CO<sub>2</sub>-Emissionen gut geeignet, da diese nicht vom Emissionsort abhängen. Für die Bewertung von NO<sub>x</sub>- und H<sub>2</sub>O-Emissionen, sowie für die Bewertung der Gesamtklimawirkung ohne Berücksichtigung der Kondensstreifen-Zirren sind sie bedingt geeignet.

Um zu analysieren, wie die Klimawirkung eines Flugzeuges, durch Veränderung des Betriebspunktes (Höhe und Geschwindigkeit), minimiert werden kann, wurde das Klima-Response-Modell AirClim in einer interdisziplinären Modellkette verwendet. In dieser Modellkette wurde ein heutiges Flugzeug (A330-200) von der Flugzeuggeometrie über die Aerodynamik bis zur Auslegung der Triebwerke simuliert. Dabei wurde der Einfluss einer Änderung des Betriebspunktes (Flughöhe und Geschwindigkeit) auf die Emissionen und die Klimawirkung untersucht und quantifiziert, mit welchen ökonomischen Einbußen eine Klimaoptimierung verbunden ist. Dabei hat sich gezeigt, dass durch Änderung des Betriebspunktes eine deutliche Verringerung (ca. 64%) der Klimawirkung einer Flugzeugflotte (A330-200) möglich ist. Dies führt jedoch zu einer Erhöhung der Betriebskosten von etwa 32%. Deshalb ist es wichtig, neben der Klimaänderung auch die Änderung der Betriebskosten zu berücksichtigen, damit die Klimawirkung möglichst kosteneffizient eingespart werden kann. So hat sich gezeigt, dass sich die Klimawirkung bei einer Erhöhung der Betriebskosten um wenige Prozent bereits stark reduzieren lässt. Wird z. B. für jede Route eine maximale Zunahme der Betriebskosten um 5% akzeptiert, kann die Klimawirkung der gesamten Flugzeugflotte um etwa 30% reduziert werden. Dabei verringert sich die Anfangsflughöhe um etwa 2000 m. Im Rahmen dieser Arbeit lag der Schwerpunkt dieser Analyse bei der Änderung der Klimawirkung. Es wurde nicht untersucht, inwieweit eine Änderung des Betriebspunktes umsetzbar ist und welchen Einfluss dies auf das Luftverkehrsmanagement hätte. Auch die Auswirkung auf die Kundenzufriedenheit durch längere Flugzeiten wurde in dieser Studie nicht berücksichtigt.

In dieser Arbeit konnten also folgende wesentlichen Ergebnisse erzielt werden:

- Durch die teilweise starke Abhängigkeit der Klimawirkung verschiedener Spurenstoffe von der geografischen Breite können eindimensionale Klimafunktionen nur bedingt zur Bewertung verschiedener Flugzeugtechnologien oder unterschiedlicher Flugroutenoptionen verwendet werden.
- Auch geringe Unterschiede zwischen verschiedenen Szenarien können mit AirClim und der Monte-Carlo-Simulation signifikant nachgewiesen werden, trotz großer Unsicherheiten in der Berechnung der Klimawirkung des Luftverkehrs.
- Durch Änderung des Betriebspunktes hin zu geringerer Anfangsflughöhe und geringerer Geschwindigkeit kann die Klimawirkung einer heutigen Flugzeugflotte (A330-200) um über 60% reduziert werden.

In dieser Arbeit wurde gezeigt, dass AirClim zusammen mit der Monte-Carlo-Simulation zur Bewertung des Luftverkehrs eingesetzt werden kann. Dabei muss beachtet werden, dass AirClim einen mittleren Response über ein Jahr verwendet. Alle Prozesse, die von der Jahreszeit oder der Tageszeit abhängen, sind im Klima-Modell enthalten, aus dem die Responsefunktionen berechnet wurden, werden in AirClim aber nicht mehr explizit aufgelöst. Dadurch kann AirClim verwendet werden, um die mittlere Wirkung einer Flugrouten- oder Technologieänderung unter der Annahme zu berechnen, dass das gesamte Jahr über geflogen wird und der Tagesgang des Luftverkehrs in etwa konstant bleibt. AirClim kann also nicht verwendet werden, um für eine bestimmte Tageszeit oder eine bestimmte Wetterbedingung optimale Flugrouten zu finden, wie es z. B. in den Projekten UFO<sup>1</sup> oder REACT4C<sup>2</sup> das Ziel ist. Der Vorteil einer wetterabhängigen Optimierung liegt darin, dass z. B. nur an Tagen, an denen die Wahrscheinlichkeit für die Bildung von Kondensstreifen hoch ist, eine Änderung der Flugroute empfohlen wird. Der Vorteil einer mittleren Klimawirkung liegt hingegen darin, dass allgemeine Änderungsempfehlungen ausgegeben werden können. Dies ist zum Beispiel hilfreich, wenn entschieden wird, für welche Flughöhe ein neues Flugzeug ausgelegt werden soll.

Die in dieser Arbeit entwickelte Methode kann vielseitig eingesetzt werden. So wird sie aktuell für eine Reihe verschiedener Projekte verwendet. Wie in dieser Arbeit gezeigt wurde, wurde mit Hilfe der Simulationskette des DLR-Projekts CATS (Climate-compatible Air Transport System) ein Betriebspunkt (Flughöhe und Geschwindigkeit) mit möglichst geringer Klimawirkung gesucht. Mit Hilfe dieser Analyse kann in einem weiteren Schritt ein Flugzeug simuliert werden, dass auf diesen Betriebspunkt optimiert wurde. Dies kann im Vergleich zu einer reinen Änderung des Betriebspunktes zu einer weiteren Reduktion der Klimawirkung oder einer Reduktion der zusätzlichen Betriebskosten führen, da die Optimierung zu einer Verringerung des Treibstoffverbrauchs für diesen Betriebspunkt führt. Mit Hilfe dieser Methode kann aber auch für jede Einzelroute ein optimaler Betriebspunkt aufgezeigt werden.

Neben der technischen Anwendung kann AirClim zusammen mit der internen Monte-Carlo-Simulation auch für politische Anwendungen verwendet werden. Aktuell wird die Verwendung in einem integrierten Luftverkehr-Umwelt-Modell vorbereitet das zur Berechnung der Wirkung von steuerlichen oder ordnungspolitischen Maßnahmen auf den Luftverkehr, dessen Wirkung auf die Umwelt, sowie auf die Gesellschaft und die Wirtschaft dient.

Eine Vielzahl weiterer Fragestellungen ist für zukünftige Anwendungen denkbar. Dazu sind zusätzliche Entwicklungen erforderlich. Die aktuelle Version von AirClim ist geeignet um die mittlere Klimawirkung verschiedener Technologien zu bewerten, unter Zugrundelegung klimatologischer Verhältnisse. Die Klimawirkung des Luftverkehrs weist allerdings eine starke Variabilität bezüglich Jahreszeit, Tageszeit und auch Wetter auf. Dies kann z. B. für die Wirkung von linienförmigen Kondensstreifen relevant sein. Um dies in AirClim zu berücksichtigen, wäre es notwendig, ähnlich dem Ansatz von REACT4C, verschiedene typische Wettersituationen hinsichtlich des Klimaresponses zu charakterisieren.

Grundsätzlich kann AirClim auf andere Emissionssektoren angewendet werden, z. B. Straßen- oder Schienenverkehr. Dies ist insbesondere für Analysen zur Verlagerung von Luftverkehr auf Straßen- oder Schienenverkehr hilfreich. Eine Möglichkeit zur Bewertung des Straßen- oder

---

<sup>1</sup><http://www.pa.op.dlr.de/ufo/>

<sup>2</sup><http://www.react4c.eu/>

Schienenverkehrs ist die Weiterentwicklung von AirClim für bodengebundenen Verkehr. Dazu wäre einerseits eine zusätzliche Längenabhängigkeit der Klimawirkung nötig und andererseits eine stärkere Berücksichtigung von Sättigungseffekten, da in Bodennähe die Hintergrundkonzentrationen, von zum Beispiel  $\text{NO}_x$ , höher sind als im Bereich heutiger Flugniveaus.



# Anhang A

## Modellbeschreibung

Im Folgenden werden die Klimamodelle, die den Responsefunktionen von AirClim zugrunde liegen, dargestellt. Die idealisierten Szenariorechnungen für  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{O}_3$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{O}_3^{pm}$  und linienförmige Kondensstreifen wurden mit einem interaktiv gekoppelten Klima-Chemie-Modell (E39CA) berechnet. Die Relationen, aus denen der funktionale Zusammenhang zwischen Flugdichte, Eisübersättigungsfrequenz und Bedeckungsgrad bzw. Strahlungsantrieb der Kondensstreifen-Zirren hergeleitet wurden, beruhen auf Rechnungen mit ECHAM4-CCMod. Beiden Modellversionen liegt das Klimamodell ECHAM4 zugrunde. Die beiden Modellversionen unterscheiden sich unter anderem durch das verwendete Transportmodell (ECHAM4-CCMod verwendet ein Semi-Lagranges Transportschema (SLT) und E39CA ein Lagranges Transportschema (ATTILA)). Während E39CA zusätzlich mit dem Chemiemodul CHEM gekoppelt ist, ist ECHAM4-CCMod mit dem Kondensstreifen-Zirrus-Modul CCMod gekoppelt.

### Klima-Modell ECHAM4

ECHAM (Roeckner et al., 1992) ist ein dreidimensionales Zirkulationsmodell, das am meteorologischen Institut der Universität Hamburg in Zusammenarbeit mit dem Max-Planck-Institut für Meteorologie entwickelt wurde und auf dem spektralen Wettervorhersagemodell des European Center of Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF Modell, Hamburger Version) basiert. Für die Berechnung der Responsefunktionen wurde die vierte Generation dieses Modells, ECHAM4 (Roeckner et al., 1996), verwendet.

Die Grundlage von ECHAM4 sind die Bewegungsgleichungen der Atmosphäre. Die Integration dieser Gleichungen liefert die zeitliche und räumliche Entwicklung der prognostischen Variablen Vorticity, Divergenz, Temperatur, Logarithmus des Bodendruckes, Feuchte, Wolkenwasser und der Mischungsverhältnisse verschiedener passiver Spurengase oder Aerosolen. ECHAM ist ein spektrales Klimamodell, das heißt, die horizontalen Ableitungen werden exakt im Wellenzahlraum berechnet. Dazu werden alle Variablen, bis auf Wasserdampf, Wolkenwasser und chemischen Spezies, als Reihen von Kugelflächenfunktionen dargestellt. Die horizontale Auflösung ist T30, d.h., die Kugelflächenfunktionskoeffizienten werden bis zur Großkreiswellenzahl 30 mitgeführt. Dies entspricht einer isotropen Auflösung von  $6^\circ$  und einem Gaußschen

Transformationsgitter von  $3,75^\circ \times 3,75^\circ$  (geografische Länge x Breite). Somit wird die gesamte Erdoberfläche durch  $96 \times 48$  Gitterpunkte repräsentiert.

Die hier verwendete Version besitzt 39 Drucklevel anstelle der 19 Drucklevel des Standardmodells. Die unterste Schicht ist am Boden und die oberste um 10 hPa zentriert (Land et al., 1999). Besonders im Bereich der Tropopause erhöht sich die Modellauflösung gegenüber der 19-Schichtenversion von 2 km auf 700 m. Prozesse, deren Größenskala im Modell nicht aufgelöst werden kann, müssen parametrisiert werden. ECHAM4 beinhaltet Parametrisierungen für Strahlung, Kumuluskonvektion, Wolkenformation, Niederschlag, Oberflächenflüsse, vertikale und horizontale Diffusion, orografische Schwerewellendämpfung und Oberflächenprozesse über Land (Roeckner et al., 1996). Des Weiteren wird ein etwas abgeändertes Konvektionsschema verwendet, das eine streng positive Spurenstoffkonzentration sicherstellt (Brinkop und Sausen, 1997). Die zeitliche Integration wird mit einem semi-impliziten Bocksprungverfahren berechnet.

## Transportschema

### Semi-Lagrangische Transport (SLT)

Für die Berechnung der Kondensstreifen-Zirren und die ursprüngliche AirClim Version, die in Grewe und Stenke (2008) beschrieben ist, wurde das sogenannte SLT-Schema (Semi-Lagrangische Transport) für den Transport von Wasserdampf, Wolkenwasser und die chemischen Spezies verwendet. Dieses Verfahren gehört zu den Eulerschen Methoden, bei denen die Spurenstoffkonzentration auf einem festen Gitter vorliegt. Zu jedem Zeitpunkt werden für jeden Gitterpunkt mit dem aktuellen Windfeld eine Rückwärtstrajektorie und der dazugehörige 'Startpunkt' berechnet, bei dem ein Luftpaket starten muss, um innerhalb des nächsten Zeitschrittes am gewählten Gitterpunkt anzukommen. Die Spurenstoffkonzentration am Gitterpunkt zum nächsten Zeitschritt ist dann die zum dazugehörigen Startpunkt interpolierte Spurenstoffkonzentration zum aktuellen Zeitpunkt. Da das SLT-Schema von sich aus nicht massenerhaltend ist, enthält es einen Massenfixer. Der Nachteil dieses Transportschemas ist die nicht zu vernachlässigende 'numerische Diffusion', die starke Gradienten künstlich glättet.

### Atmospheric Tracer Transport In a Lagrangian model (ATTILA)

Für die Basissimulationen der AirClim-Unterschallversion (Fichter, 2009) wurde für die Berechnung des Response von  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{O}_3$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{O}_3^m$  und linienförmigen Kondensstreifen, anstelle von SLT das ATTILA-Schema (Atmospheric Tracer Transport In a Lagrangian model) verwendet. ATTILA ist ein rein Lagrangisches Transportschema und kann anstelle des SLT-Schemas in ECHAM4 für den Spurenstofftransport eingesetzt werden (Reithmeier und Sausen, 2002). Dieses Lagrangische Verfahren teilt die Atmosphäre bei einer T30 Auflösung und 39 Drucklevel in etwa eine halbe Millionen Luftpakete gleicher Masse ein, die vom simulierten Wind transportiert werden. Der natürliche Austausch zwischen Luftpaketen wird durch eine Diffusionsparametrisierung berücksichtigt. Reithmeier und Sausen (2002) zeigten anhand von  $^{222}\text{Rn}$

und  $^{14}\text{CO}_2$ , dass der Transport von passiven Spurenstoffen mit dem rein Lagrangeschen Advektionsschema bessere Übereinstimmungen mit Beobachtungen zeigt, als der Transport mit dem Semi-Lagrangeschen Schema. Stenke et al. (2008) haben dieses Lagrangesche Konzept dann auf Wasserdampf und Wolkenwasser erweitert. Ein ausführlicher Vergleich der Wasserdampfmischungsprofile des ATTILA und SLT-Schemas mit Beobachtungsdaten zeigt, dass ATTILA deutlich bessere Übereinstimmungen des simulierten Wasserdampfes mit Beobachtungen zeigt als das SLT-Schema (Obermaier, 2007). Arbeiten von Stenke (2005) und Stenke et al. (2007) haben gezeigt, dass das Modell mit dem SLT-Schema vor allem im Bereich der extra-tropischen unteren Stratosphäre große Feuchtefehler aufweist ('wet bias'). Untersuchungen von Stenke et al. (2008) zeigen, dass der simulierte Feuchtefehler auf die starke numerische Diffusion des operationellen SLT-Schemas zurückzuführen ist und mit dem ATTILA-Schema stark reduziert wird. Dieser 'wet bias' hat, wie Stenke et al. (2008) zeigen, auch Einfluss auf die Temperatur. Im Bereich des 'wet bias' tritt, bedingt durch den Feuchtefehler, auch ein Kältefehler ('cold bias') von mehr als 10 K (im Vergleich zu ERA40) auf. Dieser Kältefehler wird in E39CA analog zum Feuchtefehler reduziert und beträgt im Jahresmittel nur noch 2 K.

## Chemiemodul CHEM

E39CA enthält das Chemiemodul CHEM. CHEM basiert auf einem zweidimensionalen Chemietransportmodell (Brühl und Crutzen, 1993) und wurde vom Max-Planck-Institut für Chemie in Mainz entwickelt (Steil et al., 1998; Steil, 1999). Das Chemiemodul enthält die relevanten chemischen Prozesse, die nötig sind, um die stratosphärische Ozonchemie sowie die troposphärische  $\text{NO}_x$ - $\text{HO}_x$ - $\text{CH}_4$ - $\text{CO}$ - $\text{O}_3$  Hintergrundchemie zu berechnen. Eine ausführliche Beschreibung mit einer Auflistung aller berücksichtigten Reaktionen findet sich in Steil et al. (1998).

Das Chemiemodul CHEM berücksichtigt eine Vielzahl von Spurenstoffen mit sehr unterschiedlicher Lebensdauer. Schnell ablaufende Reaktionen können bei einem Zeitschritt von 24 Minuten nicht aufgelöst werden, weshalb ein Familienkonzept eingeführt wurde, das die Spurenstoffe in drei Gruppen einteilt: Langlebige Spurenstoffe werden für sich transportiert (z.B.  $\text{N}_2\text{O}$ ) oder mit verwandten kurzlebigeren Spurenstoffen zu Familien zusammengefasst, z.B. die  $\text{O}_x$ -Familie. Diese besitzen als Ganzes in der Stratosphäre eine größere Lebensdauer als die einzelnen Mitglieder. Die Verteilung der einzelnen Mitglieder bleibt beim Transport unverändert. Chemische Substanzen, zwischen denen es starke Wechselwirkungen gibt, die jedoch zusammen immer noch eine Lebensdauer haben, die kürzer als ein Zeitschritt ist, werden ebenfalls in einer Familie zusammengefasst, aber nicht advehiert (z.B.  $\text{HO}_x$ ). Die Verteilungen dieser Substanzen werden durch Gleichgewichtsbedingungen berechnet. Dieses Konzept macht CHEM zu einem numerisch sehr effizienten Modul, da nur wenige Substanzen bzw. Familien (insgesamt 37) rechenzeitaufwendig transportiert werden müssen und der Zeitschritt groß gehalten werden kann.

Das Klima-Chemie-Modell E39CA bietet die Möglichkeit einer interaktiven Kopplung von Chemie und Dynamik. Dabei wirken sich die im Chemiemodul berechneten Konzentrationen der strahlungsrelevanten Spurengase Ozon, Wasserdampf, Methan, Distickstoffoxid und der FCKWs auf die Strahlungsbilanz und somit auf die Dynamik aus (Hein et al., 2001).

## Kondensstreifen-Zirrus-Modul CCMoD

Zur Parametrisierung der Kondensstreifen-Zirren wurden Klimasimulationen genutzt, die das Modul CCMoD verwenden (Burkhardt und Kärcher, 2009; Burkhardt und Kärcher, 2011). In CCMoD sind zusätzliche prognostische Gleichungen für Kondensstreifen-Zirren-Bedeckungsgrad, aufsummierte Kondensstreifenlänge und mittleres Eiswassermischungsverhältnis der Kondensstreifen-Zirren enthalten. Kondensstreifen bilden sich neu, sobald Flugzeuge durch Regionen fliegen in denen das Schmidt-Appleman-Kriterium (Schmidt, 1941; Appleman, 1953) erfüllt ist. Der Bedeckungsgrad mit Kondensstreifen-Zirren wird durch Prozesse wie Transport, Verbreiterung und Scherung innerhalb der eisübersättigten Regionen sowie Sublimation und Deposition beeinflusst.

## Strahlungsrechnung

Das Strahlungsschema basiert auf dem ECMWF Modell (Fouquart und Bonnel, 1980; Morcrette, 1989). Der Haupteingangsparameter für die Strahlungsrechnung sind solarer Zenitwinkel, Temperatur, Bodenalbedo und die Konzentration strahlungswirksamer Substanzen. Das kurzwellige Spektrum ist in ein sichtbares Band (0.2-0.68  $\mu\text{m}$ ) und ein Band im nahen Infrarot (0.68-4.0  $\mu\text{m}$ ) unterteilt. Für solare Strahlung wird Absorption so wie Mehrfachstreuung berücksichtigt. Eine Breitband-Formulierung wird verwendet, um im langwelligen Teil des Spektrums die Strahlungstransfergleichung zu lösen. Im terrestrischen Bereich wird die Streuung vernachlässigt. Die Absorption und Emission der langwelligen Strahlung wird als Planckfunktion beschrieben mit der Annahme eines lokalen thermodynamischen Gleichgewichts. Der langwellige Bereich wird in neun spektrale Banden zwischen 0 und 2820  $\text{cm}^{-1}$  aufgeteilt. Um die Strahlungstransferrechnung zu lösen, wird eine sogenannte 'two-stream' Approximation verwendet, d.h. nur vertikale Strahlungsflüsse werden berücksichtigt. Die Strahlungsflussrechnung ergibt die Strahlungsheizrate, die die Temperaturtendenz angibt, die sich aus der vertikalen Divergenz des Nettostrahlungsflusses ergibt. Der Effekt von Wolken wird dadurch berechnet, dass der Strahlungsfluss einerseits für wolkenfreien Himmel und andererseits für bedeckten Himmel berechnet wird. Anschließend wird entsprechend der Wolkenbedeckung zwischen wolkenfreiem und bedecktem Himmel interpoliert. Zur Bestimmung des 'stratosphere adjusted radiative forcings' wird die Methode nach Stuber et al. (2001) verwendet. Diese Methode basiert auf dem 'fixed dynamic heating' Konzept (Hansen et al., 1997). Jede Temperaturänderung kann aufgeteilt werden in einen Dynamik- und einen Strahlungsanteil:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \left( \frac{\partial T}{\partial t} \right)_{\text{dyn}} + \left( \frac{\partial T}{\partial t} \right)_{\text{rad}}. \quad (\text{A.1})$$

Beim fixed dynamic heating Konzept wird angenommen, dass die Stratosphärentemperatur sehr schnell nach dem Einführen einer Strahlungsstörung einen quasi-stationären Zustand erreicht. Dazu wird ein zweites Temperaturfeld berechnet, bei dem sich die Stratosphärentemperatur durch den Strahlungsanteil der Temperaturtendenz ändern kann, während die Tropopausentemperatur unverändert bleibt (vgl. Abb. 3.2). Die Differenz zwischen der gestörten und der ungestörten Strahlungsbilanz der beiden Temperaturfelder gilt als 'stratospheric adjusted radiative forcing'.

# Anhang B

## Signifikanzbetrachtung

Für die Betrachtung der Unsicherheiten wird untersucht, ob sich die Klimawirkung eines Szenarios signifikant von der Klimawirkung des Referenzszenarios unterscheidet. Dazu werden der Median und die 2.5, 25, 75 und 97.5% Perzentilen berechnet. Die Signifikanz eines Szenarios wird gegenüber dem Referenzszenario getestet. Zur Veranschaulichung sind in Abb. B.1 vier verschiedene Szenarien (A, B, C und D) mit dazugehörigem Unsicherheitsbereich dargestellt. Die Unsicherheitsbereiche der drei Szenarien A, B und C schneiden die x-Achse nicht und sind damit signifikant vom Referenzszenario zu unterscheiden, da die Wahrscheinlichkeit  $P$ , dass die Klimawirkung des Szenarios A ( $y_a$ ) kleiner als deren 2.5%-Perzentile ( $a_{min}$ ) ist, geringer als 0.025 ist. Szenario D ist hingegen nicht signifikant vom Referenzfall zu unterscheiden, da nicht gezeigt werden kann, dass die Wahrscheinlichkeit, dass  $y_d$  geringer als Null ist, kleiner als 5% ist. Obwohl die Signifikanz eines Szenarios gegenüber dem Referenzszenario getestet wird, lässt sich eine Aussage über die Signifikanz der Unterschiede der Szenarien untereinander treffen. Es lässt sich einfach zeigen, dass Szenario A signifikant größer ist als Szenario B:

$$P(y_a \leq 0) \leq 0.025 \quad (\text{B.1})$$

$$P(y_b \geq 0) \leq 0.025 \quad (\text{B.2})$$

$$P(y_b \geq y_a) \leq P(y_a \leq 0) + P(y_b \leq 0) = 0.05. \quad (\text{B.3})$$

Auf dieselbe Weise lässt sich zeigen, dass Szenario C eine signifikant größere Klimawirkung aufweist als Szenario A:

$$P(y_c \leq c_{min}) = 0.025 \quad (\text{B.4})$$

$$P(y_a \geq a_{max}) = 0.025 \quad (\text{B.5})$$

$$a_{max} = d = c_{min} \quad (\text{B.6})$$

$$P(y_a \geq y_c) \leq P(y_c \leq d) + P(y_a \leq d) = 0.05. \quad (\text{B.7})$$

Dies zeigt, dass sich Szenarien deren Unsicherheitsbereiche sich nicht überlagern signifikant voneinander unterscheiden lassen.

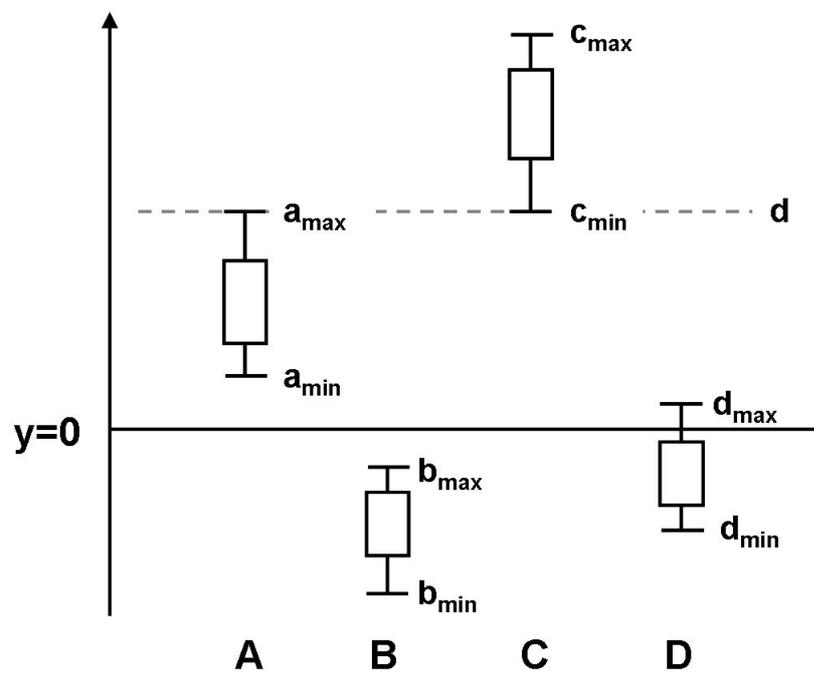


Abbildung B.1: Schematische Darstellung der Unsicherheitsbereiche (2.5, 25, 50, 75 und 97.5%-Perzentilen) für vier verschiedene Szenarien relativ zum Referenzszenario ( $y=0$ ).

# Anhang C

## Tabellen

Tabelle C.1: Relative Abweichung der mittleren Temperaturänderung (ATR) von AERO2k, TRADEOFF, QUANTIFY und NASA vom Mittelwert aller vier Emissionskataster in %. Annahmen über Unsicherheiten entsprechend Grewe und Stenke (2008). Zusätzlich zur Unsicherheit in der Lebenszeit, im Strahlungantrieb und der Efficacy wird auch die Unsicherheit der Hintergrundkonzentration von Kohlendioxid und Methan berücksichtigt. Angegeben sind neben dem Median auch die 2.5, 25, 75 und 97.5%-Perzentilen.

	2.5%	25%	Median	75%	97.5%
AERO2k	-14.87	-13.83	-13.28	-12.77	-11.91
TRADEOFF	-2.98	-2.44	-2.12	-1.80	-1.14
QUANTIFY	2.54	2.34	-2.22	2.11	1.90
NASA	16.22	17.11	17.65	18.20	19.07

Tabelle C.2: Relative Abweichung der mittleren Temperaturänderung (ATR) von AERO2k, TRADEOFF, QUANTIFY und NASA vom Mittelwert aller vier Emissionskataster, aufgeteilt in die Beiträge der einzelnen Spezies in %. Annahmen über Unsicherheiten entsprechend Grewe und Stenke (2008). Angegeben sind neben dem Median auch die 2.5, 25, 75 und 97.5%-Perzentilen.

	Spezies	2.5%	25%	Median	75%	97.5%
AERO2k	H <sub>2</sub> O	-1.10	-0.89	-0.79	-0.69	-0.53
	O <sub>3</sub>	-6.33	-5.63	-5.22	-4.97	-4.51
	O <sub>3</sub> <sup>pm</sup>	-0.45	-0.40	-0.38	-0.36	-0.33
	CH <sub>4</sub>	-1.37	-1.21	-1.14	-1.07	-0.95
	KS-Zirrus	-6.56	-5.95	-5.66	-5.37	-4.89
	Total	-14.43	-13.66	-13.16	-12.80	-12.30
TRADEOFF	H <sub>2</sub> O	-1.47	-1.18	-1.04	-0.92	-0.70
	O <sub>3</sub>	-4.81	-4.49	-4.25	-3.60	-3.16
	O <sub>3</sub> <sup>pm</sup>	0.16	0.19	0.20	0.21	0.24
	CH <sub>4</sub>	0.51	0.57	0.61	0.65	0.73
	KS-Zirrus	1.73	1.90	2.00	2.11	2.32
	Total	-3.34	-2.82	-2.45	-1.87	-1.15
QUANTIFY	H <sub>2</sub> O	-0.61	-0.49	-0.43	-0.37	-0.28
	O <sub>3</sub>	-1.79	-1.67	-1.58	-0.68	-0.59
	O <sub>3</sub> <sup>pm</sup>	0.08	0.09	0.10	0.10	0.11
	CH <sub>4</sub>	0.24	0.27	0.29	0.30	0.34
	KS-Zirrus	-1.24	-1.12	-1.07	-1.01	-0.92
	Total	-2.92	-2.81	-2.75	-1.80	-1.63
NASA	H <sub>2</sub> O	1.52	1.99	2.26	2.55	3.16
	O <sub>3</sub>	9.12	10.17	10.79	11.33	12.16
	O <sub>3</sub> <sup>pm</sup>	0.07	0.08	0.08	0.09	0.09
	CH <sub>4</sub>	0.20	0.23	0.24	0.26	0.29
	KS-Zirrus	4.08	4.48	4.72	4.97	5.47
	Total	16.66	17.51	18.19	18.58	19.17

Tabelle C.3: Wie Tabelle C.2, aber mit der internen Monte-Carlo-Simulation berechnet.

	Spezies	2.5%	25%	Median	75%	97.5%
AERO2k	H <sub>2</sub> O	-1.13	-0.90	-0.80	-0.70	-0.53
	O <sub>3</sub>	-6.47	-5.81	-5.49	-5.18	-4.61
	O <sub>3</sub> <sup>pm</sup>	-0.53	-0.43	-0.38	-0.34	-0.27
	CH <sub>4</sub>	-1.61	-1.29	-1.15	-1.02	-0.80
	KS-Zirrus	-6.71	-6.01	-5.68	-5.38	-4.87
	Total	-15.40	-14.05	-13.44	-12.87	-11.93
TRADEOFF	H <sub>2</sub> O	-1.44	-1.16	-1.04	-0.91	-0.69
	O <sub>3</sub>	-4.37	-4.08	-3.92	-3.74	-3.39
	O <sub>3</sub> <sup>pm</sup>	0.14	0.18	0.21	0.23	0.28
	CH <sub>4</sub>	0.43	0.54	0.62	0.69	0.87
	KS-Zirrus	1.72	1.90	2.01	2.13	2.37
	Total	-2.87	-2.41	-2.14	-1.86	-1.28
QUANTIFY	H <sub>2</sub> O	-0.57	-0.46	-0.41	-0.36	-0.28
	O <sub>3</sub>	-1.33	-1.20	-1.12	-1.05	-0.91
	O <sub>3</sub> <sup>pm</sup>	0.07	0.09	0.10	0.11	0.13
	CH <sub>4</sub>	0.20	0.26	0.29	0.33	0.41
	KS-Zirrus	-1.26	-1.13	-1.07	-1.01	-0.92
	Total	-2.46	-2.33	-2.25	-2.17	-2.02
NASA	H <sub>2</sub> O	1.50	1.97	2.25	2.53	3.14
	O <sub>3</sub>	9.10	10.05	10.55	11.02	11.90
	O <sub>3</sub> <sup>pm</sup>	0.06	0.07	0.08	0.09	0.11
	CH <sub>4</sub>	0.17	0.22	0.24	0.27	0.34
	KS-Zirrus	4.06	4.49	4.75	5.02	5.60
	Total	16.54	17.37	17.84	18.33	19.34

Tabelle C.4: Wie Tabelle C.2, aber mit den Unsicherheitsannahmen von Lee et al. (2009).

	Spezies	2.5%	25%	Median	75%	97.5%
AERO2k	H <sub>2</sub> O	-4.87	-1.24	-0.55	-0.24	-0.47
	O <sub>3</sub>	-9.36	-7.17	-5.69	-4.21	-1.92
	O <sub>3</sub> <sup>pm</sup>	-0.52	-0.42	-0.38	-0.34	-0.23
	CH <sub>4</sub>	-1.21	-0.95	-0.84	-0.75	-0.52
	KS-Zirrus	-9.65	-6.64	-5.07	-3.63	-1.53
	Total	-16.52	-14.06	-13.03	-12.04	-10.00
TRADEOFF	H <sub>2</sub> O	-6.22	-1.63	-0.72	-0.31	-0.06
	O <sub>3</sub>	-7.13	-5.33	-4.22	-3.08	-1.43
	O <sub>3</sub> <sup>pm</sup>	0.12	0.18	0.20	0.23	0.28
	CH <sub>4</sub>	0.28	0.40	0.46	0.51	0.65
	KS-Zirrus	0.54	1.29	1.80	2.35	3.42
	Total	-7.88	-4.56	-3.00	-1.42	1.25
QUANTIFY	H <sub>2</sub> O	-2.51	-0.65	-0.29	-0.12	-0.02
	O <sub>3</sub>	-2.63	-1.84	-1.13	-0.74	-0.31
	O <sub>3</sub> <sup>pm</sup>	0.06	0.09	0.10	0.11	0.13
	CH <sub>4</sub>	0.13	0.19	0.21	0.24	0.30
	KS-Zirrus	-1.82	-1.25	-0.96	-0.69	-0.29
	Total	-4.33	-2.97	-2.57	-1.87	-1.23
NASA	H <sub>2</sub> O	0.13	0.67	1.56	3.52	13.51
	O <sub>3</sub>	3.88	8.35	11.29	14.14	18.13
	O <sub>3</sub> <sup>pm</sup>	0.05	0.07	0.08	0.09	0.11
	CH <sub>4</sub>	0.11	0.16	0.18	0.20	0.26
	KS-Zirrus	1.28	3.03	4.23	5.54	8.06
	Total	12.48	16.54	18.59	20.49	26.52

Tabelle C.5: Wie Tabelle C.1, aber mit zusätzlicher Variation des zeitlichen Verlaufs des Treibstoffverbrauches.

	2.5%	25%	Median	75%	97.5%
AERO2k	-16.01	-14.12	-13.34	-12.72	-11.75
TRADEOFF	4.15	3.06	-2.34	1.82	1.03
QUANTIFY	2.55	2.33	-2.18	1.95	1.26
NASA	15.82	17.04	17.89	18.98	20.80

Tabelle C.6: Änderung der mittleren Temperaturänderung (ATR) verschiedener Betriebspunkte der Route Hongkong-Taipeh (HKG-TPE), aufgeteilt in die Beiträge der einzelnen Spezies.

	Spezies	2.5%	25%	Median	75%	97.5%
MinFuel	CO <sub>2</sub>	-1.47	-0.95	-0.79	-0.67	-0.51
	H <sub>2</sub> O	0.08	0.12	0.15	0.19	0.32
	O <sub>3</sub>	-19.79	-16.43	-15.31	-14.39	-13.03
	O <sub>3</sub> <sup>pm</sup>	1.28	1.62	1.88	2.22	3.37
	CH <sub>4</sub>	3.56	4.73	5.64	6.82	10.73
	KS-Zirrus	1.24	1.62	1.90	2.29	3.56
	Total	-7.29	-6.54	-8.33	-5.51	-2.34
1%DOC	CO <sub>2</sub>	0.02	0.03	0.04	0.04	0.07
	H <sub>2</sub> O	-2.90	-1.78	-1.42	-1.14	-0.75
	O <sub>3</sub>	-21.89	-18.17	-16.94	-15.92	-14.41
	O <sub>3</sub> <sup>pm</sup>	0.76	0.99	1.16	1.38	2.11
	CH <sub>4</sub>	2.13	2.89	3.46	4.23	6.71
	KS-Zirrus	-3.87	-2.49	-2.07	-1.76	-1.35
	Total	-19.24	-16.64	-15.76	-15.09	-14.09
5%DOC	CO <sub>2</sub>	1.60	2.08	2.45	2.95	4.58
	H <sub>2</sub> O	-5.62	-3.46	-2.75	-2.21	-1.45
	O <sub>3</sub>	-49.55	-41.12	-38.33	-36.03	-32.62
	O <sub>3</sub> <sup>pm</sup>	1.93	2.49	2.91	3.46	5.30
	CH <sub>4</sub>	5.39	7.30	8.72	10.64	16.90
	KS-Zirrus	-46.46	-29.85	-24.79	-21.07	-16.22
	Total	-72.71	-56.72	-51.84	-48.16	-43.47
MinATR	CO <sub>2</sub>	4.71	6.14	7.22	8.69	13.51
	H <sub>2</sub> O	-5.90	-3.63	-2.88	-2.32	-1.52
	O <sub>3</sub>	-87.53	-72.65	-67.71	-63.65	-57.63
	O <sub>3</sub> <sup>pm</sup>	4.36	5.60	6.52	7.74	11.79
	CH <sub>4</sub>	12.16	16.38	19.55	23.78	37.62
	KS-Zirrus	-46.75	-30.04	-24.94	-21.20	-16.32
	Total	-75.07	-65.40	-62.23	-59.85	-56.43



# Abbildungsverzeichnis

2.1	Strahlungsantrieb der einzelnen Komponenten des weltweiten Luftverkehrs von 1850 bis 2005. Die Balken stellen eine beste Schätzung dar. Die angegebenen Fehlerbalken entsprechen dem 90%-Konfidenzintervall. In den Spalten stehen der Strahlungsantrieb in $W/m^2$ , die geografische Verteilung und der Grad des wissenschaftlichen Verständnis (Level of scientific understanding, LOSU). Aus Lee et al. (2009). . . . .	9
2.2	Schematische Darstellung der Ozonchemie (aus Grewe, 2009). . . . .	11
2.3	Schematische Darstellung der Abhängigkeit der Ozonproduktion von der $NO_x$ -Hintergrundkonzentration (aus Groß et al., 1998) . . . . .	12
3.1	Schematische Darstellung der Wirkungskette von den Emissionen bis zu den durch die Klimaänderung verursachten Schäden (nach Fuglestedt et al., 2003). Die Metrik stellt dabei den direkten Zusammenhang zwischen den Emissionen und der Klimawirkung dar. . . . .	18
3.2	Schematische Darstellung des 'stratospheric adjusted radiative forcings' nach Hansen et al. (1997). . . . .	21
3.3	Schematische Darstellung der Abhängigkeit des Ergebnisses von der Wahl des Zeithorizontes H für zwei unterschiedliche zeitliche Emissionsverläufe: Pulsmissionen und konstante Emissionen. Für a) Radiative Forcing, b) Absolute Global Warming Potential, c) Absolute Global Temperature Potential und d) Average Temperature Response. . . . .	22
3.4	Schematische Darstellung des unterschiedlichen Verlaufs von a) Strahlungsantriebes (RF) und b) Temperatur ( $\Delta T$ ) für zwei verschiedene Szenarien mit gleichem AGWP für H=100 a und gleichem GTP für einen Zeithorizont H=61 a. Szen1 entspricht einer starken Pulsemission während Szen2 einer geringeren konstanten Emission über den gesamten Zeitraum entspricht. . . . .	23
3.5	Schematische Darstellung des für die Klimabewertung neuer Flugzeugtechnologien verwendeten Emissionsverlaufs (a) und daraus resultierende Temperaturänderung durch Kohlendioxid und Ozon (b). . . . .	28
4.1	Schematische Darstellung der Funktionsweise von AirClim. . . . .	30

4.2	Position der Emissionsregionen für die idealisierten Szenarien für (a) Überschallverkehr und (b) Unterschallverkehr. Farblich hinterlegt sind AERO2k Flugzeugemissionen in kg/s. . . . .	31
5.1	Zeitlicher Verlauf des mit AirClim berechneten Strahlungsantriebs von Methan, langlebigem Ozonabbau ( $O_3^{pm}$ ), Ozonerhöhung ( $O_3^s$ ) und Gesamtozon ( $O_3^{net}$ ) durch konstante $NO_x$ -Emission. . . . .	40
5.2	Linearer Zusammenhang zwischen Kondensstreifenbedeckungsgrad mit optischer Dicke größer 0.02 und daraus resultierendem Strahlungsantrieb. . . . .	40
5.3	Relation zwischen der, mit der mittleren Wahrscheinlichkeit für das Erfüllen des Schmidt-Appleman-Kriterium gewichteten, Flugdichte ( $KFD$ ) und dem daraus resultierenden Bedeckungsgrad mit Kondensstreifen-Zirren für zwei verschiedene Eisübersättigungsfrequenzen (10-15% bzw. 20-25%). . . . .	41
5.4	Vergleich der Änderungen von a) Kondensstreifenbedeckung, b) Wasserdampfmischungsverhältnis und c) Ozonmischungsverhältnis durch globale Änderung der Flughöhen, berechnet mit dem komplexen Klima-Chemie-Modell E39CA (links) bzw. dem Klima-Response-Modell AirClim (rechts) (aus Fichter (2009)).	43
5.5	a) Zunahme der globalen Ozonmenge für eine $NO_x$ -Emissionserhöhung in einem einzelnen Flugniveau, normalisiert auf Emissionsänderung ( $Tg(O_3)/Tg(N)$ ) für AirClim und Köhler et al. (2008). b) wie a) aber für Lebenszeitänderung von Methan. . . . .	47
5.6	Höhenabhängigkeit des globalen Strahlungsantriebes aufgrund von Ozon ( $O_3$ ), Methan ( $CH_4$ ) und langlebigem Ozonabbau ( $O_3^{pm}$ ) für Köhler et al. (2008) (durchgezogen) und AirClim (gestrichelt). Die schwarze Linie repräsentiert den globalen Netto-Strahlungsantrieb aufgrund einer $NO_x$ -Emission. . . . .	48
5.7	Höhenabhängigkeit des globalen Strahlungsantriebes aufgrund von linienförmigen Kondensstreifen für Rädell und Shine (2008) (durchgezogen) und AirClim (gestrichelt). . . . .	48
7.1	Emissionsverteilung der unterschiedlichen Emissionskataster in Abhängigkeit von der geografischen Breite (a) und der Höhe (b). Normierter Treibstoffverbrauch von AERO2k, TRADEOFF, QUANTIFY und NASA pro Grad bzw. pro 1000 Fuß (305 m). . . . .	57
7.2	Häufigkeitsverteilungen in 1 mK Schritten einer mittleren Temperaturänderung (ATR) über 100 Jahre für vier verschiedene normierte Kataster: AERO2K, TRADEOFF, QUANTIFY und NASA, die aus einer Monte-Carlo-Simulation resultieren. . . . .	58
7.3	Zeitlicher Verlauf der Temperaturänderung zweier normierter Kataster für drei verschiedene Annahmen für die Stärke des Strahlungsantriebes von Ozon. . . . .	59

7.4	a) Erläuterung der dargestellten Fehlerbalken. b) Relative Differenz der mittleren Temperaturänderung (ATR) von AERO2k, TRADEOFF, QUANTIFY und NASA vom Mittelwert aller vier Emissionskataster. Annahmen über Unsicherheiten entsprechend Grewe und Stenke (2008). Dargestellt sind jeweils der Median sowie die 2.5, 25, 75 und 97.5% Perzentilen. Die entsprechenden Zahlenwerte sind in Tab. C.2 angegeben. . . . .	60
7.5	Relative Differenz der mittleren Temperaturänderung (ATR) von AERO2k, TRADEOFF, QUANTIFY und NASA vom Mittelwert aller vier Emissionskataster aufgeteilt in die Beiträge der einzelnen Spezies. Annahmen über Unsicherheiten entsprechen Grewe und Stenke (2008). Dargestellt sind jeweils der Median sowie die 2.5, 25, 75 und 97.5% Perzentilen. Die entsprechenden Zahlenwerte sind in Tab. C.2 angegeben. . . . .	61
7.6	Vergleich der relativen Differenz zwischen der externen (jeweils linker Balken) und der internen Monte-Carlo-Simulation (jeweils rechter Balken) aufgeteilt in die Beiträge der einzelnen Spezies. Dargestellt sind jeweils der Median sowie die 2.5, 25, 75 und 97.5% Perzentilen. Die entsprechenden Zahlenwerte sind in Tab. C.2 und C.3 angegeben. . . . .	62
7.7	Vergleich der relativen Differenz zwischen den Unsicherheitsannahmen von Grewe und Stenke (2008) (linke Balken) und Lee et al. (2009) (rechte Balken) aufgeteilt in die Beiträge der einzelnen Spezies. Dargestellt sind jeweils der Median sowie die 2.5, 25, 75 und 97.5% Perzentilen. Die entsprechenden Zahlenwerte sind in Tab. C.2 und C.4 angegeben. . . . .	64
7.8	Vergleich der relativen Differenz zwischen drei verschiedenen Unsicherheitsannahmen. Einmal ohne Berücksichtigung unterschiedlicher Hintergrundkonzentration (schwarz), einmal mit Berücksichtigung unterschiedlicher Hintergrundkonzentration (rot) und einmal mit Berücksichtigung unterschiedlicher Hintergrundkonzentrationen sowie unterschiedlicher zeitlicher Entwicklungen des Luftverkehrs (blau). Dargestellt sind jeweils der Median sowie die 2.5, 25, 75 und 97.5% Perzentilen. Die entsprechenden Zahlenwerte sind in Tab. C.2, C.1 und C.5 angegeben. . . . .	65
8.1	Mit AirClim berechnete 1-D-Klimafunktionen für die verschiedenen Spezies. Zur Veranschaulichung sind hier alle 1-D-Klimafunktionen auf Treibstoffverbrauch normiert dargestellt. Im Allgemeinen sind Ozon und Methan auf NO <sub>x</sub> -Emissionen normiert und Kondensstreifen (KS) auf geflogenen km. Der Größenvergleich der einzelnen Spezies gilt daher nur für Flugrouten mit ähnlichem Treibstoffverbrauch pro km (5.3 kg/km) und ähnlichem NO <sub>x</sub> -Emissionsindex (12.5 g/kg), sowie für den hier verwendeten Emissionsverlauf und die Breitenverteilung der Emission entsprechend AERO2k. . . . .	69
8.2	Schematische Darstellung der Aussage des Streudiagramms. . . . .	70

8.3	Beispiel für den Anteil qualitativ richtiger Ergebnisse unter der Bedingung, dass der mit der Klimafunktion berechnete Unterschied beider Flugrouten größer als $RF_{KF}$ ist. Zudem ist dargestellt welcher Anteil an Datenpunkten dafür verwendet werden kann. . . . .	71
8.4	Streudiagramm des Strahlungsantriebes von $NO_x$ -Emissionen berechnet mit AirClim (Abszisse) bzw. der mit AirClim berechneten 1-D-Klimafunktion (Ordinate). a) Vergleich zweier Flugrouten, die in unterschiedlichen Höhen aber im gleichen Breitenbereich liegen und b) Vergleich zweier Flugrouten, die sowohl in unterschiedlichen Höhen als auch in unterschiedlichen Breitenbereichen liegen. Die schwarz gestrichelten Linien stellen die Vertrauensschranken $S$ dar. Die rot gestrichelte Linie stellt die Regressionsgerade dar und der grau hinterlegte Bereich deren Unsicherheit. Angegeben sind zudem der Fehler $\epsilon$ , die Vertrauensschranke $S$ , der damit noch analysierbare Anteil $Q$ , der Korrelationskoeffizient $\beta$ sowie der Ordinatenabschnitt $a$ und die Steigung $m$ der Regressionsgeraden. . . . .	72
8.5	Wie Abb. 8.4, aber für den Strahlungsantrieb von Wasserdampfemissionen. . .	74
8.6	Wie Abb. 8.4, aber für den Strahlungsantrieb von linienförmigen Kondensstreifen. . .	74
8.7	Wie Abb. 8.4, aber für den Gesamtstrahlungsantrieb ohne die Berücksichtigung der Kondensstreifen-Zirren. . . . .	76
8.8	Wie Abb. 8.4, aber für den Strahlungsantrieb von Kondensstreifen-Zirren, wie sie in AirClim implementiert sind. . . . .	77
8.9	Wie Abb. 8.4, aber für den Gesamtstrahlungsantrieb inklusive Kondensstreifen-Zirren, wie sie in AirClim implementiert sind. . . . .	78
8.10	Wie Abb. 8.4, aber für den Gesamtstrahlungsantrieb inklusive Kondensstreifen-Zirren, wobei diese über eine Verstärkung der linienförmigen Kondensstreifen berechnet werden. a) Fünffacher und b) zehnfacher Beitrag der linienförmigen Kondensstreifen. Die untersuchten Flugrouten liegen in unterschiedlichen Höhen aber in der gleichen Region. . . . .	79
8.11	Anteil der Flüge, die mit einer Unsicherheit kleiner als 5% signifikant unterschieden werden können in Abhängigkeit von der Skalierung der linienförmigen Kondensstreifen für Flugrouten in unterschiedlichen Höhen aber gleichen Regionen. Das Dreieck zeigt zum Vergleich den signifikant unterscheidbaren Anteil für die direkte Berücksichtigung von Kondensstreifen-Zirren mit AirClim. . . . .	81
8.12	Streudiagramm zwischen 1-D-Klimafunktion von a) Köhler et al. (2008) für $NO_x$ -Emissionen bzw. b) Rädcl und Shine (2008) für linienförmige Kondensstreifen und der 1-D-Klimafunktion von AirClim. Die rot gestrichelte Linie stellt die Regressionsgerade dar, der grau hinterlegte Bereich deren Unsicherheit. . . . .	81
9.1	Schematische Darstellung des Prozessablaufs in der CATS-Modellkette. . . . .	87
9.2	Geografische Verteilung der Routen, die im Jahr 2006 mit Flugzeugen des Typs A330-200 geflogen wurden. . . . .	88

9.3	Höhenprofil für eine Anfangsflughöhe von 8230 m für die Route Sydney-Hongkong (SYD-HKG) mit einer Geschwindigkeit von Mach 0.5 bzw. 0.8 und für die Route Hongkong-Taipeh (HKG-TPE) mit einer Geschwindigkeit von Mach 0.5. . . . .	89
9.4	Zusammenhang von Betriebspunkt und a) Treibstoffverbrauch, b) NO <sub>x</sub> -Emission, c) Betriebskosten (DOC) und d) der Änderung der Gesamtklimawirkung relativ zum Referenzszenario für die Route Hongkong-Taipeh. . . . .	91
9.5	Änderung der Betriebskosten (DOC) relativ zur Verringerung der Temperaturänderung (ATR) für alle berechneten Betriebspunkte für die Route Hongkong-Taipeh (HKG-TPE). Dabei stellen die unterschiedlichen Symbole die unterschiedlichen Anfangsflughöhen zwischen 3962 und 12192 m dar. Ist entspricht 13000 bis 40000 Fuß in 1000 Fuß Schritten. Die durchgezogene Linie stellt die Paretofront dar. . . . .	92
9.6	Relative Differenz der mittleren Temperaturänderung (ATR) verschiedener Betriebspunkte der Route Hongkong-Taipeh (HKG-TPE) zum Referenzszenario, aufgeteilt in die Beiträge der einzelnen Spezies. Die dargestellten Fehlerbalken entsprechen den 2.5, 25, 75 und 97.5% Perzentilen. Die Zahlenwerte sind in Tabelle C.6 angegeben. . . . .	94
9.7	Mittlere Temperaturänderung (ATR) pro zurückgelegter Strecke für den Referenzbetriebspunkt verschiedener Routen. . . . .	95
9.8	Einspareffizienz (dATR/dDOC) in Abhängigkeit von der relativen Änderung der Betriebskosten (dDOC). Einmal für die gesamte Flotte bei gleicher maximaler Änderung der Betriebskosten für jede Route und einmal für die gesamte Flotte für eine Variation der effizientesten Routen zuerst. Als Vergleich sind zusätzlich die Einspareffizienzen für die Route Hongkong-Taipeh (HKG-TPE), sowie eine Route mit hoher Einspareffizienz (Mumbai-Sydney) und einer Route mit geringer Einspareffizienz (Manchester-London) dargestellt. Zur besseren Darstellung wurde die Einspareffizienz der Route mit hoher Einspareffizienz mit 0.1 multipliziert. . . . .	96
B.1	Schematische Darstellung der Unsicherheitsbereiche (2.5, 25, 50, 75 und 97.5%-Perzentilen) für vier verschiedene Szenarien relativ zum Referenzszenario (y=0). . . . .	108



# Tabellenverzeichnis

3.1	Zusammenfassung der Eigenschaften verschiedener Metriken. . . . .	19
3.2	Zusammenfassung passender Metriken für verschiedene Fragestellungen. Die absoluten und relativen Metriken sind jeweils zusammengefasst. . . . .	27
4.1	Normierte Emissionen (Mischungsverhältnis pro Zeit) der idealisierten Szenarien.	31
4.2	Koeffizienten der Greenfunktion zur Berechnung der CO <sub>2</sub> -Konzentration. Nach Hasselmann et al. (1997). . . . .	32
4.3	Verwendete Klimasensitivitätsparameter $\lambda$ [K/(Wm <sup>2</sup> )] und efficacies $r_{\text{eff}}$ (Ponater et al., 2006). . . . .	34
5.1	Global gemittelter Strahlungsantrieb in mW/m <sup>2</sup> für Kondensstreifen-Zirrus für den heutigen Luftverkehr und die Änderungsfaktoren des Strahlungsantriebes durch unterschiedliche Skalierungen der AERO2k Jahresemissionen berechnet mit E39 (Burkhardt und Kärcher, 2011) und AirClim 2.0. . . . .	44
5.2	Vergleich der Strahlungsantriebe von 2005 der einzelnen Spezies in mW/m <sup>2</sup> von AirClim und Lee et al. (2009), zusammen mit den in Lee et al. (2009) angegebenen Unsicherheiten. . . . .	45
6.1	Verwendete Unsicherheitsbereiche der einzelnen Spezies. Für den Strahlungsantrieb (RF) sind Faktoren zum Mittelwert angegeben und für die Klimasensitivität ( $\lambda$ ) die absoluten Minima und Maxima. . . . .	53
7.1	Überblick der Charakteristik der verschiedenen Emissionskataster. . . . .	56
8.1	Definierte Störungsschichten ('Perturbation level', PL) mit entsprechenden Höhen in km und mittlerem Druck in hPa (Standardatmosphäre). . . . .	68
8.2	Übersicht über die Anwendbarkeit von eindimensionalen Klimafunktionen für verschiedene Spezies und verschiedene Annahmen über die Flugrouten. Dabei bedeutet +, dass 1-D-Klimafunktionen gut geeignet sind, ~, dass sie bedingt geeignet sind und -, dass sie nicht geeignet sind, die Klimawirkung der einzelnen Spezies zu bewerten. . . . .	83
9.1	Übersicht der Anfangsflughöhe und Geschwindigkeit sowie Änderung der Klimawirkung (dATR) und der Betriebskosten (dDOC) für verschiedene Betriebspunkte der Route Hongkong-Taipeh (HKG-TPE). . . . .	93

C.1	Relative Abweichung der mittleren Temperaturänderung (ATR) von AERO2k, TRADEOFF, QUANTIFY und NASA vom Mittelwert aller vier Emissionskataster in %. Annahmen über Unsicherheiten entsprechend Grewe und Stenke (2008). Zusätzlich zur Unsicherheit in der Lebenszeit, im Strahlungsantrieb und der Efficacy wird auch die Unsicherheit der Hintergrundkonzentration von Kohlendioxid und Methan berücksichtigt. Angegeben sind neben dem Median auch die 2.5, 25, 75 und 97.5%-Perzentilen. . . . .	109
C.2	Relative Abweichung der mittleren Temperaturänderung (ATR) von AERO2k, TRADEOFF, QUANTIFY und NASA vom Mittelwert aller vier Emissionskataster, aufgeteilt in die Beiträge der einzelnen Spezies in %. Annahmen über Unsicherheiten entsprechend Grewe und Stenke (2008). Angegeben sind neben dem Median auch die 2.5, 25, 75 und 97.5%-Perzentilen. . . . .	110
C.3	Wie Tabelle C.2, aber mit der internen Monte-Carlo-Simulation berechnet. . . . .	111
C.4	Wie Tabelle C.2, aber mit den Unsicherheitsannahmen von Lee et al. (2009). . . . .	112
C.5	Wie Tabelle C.1, aber mit zusätzlicher Variation des zeitlichen Verlaufs des Treibstoffverbrauches. . . . .	112
C.6	Änderung der mittleren Temperaturänderung (ATR) verschiedener Betriebspunkte der Route Hongkong-Taipeh (HKG-TPE), aufgeteilt in die Beiträge der einzelnen Spezies. . . . .	113

# Literaturverzeichnis

- Airbus (2010), 'Airbus global market forecast 2010 - 2029'.
- Albrecht, B. (1989), 'Aerosols, cloud microphysics and fractional cloudiness.', *Science* **245**, 1227–1230.
- Appleman, H. (1953), 'The formation of exhaust condensation trails by the jet aircraft', *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* **34**, 14–20.
- Asselin, M. (1997), 'An introduction to aircraft performance', AIAA.
- Bachmann, A., Kunde, M., Litz, M. und Schreiber, A. (2010), 'Advances in generalization and decoupling of software parts in a scientific simulation workflow system', in '4th International Conference on Advanced Engineering Computing and Applications in Sciences (ADVCOMP)'.
- Balakrishnan, S., Roy, A., Ierapetritou, M. G., Flach, G. P. und Georgopoulos, P. G. (2005), 'A comparative assessment of efficient uncertainty analysis techniques for environmental fate and transport models: application to the FACT model', *Journal of Hydrology* **307**, 204–218.
- Baughcum, S. L., Tritz, T. G., Henderson, S. C. und Pickett, D. C. (1996), 'Scheduled Civil Aircraft Emission Inventories for 1992: Database Development and Analysis', NASA-CR-4700, National Aeronautics and Space Administration, Langley Research Center, Hampton, VA, USA. 196 pp.
- Borken-Kleefeld, J., Steller, H., De Ceuster, G., Vanhove, F., Eide, M., Endresen, O., Behrens, H., Lee, D., Owen, B., Meretei, T., Rypdal, K., Skeie, R. B., van Aardenne, J., Erhardt, G. und Sausen, R. (2010), 'QUANTIFY transport emission scenarios up to 2100', *Environmental Science and Technology*. In preparation.
- Boucher, O. und Reddy, M. (2008), 'Climate trade-off between black carbon and carbon dioxide emissions', *Energy Policy* **36**(1), 193 – 200.
- Brinkop, S. und Sausen, R. (1997), 'A Finite Difference Approximation for Convective Transports which Maintains Positive Tracer Concentrations.', *Beiträge zur Physik der Atmosphäre* **3**, 245 – 248.
- Brühl, C. und Crutzen, P. J. (1993), 'MPIC two-dimensional model', in M. Prather und E. Remsberg, eds, 'The atmospheric effects of stratospheric aircraft: Report of the 1992 models and measurement workshop', NASA Reference Publ. 1292, Washington, DC, pp. 703–706.

- Burkhardt, U. und Kärcher, B. (2009), 'Process-based simulation of contrail cirrus in a global climate model', *J. Geophys. Res.* **114**(D13), D16201.
- Burkhardt, U. und Kärcher, B. (2011), 'Global radiative forcing from contrail cirrus', *Nature Clim. Change* **1**, 54–58.
- Böhnke, D., Nagel, B. und Gollnick, V. (2010), 'An approach to multi-fidelity in conceptual aircraft design in distributed design environments', in 'IEEE Aerospace Conference'.
- CAEP (2008), 'FESG CAEP/8 Traffic and fleet forecast'. CAEP-SG/20082-IP/02.
- Cubasch, U., Hasselmann, K., Höck, H., Maier-Reimer, E., Mikolajewicz, U., Santer, B. D. und Sausen, R. (1992), 'Time-dependent greenhouse warming computations with a coupled ocean-atmosphere model', *Clim. Dyn.* **8**, 55–69.
- Dahlmann, K., Grewe, V., Ponater, M. und Matthes, S. (2011), 'Quantifying the contributions of individual NO<sub>x</sub> sources to the trend in ozone radiative forcing', *Atmos. Environ.* **45**(17), 2860 – 2868.
- Deidewig, F. (1998), 'Ermittlung der schadstoffemissionen im unter- und Überschallflug', Dissertation. DLR-Forschungsbericht 98-10.
- Egelhofer, R. (2008), 'Aircraft design driven by climate change', Dissertation, Technische Universität München.
- Ehhalt, D., Prather, M., Dentener, F., Derwendt, R., Dlugokencky, E., Holland, E., Isaksen, I., Katima, J., Kirchhoff, V., Matson, P., Midgley, P. und Wang, M. (2001), Atmospheric chemistry and greenhouse gases, in J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. van der Linden, X. Dai, K. Maskell und C. A. Johnson, eds, 'Climate Change 2001: The Scientific Basis - Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change', Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Ehhalt, D. und Rohrer, F. (1994), 'The impact of commercial aircraft on tropospheric ozone', in 'Proceeding of the 7th BOC Priestley Conference, 24-27 June, Lewisburg, Pennsylvania', USA.
- EU (2008), 'The 2°C target'. Information Reference Document.
- Eyers, C. J., Norman, P., Middel, J., Plohr, M., Michot, S., Atkinson, K. und Christou, R. A. (2004), 'AERO2K Global Aviation Emissions Inventories for 2002 and 2025', QinetiQ. Project report 04/01113.
- Fichter, C. (2009), 'Climate Impact of Air Traffic Emissions in Dependency of the Emission Location', Dissertation, Manchester Metropolitan University.
- Fichter, C., Marquart, S., Sausen, R. und Lee, D. S. (2005), 'The impact of cruise altitude on contrails and related radiative forcing', *Meteorol. Z.* **14**(4), 563–572.
- Fishman, J. und Crutzen, P. J. (1978), 'The origin of ozone in the troposphere', *Nature* **274**, 855–858.

- Fishman, J., Solomon, S. und Crutzen, P. J. (1979), 'Observational and theoretical evidence in support of tropospheric ozone', *Tellus* **31**, 432–446.
- Forster, P. M. d. F., Shine, K. P. und Stuber, N. (2006), 'It is premature to include non-CO<sub>2</sub> effects of aviation in emission trading schemes', *Atmos. Environ.* **40**(6), 1117 – 1121.
- Forster, P., Ramaswamy, V., Artaxo, P., Berntsen, T. K., Betts, R., Fahey, D. W., Haywood, J., Lean, J., Lowe, D. C., Myhre, G. und et al. (2007), Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing, in S. Solomon, M. D. Qin, D. and Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. Averyt, M. Tignor und H. Miller, eds, 'Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change', Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Foucart, Y. und Bonnel, B. (1980), 'Computations of solar heating of the earth's atmosphere - A new parameterization', *Beiträge zur Physik der Atmosphäre* **53**, 35–62.
- Frömming, C., Ponater, M., Burkhardt, U., Stenke, A., Pechtl, S. und Sausen, R. (2011), 'Sensitivity of contrail coverage and contrail radiative forcing to selected key parameters', *Atmos. Environ.* **45**(7), 1483 – 1490.
- Fuglestedt, J. S., Berntsen, T. K., Godal, O., Sausen, R., Shine, K. P. und Skodvin, T. (2003), 'Metrics of climate change: Assessing radiative forcing and emission indices', *Climatic Change* **58**, 267–331. 10.1023/A:1023905326842.
- Fuglestedt, J. S., Berntsen, T. K., Isaksen, I. S. A., Mao, H., Liang, X.-Z. und Wang, W.-C. (1999), 'Climatic forcing of nitrogen oxides through changes in tropospheric ozone and methane and global 3D model studies', *Atmos. Environ.* **33**, 961–977.
- Fuglestedt, J. S., Berntsen, T. K., Myhre, G., Rypdal, K. und Skeie, R. B. (2008), 'Climate forcing from the transport sectors', *PNAS* **105**, 454–458.
- Fuglestedt, J. S., Isaksen, I. S. A. und Wang, W.-C. (1996), 'Estimates of indirect global warming potentials for CH<sub>4</sub>, CO and NO<sub>x</sub>', *Climatic Change* **34**, 405–437. 10.1007/BF00139300.
- Fuglestedt, J. S., Shine, K. P., Berntsen, T. K., Cook, J., Lee, D. S., Stenke, A., Skeie, R. B., Velders, G. J. M. und Waitz, I. A. (2010), 'Transport impacts on atmosphere and climate: Metrics', *Atmos. Environ.* **44**(37), 4648 – 4677.
- Gauss, M., Myhre, G., Isaksen, I. S. A., Grewe, V., Pitari, G., Wild, O., Collins, W. J., Dentener, F. J., Ellingsen, K., Gohar, L. K. und et al. (2006), 'Radiative forcing since preindustrial times due to ozone changes in the troposphere and the lower stratosphere', *Atmos. Chem. and Phys.* **6**, 575–599.
- Gillett, N. P. und Matthews, H. D. (2010), 'Accounting for carbon cycle feedbacks in a comparison of the global warming effects of greenhouse gases', *Environ. Res. Lett.* **5**(3), 034011.
- Grewe, V. (2009), Impact of lightning on air chemistry and climate, in H. D. Betz, U. Schumann und P. Laroche, eds, 'Lightning: Principles, Instruments and Applications Review of Modern Lightning Research', Springer Verlag, pp. 524–551.

- Grewe, V., Dameris, M., Fichter, C. und Lee, D. (2002), 'Impact of aircraft NO<sub>x</sub> emissions. Part 2: Effects of lowering the flight altitude', *Meteorol. Z.* **11**(3), 197–205.
- Grewe, V., Dameris, M., Hein, R., Köhler, I. und Sausen, R. (1999), 'Impact of future subsonic aircraft NO<sub>x</sub> emissions on the atmospheric composition', *Geophys. Res. Lett.* **26**(1), 47–50.
- Grewe, V., Dameris, M., Hein, R., Sausen, R. und Steil, B. (2001), 'Future changes of the atmospheric composition and the impact of climate change', *Tellus B* **53**(2), 103–121.
- Grewe, V., Plohr, M., Cerino, G., Muzio, M. D., Y. Deremaux, M. G., de Saint Martin, P., Chaika, T., Hasselrot, A., Tengzelius, U. und Korovkin, V. D. (2010a), 'Estimates of the climate impact of future small-scale supersonic transport aircraft - results from the HISAC EU-project', *The Aeronautical Journal* **114**(1153).
- Grewe, V. und Stenke, A. (2008), 'AirClim: an efficient climate impact assessment tool', *Atmos. Chem. and Phys.* **8**, 4621–4639.
- Grewe, V., Stenke, A., Ponater, M., Sausen, R., Pitari, G., Iachetti, D., Rogers, H., Dessens, O., Pyle, J., Isaksen, I. S. A., Gulstad, L., Søvde, O. A., Marizy, C. und Pascuillo, E. (2007), 'Climate impact of supersonic air traffic: an approach to optimize a potential future supersonic fleet - results from the EU-project SCENIC', *Atmos. Chem. Phys.* **7**, 5129–5145.
- Grewe, V., Tsati, E. und Hoor, P. (2010b), 'On the attribution of contributions of atmospheric trace gases to emissions in atmospheric model applications', *Geosci. Model Dev.* **3**, 487–499.
- Groß, J.-U., Brühl, C. und Peter, T. (1998), 'Impact of aircraft emissions on tropospheric and stratospheric ozone. Part I: Chemistry and 2-D Model results', *Atmos. Environ.* **32**(18), 3152–3184.
- Hansen, J., Johnson, D., Lacis, A., Lebedeff, S., Lee, P., Rind, D. und Russell, G. (1981), 'Climate Impact of Increasing Atmospheric Carbon Dioxide', *Science* **213**, 957–966.
- Hansen, J., Sato, M. und Ruedy, R. (1997), 'Radiative forcing and climate response', *J. Geophys. Res.* **102**, 6831–6684.
- Hansen, J., Sato, M., Ruedy, R., Nazarenko, L., Lacis, A., Schmidt, G. A., Russell, G., Aleinov, I., Bauer, M., Bauer, S., Bell, N., Cairns, B., Canuto, V., Chandler, M., Cheng, Y., Genio, D. A., Faluvegi, G., Fleming, E., Friend, A., Hall, T., Jackman, C., Kelley, M., Kiang, N., Koch, D., Lean, J., Lerner, J., Lo, K., Menon, S., Miller, R., Minnis, P., Novakov, T., Oinas, V., Perlwitz, J., Perlwitz, J., Rind, D., Romanou, A., Shindell, D., Stone, P., Sun, S., Tausnev, N., Thresher, D., Wielicki, B., Wong, T., Yao, M. und Zhang, S. (2005), 'Efficacy of Climate Forcings', *Journal of Geophysical Research* **110**.
- Hasselmann, K., Hasselmann, S., Giering, R., Ocana, V. und Storch, H. V. (1997), 'Sensitivity Study of Optimal CO<sub>2</sub> Emission Paths Using a Simplified Structural Integrated Assessment Model (SIAM)', *Climatic Change* **37**, 345–386. 10.1023/A:1005339625015.

- Hein, R., Dameris, M., Schnadt, C., Land, C., Grewe, V., Köhler, I., Ponater, M., Sausen, R., Steil, B., Landgraf, J. und Brühl, C. (2001), 'Results of an interactively coupled atmospheric chemistry - general circulation mode: Comparison with observations', *Ann. Geophys.* **19**, 435–457.
- Heinze, W. (1994), 'Ein Beitrag zur quantitativen Analyse der technischen und wirtschaftlichen Auslegungsgrenzen verschiedener Flugzeugkonzepte für den Transport großer Nutzlasten', Dissertation, TU Braunschweig. ZLR-Forschungsbericht 94-01.
- Hendricks, J., Kärcher, B., Lohmann, U. und Ponater, M. (2005), 'Do aircraft black carbon emissions affect cirrus clouds on the global scale?', *Geophys. Res. Lett.* **321**, L12814.
- Hoor, P., Borken-Kleefeld, J., Caro, D., Dessens, O., Endresen, O., Gauss, M., Grewe, V., Hauglustaine, D., Isaksen, I. S. A., Jöckel, P. und et al. (2009), 'The impact of traffic emissions on atmospheric ozone and OH: results from QUANTIFY', *Atmos. Chem. Phys.* **9**, 3113–3136.
- Houghton, J. T., Jenkins, G. J. und Ephraums, J. J. e. (1990), 'Climate Change: the IPCC Scientific Assessment', Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- IPCC (1999), 'Aviation and the Global Atmosphere and a Special Report of IPCC Working Groups I and III. Intergovernmental Panel on Climate Change.', Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA.
- IPCC (2007), 'Climate Change 2007: The physical science basis', Cambridge University Press, New York, USA.
- Jaeglé, L., Jacob, D. J., Brune, W., Tan, D., Faloon, I. C., Weinheimer, A. J., Ridley, B. A., Campos, T. L. und Sachse, G. W. (1998), 'Sources of HO<sub>x</sub> and production of ozone in the upper troposphere over the United States', *Geophys. Res. Lett.* **25**(10), 1709–1712.
- Joshi, M., Shine, K., Ponater, M. und Stuber, N. (2003), 'A comparison of climate response to different radiative forcings in the general circulation models: toward an improved metric of climate change', *Clim. Dyn.* **20**, 843–854.
- Kiehl, J. T. und Trenberth, K. E. (1997), 'Earth's annual global mean energy budget', *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* **78**(2), 197–208.
- Koch, A., Nagel, B., Gollnick, V., Dahmann, K., Grewe, V., Kärcher, B. und Schumann, U. (2009), 'Integrated analysis and design environment for a climate compatible air transport system', in '9th AIAA Aviation Technology, Integration, and Operations (ATIO) Conference'. AIAA 2009-7050.
- Köhler, M. O., Rädcl, G., Dessens, O., Shine, K. P., Rogers, H. L., Wild, O. und Pyle, J. A. (2008), 'Impact of perturbations to nitrogen oxide emissions from global aviation', *J. Geophys. Res.* **113**(D11305), 4175.
- Kärcher, B., Möhler, O., DeMott, P. J., Precht, S. und Yu, F. (2007), 'Insights into the role of soot aerosols in cirrus cloud formation', *Atmos. Chem. Phys.* **7**, 4203–4227.
- Lacis, A., Wuebbles, D. J. und Logen, J. A. (1990), 'Radiative forcing of climate by changes in vertical distribution of ozone', *J. Geophys. Res.* **95**, 9971–9981.

- Land, C., Ponater, M., Sausen, R. und Roeckner, E. (1999), The ECHAM4.L39/DLR) atmosphere GCM - technical description and model climatology, DLR Forschungsbericht 1999-31, Köln. ISSN 1434-8454.
- Lee, D. S., Fahey, D. W., Forster, P. M., Newton, P. J., Wit, R. C. N., Lim, L. L., Owen, B. und Sausen, R. (2009), 'Aviation and global climate change in the 21st century', *Atmos. Environ.* **43**(22-23), 3520–3537.
- Lelieveld, J., Crutzen, P. J. und Dentener, F. J. (1998), 'Changing concentration, lifetime and climate forcing of atmospheric methane', *Tellus Series B Chemical and Physical Meteorology B* **50**, 128.
- Liebeck, R. H., Andrastek, D. A., Chau, J., Girvin, R., Lyon, R. and Rawdon, B. K., Scott, P. W. und Wright, R. A. (1995), 'Advances in subsonic airplane design and economic studies', in 'NASA CR 195443'.
- Lim, L. und Lee, D. (2006), 'Quantifying the effects of aviation on radiative forcing and temperature with a climate response model', in 'Proceedings of the TAC-Conference', Oxford, UK.
- Lin, X., Trainer, M. und Liu, S. C. (1988), 'On the nonlinearity of the tropospheric ozone production', *J. Geophys. Res.* **93**(D12), 15879–15888.
- Linke, F. (2008), Trajectory Calculation Module (Teil I: VNAV) - Entwicklung eines Simulink-Moduls zur Vorhersage realer Flugzeugtrajektorien, Technischer bericht, DLR-Interner Bericht.
- Lohmann, U. und Feichter, J. (2005), 'Global indirect aerosol effects: a review', *Atmos. Chem. Phys.* **5**, 715–737.
- Mahashabde, A., Wolfe, P., Ashok, A., Dorbian, C., He, Q., Fan, A., Lukachko, S., Mozdzanowska, A., Wollersheim, C., Barrett, S. R., Locke, M. und Waitz, I. A. (2011), 'Assessing the environmental impacts of aircraft noise and emissions', *Progress in Aerospace Sciences* **47**(1), 15 – 52.
- Maier-Reimer, E. und Hasselmann, K. (1987), 'Transport and storage of CO<sub>2</sub> in the ocean - an inorganic ocean-circulation carbon cycle model', *Clim. Dyn.* **2**, 63–90.
- Marais, K., Lukachko, S. P., Jun, M., Mahashabde, A. und Waitz, I. A. (2008), 'Assessing the impact of aviation on climate', *Meteorol. Z.* **17**, 157–172(16).
- Marquart, S., Ponater, M., Mager, F. und Sausen, R. (2003), 'Future development of contrail cover, optical depth, and radiative forcing: Impacts of increasing air traffic and climate change', *Journal of Climate* **16**(17), 2890–2904.
- Meerkötter, R., Schumann, U., Doelling, D. R., Minnis, P., Nakajima, T. und Tsushima, Y. (1999), 'Radiative forcing by contrails', *Ann. Geophys.* **17**, 1080–1094.
- Metropolis, M. und Ulam, S. (1949), 'The Monte Carlo Method', *Journal of the American Statistical Association* **44**(247).

- Meyer, R., Mannstein, H., Meerkötter, R., Schumann, U. und Wendling, P. (2002), 'Regional radiative forcing by line-shaped contrails derived from satellite data', *J. Geophys. Res.* **107**, D10.
- Minnis, P., Schumann, U., Doelling, D., Gierens, K. und Fahey, D. (1999), 'Global distribution of contrail radiative forcing', *Geophys. Res. Lett.* **26**(13), 1853–1856.
- Minnis, P., Young, D. F., Garber, D. P., Nguyen, L., Smith, W. L. und Palikonda, R. (1998), 'Transformation of contrails into cirrus during SUCCESS', *Geophys. Res. Lett.* **25**(8), 1157–1160.
- Morcrette, J.-J. (1989), Description of the radiation scheme in the ECMWF model, in 'Technical Memorandum', Vol. 165, ECMWF, Reading.
- Nakicenovic, N., Alcamo, J., Davis, G., de Vries, B., Fenhann, J., Gaffin, S., Gregory, K., Grubler, A., Jung, T. Y., Kram, T., La Rovere, E. L., Michaelis, L., Mori, S., Morita, T., Pepper, W., Pitcher, H. M., Price, L., Riahi, K., Roehrl, A., Rogner, H.-H., Sankovski, A., Schlesinger, M., Shukla, P., Smith, S. J., Swart, R., van Rooijen, S., Victor, N. und Dadi, Z. (2000), 'Special Report on Emissions Scenarios : a special report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change', Cambridge University Press, New York, NY (US).
- Obermaier, K. (2007), Evaluierung der mit ECHAM4.L39(DLR)/ATTILA simulierten Wasserdampfverteilung im UT/LS-Bereich anhand von Beobachtungsdaten, Diplomarbeit, Ludwigs-Maximilians-Universität München.
- O'Neill, B. C. (2000), 'The jury is still out on global warming potentials', *Climatic Change* **44**, 427–443.
- Penner, J., Andreae, M., Annegarn, H., Barrie, L., Feichter, J., Hegg, D., Jayaraman, A., Leaitch, R., Murphy, D., Nganga, J. und Pitariet, G. (2001), Aerosols, their direct and indirect effects, in J. Houghton und et al. (eds.), eds, 'Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change', Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Pitari, G., Mancini, E. und Bregman, A. (2002), 'Climate forcing of subsonic aviation: Indirect role of sulfate particles via heterogeneous chemistry', *Geophys. Res. Lett.* **29**(22), 2057.
- Ponater, M., Pechtl, S., Sausen, R., Schumann, U. und Hüttig, G. (2006), 'Potential of the cryo-plane technology to reduce aircraft climate impact: A state-of-the-art assessment', *Atmos. Environ.* .
- Prather, M. J. (1996), 'Time scales in atmospheric chemistry: Theory, GWPs for CH<sub>4</sub> and CO, and runaway growth', *Geophys. Res. Lett.* **23**, 2597–2600.
- Rädel, G. und Shine, K. P. (2008), 'Radiative forcing by persistent contrails and its dependence on cruise altitudes', *J. Geophys. Res.* **113**, D07105.
- Ramanathan, V. (1987), 'The role of earth radiation budget studies in climate and general', *J. Geophys. Res.* **92**, 4075–4096.

- Ramaswamy, V., Boucher, O., Haigh, J., Hauglustaine, D., Haywood, J., Myhre, G., Nakajima, T., Shi, G. Y., Solomon, S., Betts, R. und et al. (2001), Radiative forcing of climate change, in F. Joos und J. Srinivasan, eds, 'Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change', Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Reithmeier, C. und Sausen, R. (2002), 'ATTILA: Atmospheric Tracer Transport in a Lagrangian Model', *Tellus (B)* **54**, 278–299.
- Roeckner, E., Arpe, K., Bengtsson, L., Brinkop, S., Dümenil, L., Esch, M., Kirk, E., Lunkeit, F., Ponater, M., Rockel, B., Sausen, R., Schlese, R., Schubert, S. und Windelband, M. (1992), Simulation of the present-day climate with ECHAM model: Impact of model physics and resolution, Report No. 93, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg.
- Roeckner, E., Arpe, K., Bengtsson, L., Christoph, L., Claussen, M., Dümenil, L., Esch, M., Giorgetta, M., Schlese, U. und Schulzweida, U. (1996), The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of present-day climate, Report No. 218, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg.
- Rotmans, J. und Den Elzen, M. G. J. (1992), 'A model-based approach to the calculation of global warming potentials (GWP)', *International Journal of Climatology* **12**(8), 865–874.
- Ruijgrok, G. J. J. und Van Paassen, D. M. (2006), 'Elements of aircraft pollution', Delftse University Press, Netherlands.
- Sausen, R., Gierens, K., Ponater, M. und Schumann, U. (1998), 'A diagnostic study of the global distribution of contrails part i: Present day climate', *Theoretical and Applied Climatology* **61**, 127–141. 10.1007/s007040050058.
- Sausen, R., Isaksen, I., Hauglustaine, D., Grewe, V., Lee, D. S., Myhre, G., Köhler, M. O., Pitari, G., Schumann, U., Stordal, F. und Zerefos, C. (2005), 'Aviation radiative forcing in 2000: An update on IPCC (1999)', *Meteorol. Z.* **14**, 555 – 561.
- Sausen, R. und Schumann, U. (2000), 'Estimates of the climate response to aircraft CO<sub>2</sub> and NO<sub>x</sub> emissions scenarios', *Clim. Change* **44**(1-2), 27–58.
- Schmidt, E. (1941), 'Die Entstehung von Eisnebel aus den Auspuffgasen von Flugmotoren', Vol. 44 of *Schriften der Deutschen Akademie der Luftfahrtforschung*, Oldenbourg, R., Munich, Germany, pp. 1–15.
- Schumann, U. (1996), 'On conditions for contrail formation from aircraft exhausts', *Meteorol. Z.* **5**, 4–23.
- Schumann, U. (2000), 'Influence of propulsion efficiency on contrail formation', *Aerosp. Sci. Technol.* **4**, 391–401(11).
- Schwartz, E. und Kroo, I. M. (2009), 'Aircraft design: Trading cost and climate impact', in '47th AIAA Aerospace Science Meeting Including the new horizons forum and aerospace exposition', Orlando, Florida.

- Schwartz, E. und Kroo, I. M. (2011), 'Metric for comparing lifetime averaged climate impact of aircraft', *AIAA Journal* **49-8**.
- Shine, K. (2009), 'The global warming potential - the need for an interdisciplinary retrieval', *Climatic Change* **96**, 467–472. 10.1007/s10584-009-9647-6.
- Shine, K., Fuglestvedt, J. S., Hailemariam, K. und Stuber, N. (2005), 'Alternatives to the global warming potential for comparing climate impacts of emissions of greenhouse gases', *Climatic Change* **68**, 281–302. 10.1007/s10584-005-1146-9.
- Smith, S. J. und Wigley, M. L. (2000), 'Global warming potentials: 1. climatic implications of emissions reductions', *Climatic Change* **44**, 445–457. 10.1023/A:1005584914078.
- Søvde, O. A., Hoyle, C. R., Myhre, G. und Isaksen, I. S. A. (2011), 'The HNO<sub>3</sub> forming branch of the HO<sub>2</sub> + NO reaction: pre-industrial-to-present trends in atmospheric species and radiative forcings', *Atmos. Chem. Phys.* **11**(17), 8929–8943.
- Steil, B. (1999), 'Modellierung der Chemie der globalen Strato- und Troposphäre mit einem dreidimensionalen Zirkulationsmodell', Dissertation, Institut für Meteorologie, Universität Hamburg.
- Steil, B., Dameris, M., Brühl, C., Crutzen, P. J., Grewe, V., Ponater, M. und Sausen, R. (1998), 'Development of a chemistry module for GCMs: First results of a multiannual integration', *Ann. Geophys.* **16**, 205–288.
- Stenke, A. (2005), 'Stratosphärischer Wasserdampf in einem gekoppelten Klima-Chemie-Modell: Simulation, Trends und Bedeutung für die Ozonchemie', Dissertation, LMU.
- Stenke, A., Grewe, V. und Ponater, M. (2008), 'Lagrangian transport of water vapor and cloud water in the ECHAM4 GCM and its impact on the cold bias', *Clim. Dyn.* **31**, 491–506.
- Stevenson, D. S., Dentener, F. J., Schultz, M. G., Ellingsen, K., van Noije, T. P. C., Wild, O., Zeng, M., Amann, G., Atherton, C. S., Bell, N. und et al. (2006), 'Multimodel ensemble simulations of present-day and near-future tropospheric ozone', *J. Geophys. Res.* **111**, D08301.
- Stevenson, D. S., Doherty, R. M., Sanderson, M. G., Collins, W. J., Johnson, C. E. und Derwent, R. G. (2004), 'Radiative forcing from aircraft NO<sub>x</sub> emissions: Mechanisms and seasonal dependence', *J. Geophys. Res.* **109**, D17307.
- Stordal, F., Myhre, G., Stordal, E. J. G., Rossow, W. B., Lee, D. S., Arlander, D. W. und Svendby, T. (2005), 'Is there a trend in cirrus cloud cover due to aircraft traffic?', *Atmos. Chem. Phys.* **5**(8), 2155–2162.
- Stuber, N., Sausen, R. und Ponater, M. (2001), 'Stratospheric adjusted radiative forcing calculations in a comprehensive climate model', *Theor. Appl. Climatol.* **68**, 125–135.
- Svensson, F., Hasselrot, A. und Moldanova, J. (2004), 'Reduced environmental impact by lowered cruise altitude for liquid hydrogen-fuelled aircraft', *Aerosp. Sci. Technol.* **8**(4), 307 – 320.

- Tol, R. S. J., Berntsen, T. K., O'Neill, B. C., Fuglestvedt, J. S., Shine, K. P., Balkanski, Y. und Makra, L. (2008), Metrics for aggregating the climate effect of different emissions: A unifying framework, Papers WP257, Economic and Social Research Institute (ESRI).
- Twomey, S. (1977), 'The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds', *J. Atmos. Sci.* **34**, 1149–1152.
- Wild, O., Prather, M. J. und Akimoto, H. (2001), 'Indirect long-term global radiative cooling from emissions', *Geophys. Res. Lett.* **28**(9).
- WMO (1992), 'Scientific Assessment of Ozone Depletion, 1991. Global Ozone Research and Monitoring Project Report No. 37', World Meteorological Organization (WMO), Geneva.
- Wuebbles, D., Forster, P., Rogers, H. und Herman, R. (2010), 'Issues and Uncertainties Affecting Metrics for Aviation Impacts on Climate', *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* **91**, 491–496.
- Zerefos, C. S., Eleftheratos, K., Balis, D. S., Zanis, P., Tselioudis, G. und Meleti, C. (2003), 'Evidence of impact of aviation on cirrus cloud formation', *Atmos. Chem. Phys.* **3**(5), 1633–1644.

# Danksagung

An dieser Stelle möchte ich all denen danken, die in besonderem Maße zum Gelingen dieser Doktorarbeit beigetragen haben.

Ich danke meinem Doktorvater Herrn Prof. Dr. Robert Sausen für die Möglichkeit diese Doktorarbeit am Institut für Physik der Atmosphäre auf diesem interessanten Themengebiet anfertigen zu können sowie für viele hilfreiche Anregungen. Ebenso danke ich Herrn Prof. Dr. Bernhard Mayer für die Übernahme des Zweitgutachtens dieser Doktorarbeit.

Ein ganz herzliches Dankeschön an Dr. Volker Grewe für die optimale Betreuung dieser Arbeit, für die Bereitstellung der Basisversion von AirClim sowie für viele wertvolle Anregungen.

Ein besonderer Dank gilt auch Christine Frömming für die Berechnung der Emissions-Response-Funktionen für den Unterschallverkehr und Ulrike Burkhardt für die Unterstützung bei der Implementierung der Kondensstreifen-Zirren in AirClim. Zudem danke ich allen Kollegen, die zum erfolgreichen Aufbau der CATS-Modellkette beigetragen haben. Vor allem Alexander Koch und Benjamin Lührs, die einen Großteil der Simulationsarbeit übernommen haben.

Zudem möchte ich allen Kollegen der Abteilung 1 des Instituts für Physik der Atmosphäre am DLR für die nette Arbeitsatmosphäre danken. Ein besonderer Dank gilt meiner Zimmerkollegin Dr. Sigrun Matthes, die durch kritische Anmerkungen und hilfreiche Diskussionen zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen hat.

Ein ganz besonderer Dank gilt meiner Familie und meinem Mann Ingo, die mich immer unterstützen und an mich geglaubt haben und wenn nötig für Ablenkung gesorgt haben.