

Globale Verkehrsemissionen in der freien Troposphäre und unteren Stratosphäre und ihre Klimawirkung

Ulrich Schumann

Abstract

Traffic emits various trace gases and particles and thus contributes to changes in the composition of the atmosphere with consequences for the global climate. The largest climate impact comes from changes in the chemical composition of the atmosphere and of cloudiness. This article describes the contributions of global traffic to the composition change of the atmosphere and the resultant radiative forcing, which drives climate change in the long term. First some important terms and some basic aspects are described briefly. Then aviation emissions are summarized as an example. Finally some results from recent studies on climate impact of different traffic modes are reported. The largest climate impact from traffic is caused by global road traffic. The second largest contribution comes from aviation. Ships cause presently a climate cooling.

Kurzfassung

Der Verkehr trägt durch Emissionen von Spurengasen und Partikeln zur Veränderung der Zusammensetzung der Atmosphäre bei und beeinflusst dadurch das globale Klima. Die größte Klimawirkung stammt dabei von Veränderungen der chemischen Zusammensetzung der Atmosphäre und der Bewölkung. Dieser Aufsatz beschreibt die Beiträge des globalen Verkehrs zur Änderung der Zusammensetzung der Atmosphäre und die dadurch bewirkten Strahlungsantriebe, die langfristig das Klima beeinflussen. Zunächst werden einige Begriffe und Grundlagen erläutert, danach werden exemplarisch die Emissionen des Luftverkehrs zusammengefasst und schließlich werden einige neue vergleichende Studien zu den Klimawirkungen der verschiedenen Verkehrssektoren berichtet. Die größte Klimawirkung aller Verkehrssektoren verursacht der globale Straßenverkehr. Der Luftverkehr liefert den zweitgrößten Beitrag. Die Schifffahrt verursacht gegenwärtig eine Klimakühlung.

1. Einleitung

Der Transport von Personen und Gütern ist für viele Aspekte unseres Lebens auf der Erde nützlich und notwendig. Mit dem Verkehr sind Emissionen von Spurengasen und Aerosolen verbunden, die zur Änderung der Zusammensetzung der freien Troposphäre und der unteren Stratosphäre beitragen und die Bewölkung verändern. Dadurch hat der Verkehr Auswirkungen auf die Luftqualität und das Klima.

Nachdem in der Vergangenheit der Straßenverkehr eher national im Hinblick auf Luftqualität (und Lärm) betrachtet wurde und im Hinblick auf das globale Klima [1] vorwiegend der Luftverkehr im Blickpunkt des Interesses stand, wird neuerdings auch der globale Verkehr am Boden (Straßenverkehr, Bahnverkehr, Schiffsverkehr) genauer betrachtet.

Grundlage dieses Beitrages sind Ergebnisse der Forschung am Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR) im Hinblick auf die Emissionen von Luftfahrt, Bahn, und Straßenverkehr in nationalen und europäischen Projekten, wie die der europäischen Projekte TRADEOFF, QUANTIFY und der HGF-Nachwuchswissenschaftlergruppe SeaKLIM. Grundlage sind zudem langjährige Forschungsarbeiten zur Luftchemie in der Atmosphäre, u. a. im Zusammenhang mit Blitz-induzierten Stickoxiden.

2. Grundlagen

2.1 Troposphäre, Stratosphäre und Tropopause

Die *Troposphäre* ist die relativ gut durchmischte unterste Atmosphärenschicht vom Boden bis etwa 10 km Höhe (in den Tropen bis ca. 17 km Höhe), siehe Bild 1. Sie umfasst etwa 75 bis 80 % der Atmosphärenmasse. In ihr finden die wichtigsten Wetterprozesse statt (Wolkenbildung, Niederschlag usw.).

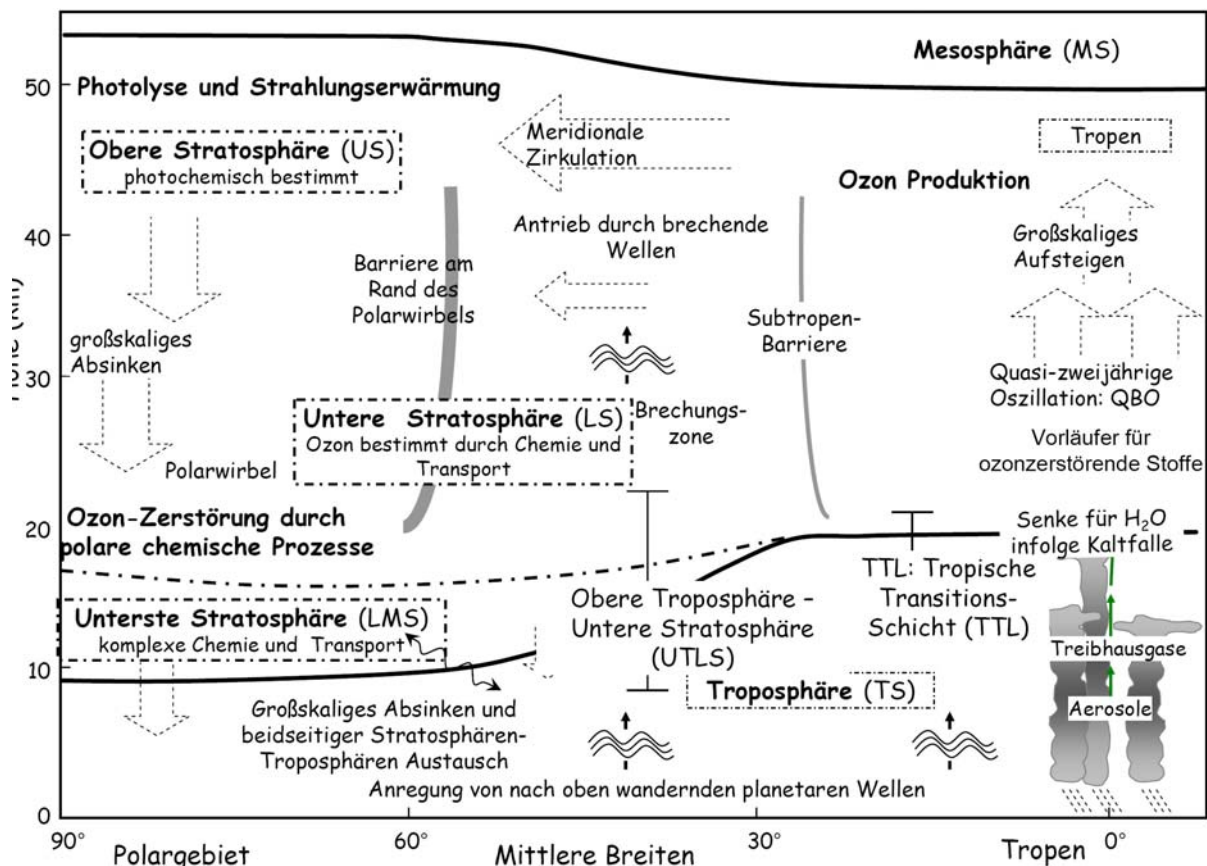


Bild 1: Troposphäre und Stratosphäre mit den darin ablaufenden Transporten und chemischen Umwandlungen (erweitert, nach Eyring et al. [2])

An der Erdoberfläche ist es im Mittel etwa 15°C warm (in Deutschland 8°C). In der *Troposphäre* nimmt die Temperatur in mittleren Breiten im Mittel um etwa 6.5 K/km ab. Darüber liegt die stabil geschichtete *Stratosphäre*. Sie enthält den größten Teil des Ozons, das alles Leben auf der Erde vor der UV-Strahlung der Sonne schützt. Die Grenzfläche zwischen Troposphäre und Stratosphäre bezeichnet man als *Tropopause*. Sie wird in der Meteorologie mit einem bestimmten Wert (-2 K/km) der Temperaturänderung mit der Höhe definiert. Die Höhe der Tropopause variiert sehr stark

mit dem Wetter. Über Hochdruckgebieten ist die Tropopause in der Regel höher als über Tiefdruckgebieten. An der Tropopause ist es typischerweise -55°C kalt. In den Tropen kennt man zudem eine *tropische Übergangsschicht* (Tropical transition layer, TTL) mit allmählichem Übergang der Ozonkonzentration vom troposphärischen auf den stratosphärischen Wert aufgrund hochreichender Konvektion in den Tropen und aufgrund von horizontalen Austauschprozessen mit den Extratropen.

In der Stratosphäre ist es infolge der Absorption von solarer und terrestrischer Strahlung durch Ozon und andere Gase wärmer als man aufgrund der Höhe sonst erwarten würde. Die Stratosphäre reicht bis zur sogenannten *Stratopause* in etwa 50 km Höhe (1 Pa Luftdruck). Die Mesosphäre oberhalb der Stratosphäre enthält nur noch 0.1 % der Atmosphärenmasse. Man unterteilt die Stratosphäre in die unterste, untere und obere Stratosphäre. Die *unterste Stratosphäre* gibt es nur in den Extratropen. Sie reicht von der Tropopause bis zur Isotherme der tropischen Tropopause. Darüber liegt die *untere Stratosphäre* (bis etwa 10 hPa oder 30 km Höhe). Das Ozon in diesem Höhenbereich wird sowohl durch Transport als auch Chemie bestimmt. Darüber liegt die *obere Stratosphäre*, wo Transport eine vergleichsweise geringere Rolle spielt und die Ozonkonzentration sich lokal entsprechend der dort vergleichsweise schnellen Photochemie mit einem starken Tagesgang einstellt.

2.2 Die Treibhauseffekte

Das Klimasystem Erde erhält seine Energie von der Sonne [3]. Im Jahres- und Tagesmittelwert beträgt der Energiefluss S durch *Solarstrahlung* am Außenrand der Erdatmosphäre im Mittel über die Erde 342 W/m^2 . Davon werden im Mittel, entsprechend der Albedo α von Erde und Wolken, etwa 31 % in den Weltraum zurückreflektiert. Im Klimagleichgewicht stellt sich auf der Erde ein Temperaturfeld so ein, dass die eingehende Strahlung gleich der ausgehenden Strahlung ist, die *Strahlungsbilanz der Erde* also ausgeglichen ist. Dazu wird die von der Sonne auf der Erdoberfläche oder in der Erdatmosphäre absorbierte Energie letztlich als *terrestrische Strahlung* im Infraroten in den Weltraum wieder abgegeben. Nach dem Stefan-Boltzmann-Gesetz stellt sich die effektive Strahlungstemperatur T der Erde also so ein, dass

$$(1 - \alpha)S = \sigma T^4.$$

Mit $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ errechnet sich so eine Strahlungstemperatur von $T = 254 \text{ K}$ (ca. -19°C). Auf der Erdoberfläche ist es im Mittel ca. 15°C warm, oder 288 K. Die Differenz zwischen der mittleren Temperatur und der Strahlungstemperatur geht auf den *natürlichen Treibhauseffekt* zurück, vor allem infolge von Wolken und Treibhausgasen in der Atmosphäre. Der Treibhauseffekt bewirkt eine Erwärmung unterhalb der Höhe, in der die Treibhausgase wirken, und eine Abkühlung darüber. Insbesondere erwartet man bei einer Zunahme von Treibhausgasen eine Erwärmung am Erdboden und eine Abkühlung der Stratosphäre.

Wolken können die Erde kühlen oder wärmen. Niedrige Wolken wirken meist kühlend auf die Erdoberfläche durch die Reflektion von Sonnenlicht. Hohe Wolken wärmen meist, vor allem wenn sie kälter sind als die mittlere Strahlungstemperatur der Erde und daher weniger in den Weltraum emittieren als die unbewölkte Erde. Wasserdampf (H_2O) absorbiert und streut sehr wenig Sonnenlicht aber ist ein starker Absorber für die von der Erde ausgehende Wärmestrahlung. Daher ist Wasserdampf das wichtigste *natürliche Treibhausgas*.

Das wichtigste *anthropogene Treibhausgas* ist Kohlendioxid (CO_2). Es stammt vorwiegend aus der Verbrennung fossiler Treibstoffe. Das Kyoto-Protokoll begrenzt die Emissionen der Treibhausgase CO_2 , Methan (CH_4), Lachgas (N_2O), Schwefelhexafluorid (SF_6), teilhalogenierte Fluorkohlenwasserstoffe (HFC), und perfluorierte Kohlenwasserstoffe (PFC). Ein weiteres wichtiges Treibhausgas ist Ozon (O_3). Auch Ruß kann zur Erwärmung beitragen.

Treibhausgase absorbieren einen Teil der terrestrischen Strahlung von der Erdoberfläche und emittieren davon nur einen Teil in den Weltraum. Treibhausgase sind umso wirksamer, je kälter ihre Umgebung ist und je weniger andere Absorber für Infrarotstrahlung sich über ihnen befinden. Ozon und Wasserdampf sind z.B. besonderes wirksame Treibhausgase in der Nähe der kalten Tropopause.

Durch die Emission von Gasen und Partikeln und durch Änderungen an der Erdoberfläche verändert der Mensch die Strahlungsbilanz der Erde (die von der Sonne zur Erde gelangende Solarstrahlung und die von der Erde in den Weltraum ausgehende terrestrische Strahlung) und verursacht so einen *anthropogenen Treibhauseffekt*. Neben natürlichen Störungen verursacht dies eine Änderung des Klimas auf der Erde.

2.3 Strahlungsantrieb

Das Klima der Erdatmosphäre ändert sich derzeit global und regional stärker als je seit der letzten Eiszeit. Der Stand der Forschung zum globalen Klimawandel ist am umfassendsten und am aktuellsten im Vierten Sachstandsbericht des Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) beschrieben [1].

Die Änderungen in den Treibhausgasen und anderen klimawirksamen Änderungen seit 1750 führen zu einer nicht unerheblichen Änderung der Summe aus einfallender und abgehender Energie im System Erde-Atmosphäre, dem sogenannten zusätzlichen Strahlungsantrieb. Der *Strahlungsantrieb* (SA; Radiative Forcing, RF) ist ein einfaches Maß für die Erwärmungsrate infolge einer Störung im Klimasystem. Der Strahlungsantrieb ist die Veränderung in der vertikalen Nettoeinstrahlung (Einstrahlung minus Ausstrahlung; ausgedrückt in Watt pro Quadratmeter: W/m^2) an der Tropopause aufgrund einer Veränderung eines äußeren Antriebs des Klimasystems, wie z.B. eine Veränderung in der Konzentration von CO_2 oder der Sonnenstrahlung. Es ist üblich, die Werte im jährlichen und globalen Mittel für den Strahlungsantrieb für die heutige Zeit, bezogen auf vorindustrielle Werte im Jahr 1750, zu definieren. Ein positiver Antrieb führt tendenziell zur Erwärmung der Erdoberfläche während ein negativer Antrieb tendenziell zu einer Abkühlung führt.

Der Strahlungsantrieb berücksichtigt nicht die vielfältigen Rückwirkungen im Klimasystem, z.B. durch Änderung der Luftfeuchte und Bewölkung bei einer Erwärmung. Dafür kann er mit vergleichsweise einfachen Methoden berechnet werden. Bei der Berechnung des Strahlungsantriebs werden alle troposphärischen Eigenschaften konstant gehalten; die stratosphärischen Temperaturen werden an das neue strahlungsdynamische Gleichgewicht angepasst. Wie das Klima auf eine Störung reagiert, muss mit einem komplexen Klimamodell berechnet werden. Auf eine konstante Störung passt sich das Klima erst nach vielen Jahrzehnten an. In diesem neuen Klima

wäre die mittlere globale Temperatur an der Erdoberfläche für ein konstantes RF von 1 W/m^2 etwa um 0.8 (0.5 - 1.2) $^\circ\text{C}$ höher.

Die Konzentration wichtiger Treibhausgase ist heute so hoch wie nie zuvor in den letzten 650000 Jahren. Die globalen atmosphärischen Konzentrationen von Kohlendioxid, Methan und Lachgas sind als Folge menschlicher Aktivitäten seit 1750 markant gestiegen und übertreffen heute die aus Eisbohrkernen über viele Jahrtausende bestimmten vorindustriellen Werte bei Weitem. Die globale atmosphärische Kohlendioxidkonzentration ist von einem vorindustriellen Wert von etwa $280 \text{ }\mu\text{mol/mol}$ (ppm) auf $379 \text{ }\mu\text{mol/mol}$ im Jahre 2005 angestiegen [1].

Der Strahlungsantrieb infolge der seit 1750 durch menschliche Aktivitäten verursachten Änderungen im Klimasystem setzt sich aus einer Vielzahl von Beiträgen zusammen. Der größte Strahlungsantrieb stammt von anthropogenen Kohlendioxid (CO_2 : $1.66 \pm 0.17 \text{ W/m}^2$), gefolgt von Methan (CH_4 : 0.48 W/m^2), den Halocarbonen (HFC: 0.34 W/m^2) und Lachgas (N_2O : 0.16 W/m^2). Die Zunahme des troposphärischen Ozons infolge von Emissionen von Stickoxiden (NO_x), Kohlenmonoxid (CO) und diversen Kohlenwasserstoffen hat zu einer Erwärmung (O_3 : 0.35 W/m^2 , $0.25 - 0.65 \text{ W/m}^2$) beigetragen, die fast so groß ist, wie die durch Methan. Die bekannten Strahlungsantriebe enthalten zum Teil noch erhebliche Unsicherheiten. So ist insbesondere die kühlende Wirkung von Partikeln durch Veränderung der Bewölkung ($-0.7 \pm \text{ W/m}^2$; $-1.8 - -0.3 \text{ W/m}^2$) nur ungenau bekannt. Im Gegensatz zu früheren Bewertungen ist man aber inzwischen überzeugt, dass die Summe aller Klimaantriebe positiv ist: 1.6 ($0.6 - 2.4$) W/m^2 .

2.4 Konzentration und Mischungsverhältnisse in der Atmosphäre

Die Änderung der Konzentration $[X]$ eines Stoffes (also die Masse des Stoffes je Volumeneinheit) in der Atmosphäre mit der Zeit t hängt ab von seinen Quellen E , dem Volumen V über das sich die Emissionen verteilen und von Senken S .

$$\frac{d[X]}{dt} = \frac{E}{V} - S, \quad S = \frac{[X]}{\tau}.$$

Die Quelle E ist gegeben durch die globale Emissionsrate pro Zeiteinheit. Die Senken S kann man näherungsweise beschreiben als Konzentration geteilt durch die Lebensdauer oder Verweilzeit τ . Die Verweilzeit einer Luftbeimengung beschreibt die Zeit, in der die Konzentration einer Spezies bei Abwesenheit von Quellen um den Faktor $1/e$ abklingt ($e = 2.718$, Basis des natürlichen Logarithmus). (Das Konzept unterstellt einen linearen Abklingprozess wie bei der Radioaktivität. In der Praxis gibt es je nach Prozess verschiedene Verweilzeiten). Im stationären Gleichgewicht ist also

$$[X] = \frac{E\tau}{V}.$$

Die Konzentration $[X]$ ist also um so größer, je größer die Emissionsrate E , je kleiner das Volumen V , und je größer die Verweilzeit τ . Zu einem bestimmten Zeitpunkt t ergibt sich die Konzentration des emittierten Gases in der Atmosphäre infolge Luftverkehrs als Integral über die Jahre der Emissionen aus der globalen Luftfahrt in der Vergangenheit minus den Senken.

In der Atmosphärenchemie und im Umwelt- und Klimaschutz werden eine Reihe verschiedener Maßgrößen für die Zusammensetzung der Luft benutzt. Üblich sind Kon-

zentrationen (Masse/Volume) und Mischungsverhältnisse (Menge eines Stoffes im Verhältnis zur Gesamtmenge Luft mit allen Bestandteilen). Das Mischungsverhältnis kann sich auf verschiedene Eigenschaften der beteiligten Stoffe beziehen: auf die Masse, oder auf das Volumen, die Zahl der Mole oder Zahl der Moleküle. In einem idealen Gas ergeben die drei letzten Varianten gleiche Werte. Wir sprechen daher von Massenmischungsverhältnissen oder Volumenmischungsverhältnissen. Ohne nähere Erläuterung bezieht sich der Begriff „Mischungsverhältnis“ auf die beteiligten Volumina.

Tabelle 1 erläutert verschiedene Messgrößen zur Bezeichnung von Mengen eines Stoffes in einem Volumen (Konzentration) oder in einem Gemisch (Mischungsverhältnis) und ihre Umrechnung. Das Mol (Einheitenzeichen: mol) ist die vom Standard-Institute (SI), analog unserem DIN, festgelegte Basiseinheit der Stoffmenge.

Tabelle 1. Messgrößen für Zusammensetzung der Luft.

Sym- bol	Einheit	Erläuterung	Berechnung	Wert von Luft bei p = 1013.3 hPa, T = 288 K
m_i	1, mol/mol	Molares Mischungsverhältnis (volume or molar mixing ratio)	= Zahl der Moleküle i / Gesamtzahl der Molekü- le	1 mol/mol
c	1, g/g	Massenmischungsverhältnis (mass mixing ratio)	= Masse eines Stoffes i /Gesamtmasse = $m_i (M_i / M_{air})$	1 g/g
n_i	1/cm ³	Konzentration, Anzahldicke (concentration, number densi- ty)	= Zahl der Moleküle i je Volumeneinheit = $m_i p / (R T)$	$n_{air} = (p N_A) / (R T)$ = 2.55×10^{19} cm ⁻³
ρ_i	kg/m ³	Dichte, Massenkonzentration (density, mass concentration)	= Masse der Moleküle i je Volumeneinheit = $m_i (M_i / M_{air}) \rho_{air}$	$\rho_i = p M_{air} / (R T) =$ 1.2 kg/m ³
p_i	Pa	Partialdruck (partial pressure)	= $m_i p$	1013.3 hPa
M_i	g/mol	Molekulargewicht		$M_{air} = 29$ g/mol
N_A	mol ⁻¹	Avogadrosche Zahl	$N_A = 6.02 \times 10^{23}$ Molekü- le/mol	-
R	J/(K mol)	Universelle Gaskonstante	$R = 8.314$ J/(K mol)	-

Häufig wird die Menge eines Gases in der Luft in ppm (millionstel Teilen) oder ppb (milliardstel Teilen) angegeben. Wir vermeiden diese Angaben, da sie keine Standard-Einheiten sind und zu Missverständnissen führen können (Billion hat unterschiedliche Bedeutung im Deutschen, Englischen und Amerikanischen) und nur mit weiteren Zusätzen bezüglich Volumen- oder Massen-Mischungsverhältnissen eindeutig sind. Statt ppm (ppb) verwenden wir μ mol/mol (nmol/mol) oder μ g/g (ng/g), wenn es sich um molare (oder Massen-) Mischungsverhältnisse handelt (Tabelle 2).

Tabelle 2: SI-Einheiten und alte Bezeichnungen.

	Standard		Alt
μ g/g	μ mol/mol	ppm, ppmm	ppmv
ng/g	nmol/mol	ppb	ppbv
Tg		Mio Tonnen	Mt
a		Jahr	

2.5 Verweilzeiten oder Lebensdauer von Gasen und Partikeln

Die Verweilzeit von CO₂ in der Atmosphäre hat keinen festen Wert, da eine Vielzahl von Prozessen mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten den Abbau von CO₂ aus der Atmosphäre bewirkt. Die Aufnahme von CO₂ in Form von Holz in Wäldern oder als Kohlensäure in den oberen Ozeanschichten oder in Form von unlöslichen Karbonaten am Boden der Ozeane erfolgt mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten.

Tabelle 3: Volumenmischungsverhältnisse und Verweilzeiten wichtiger Spurengase (2005).

Spezies	Obere Troposphäre 8-12 km Höhe		Untere Stratosphäre 10-17 km Höhe	
	Mischungsverhältnis	Verweilzeit	Mischungsverhältnis	Verweilzeit
CO ₂ , Kohlendioxid	379 µmol/mol	30-300 Jahre	376 µmol/mol	40-300 Jahre
H ₂ O, Wasserdampf	10-200 µmol/mol	2-20 Tage	3-20 µmol/mol	0.5 – 12 Monate
NO _x (NO, NO ₂), reaktive Stickoxide	5-300 pmol/mol	1-7 Tage	100 – 1000 pmol/mol	10-20 Tage
NO _y (NO _x , NO ₃ , HNO ₃ , 2 N ₂ O ₅ , HNO ₂ , u.a.), Stickoxide	0.5-1.5 nmol/mol	10-20 Tage	1-10 nmol/mol	0.5 – 10 Monate
SO ₂ , Schwefeldioxid	30 – 150 pmol/mol	1-20 Tage	20 – 100 pmol/mol	0.5-2 Monate
CH ₄ , Methan	1770 nmol/mol	8 – 12 Jahre	<1800 nmol/mol	>8 Jahre
CO, Kohlenmonoxid	100 nmol/mol	2 Monate	50 nmol/mol	> 2 Monate
O ₃ , Ozon	20-100 nmol/mol	1 h – 1 Monat	0.1-10 µmol/mol	Tage - Monate
OH, Hydroxylradikal	0.015 pmol/mol	s - min	0.02 - 300 pmol/mol	min
N ₂ O, Lachgas, Distickoxid	0.32 µmol/mol	120 Jahre	<0.32 µmol/mol	120 Jahre

Durch eine Erwärmung kann die Aufnahme von CO₂ in der Vegetation infolge rascheren Wachstums zunächst gesteigert werden, nimmt bei hohen Temperaturen aber wieder ab. Insbesondere bei Trockenheit nimmt die Aufnahme von CO₂ in der Vegetation stark ab. Für die Klimawirksamkeit von CO₂ ist langfristig dessen Aufnahme im Ozean maßgeblich. Dessen Aufnahmefähigkeit nimmt mit steigender Temperatur ab. Bei einem Klimaszenario, bei dem alle verfügbaren fossilen Brennstoffe auf dieser Erde in den nächsten 300 Jahren verbrannt werden, würde es ca. 9°C wärmer, und von einer heute emittierten Masse an CO₂ würden selbst nach 3000 Jahren noch mehr als 24 % in der Atmosphäre verbleiben [1, 4].

Insbesondere bei Trockenheit nimmt die Aufnahme von CO₂ in der Vegetation stark ab. Für die Klimawirksamkeit von CO₂ ist langfristig dessen Aufnahme im Ozean maßgeblich. Dessen Aufnahmefähigkeit nimmt mit steigender Temperatur ab. Bei einem Klimaszenario, bei dem alle verfügbaren fossilen Brennstoffe auf dieser Erde in den nächsten 300 Jahren verbrannt werden, würde es nicht nur ca. 9°C wärmer, sondern von einer heute emittierten Masse an CO₂ würden selbst nach 3000 Jahren noch mehr als 24 % in der Atmosphäre verbleiben [1, 4].

Tabelle 3 stellt typische Volumenmischungsverhältnisse und Verweilzeiten (Lebensdauern) von für die Klimawirkung des Luftverkehrs wesentlichen Spurengasen zusammen. Die Werte sind als Richtschnur zu sehen. Im Einzelfall können die tatsächlichen Werte stark davon abweichen.

Die hierbei verwendeten Präfixe sind in Tabelle 4 definiert:

Tabelle 4: Präfixe von Einheiten.

Präfix	Bezeichnung	Faktor	Präfix	Bezeichnung	Faktor
f	Femto	10^{-15}	k	Kilo	10^3
p	Piko	10^{-12}	M	Mega	10^6
n	Nano	10^{-9}	G	Giga	10^9
μ	Mikro	10^{-6}	T	Tera	10^{12}
m	Milli	10^{-3}	P	Peta	10^{15}

2.6 Stickoxide steuern Ozonbildung in der freien Troposphäre und unteren Stratosphäre

Stickoxide ($\text{NO}_x = \text{NO}$ und NO_2) aus Verbrennungsprozessen beeinflussen die Photochemie der Atmosphäre. Daneben tragen auch Kohlenmonoxid und die unverbrannten Kohlenwasserstoffe zur Chemie der Atmosphäre bei. Bei Verbrennungsprozessen wird u.a. Stickstoffmonoxid NO gebildet. Nach Verlassen der Quelle (Triebwerk, Motor etc.) reagiert das NO teilweise mit O_3 aus der Umgebung zu NO_2 . Umgekehrt wird NO_2 durch Sonnenlicht photolysiert und NO und O_3 gebildet. Dabei ändert sich innerhalb von Minuten das Mischungsverhältnis von NO und NO_2 , während die Zahl der NO_x -Moleküle kaum verändert wird. Bei einem anfänglichen Überschuss von NO im Abgas wird O_3 abgebaut (Titration durch Reaktion von O_3 mit NO). Dies ist ein einmaliger Vorgang und nicht vergleichbar mit der späteren Ozonbildung durch Photokatalyse. Ein Teil der Stickoxide reagiert mit Hydroxylradikalen (HO_x) in der Umgebungsluft und bildet allmählich gasförmige salpetrige Säure (HNO_2), Salpetersäure (HNO_3) und andere reaktive Stickstoffverbindungen (in der Summe mit NO_y bezeichnet). Ein Teil der Salpetersäuregase lagert sich an Eispartikel an und geht in Tropfen in Lösung und kann daher letztlich mit dem Niederschlag aus der Atmosphäre ausgewaschen werden.

Stickoxide verstärken die Oxidationsfähigkeit der Atmosphäre und beeinflussen so neben der Bildung oder Zerstörung von Ozon auch den Abbau von Methan. Sie wirken dabei zumeist als Katalysator, werden also weder verbraucht noch gebildet. Ein NO_x -Molekül kann zur Bildung oder Zerstörung vieler Ozonmoleküle führen. Die Wirkung der NO_x -Emissionen ist stark von der Strahlung, der Ozonkonzentration, und anderen Umgebungsbedingungen abhängig. Grundsätzlich haben Stickoxidemissionen in der freien Troposphäre meist eine Ozonproduktion zur Folge.

Die Ozonbildung erfolgt in der freien Troposphäre (fernab starker Luftverschmutzung wie in Stadtgebieten etc.) und in der unteren Stratosphäre zu einem großen Teil als Nebenprodukt bei der Oxidation von Kohlenmonoxid (CO). Die Erzeugungsrate von Ozon wird limitiert durch die Reaktionsraten von NO mit HO_2 . Für eine konstante Konzentration von Hydroxylradikalen wächst die Reaktionsrate (bei geringer NO_x -Konzentration) demnach linear mit der Konzentration von CO und NO an. Für große NO -Konzentrationen begrenzen Reaktionen zwischen OH -Radikalen und von OH mit HNO_3 die OH -Konzentration und vermindern dadurch die Ozon-Produktion. Die

Ozonerzeugung hängt zudem von der Umgebungskonzentration von O₃, CO, H₂O, HO_x und anderen Hydroxyl-Vorläufer-Gasen ab [5, 6]. Messungen, die wir im Rahmen von Projekten mit unserem Forschungsflugzeug Falcon durchgeführt haben, zeigen NO_x-Konzentrationen in der freien Troposphäre die zumeist < 100 nmol/mol sind [7]. Daher wird dort die Ozon-Produktionsrate vom verfügbaren NO_x bestimmt. Die Troposphäre in nördlichen mittleren Breiten ist aufgrund größerer anthropogener Quellen deutlich stärker verschmutzt als auf der Südhemisphäre [7].

3. Emissionen und ihre grundsätzlichen Wirkungen, am Beispiel des Luftverkehrs

3.1 Emissionen des Luftverkehrs

Tabelle 5 listet, am Beispiel von Luftverkehr [8], die wichtigsten Emissionen und ihre grundsätzlichen Wirkungen [9].

Tabelle 5: Von Flugzeugen emittierte oder verursachte Gase, Partikel und Wolken, und deren möglichen Wirkungen.

Spezies	Symbol	Mögliche Wirkung
Aus der Verbrennung von Kerosin:		
Kohlendioxid	CO ₂	Treibhausgas
Wasserdampf	H ₂ O	Auslöser von Kondensstreifen und Zirren, geringer Beitrag als Treibhausgas
Schwefeldioxid	SO ₂	Vorläufer für Schwefelsäure (H ₂ SO ₄), geringer Beitrag zu saurem Regen
Bildung in der Brennkammer:		
Stickoxide (Stickstoffmonoxid und Stickstoffdioxid)	NO _x (NO und NO ₂)	Photochemie, Luftqualität (beeinflusst Ozon, Hydroxylradikale (OH und HO ₂), Methan u.a.)
Kohlenmonoxid	CO	Photochemie, Luftqualität (vorwiegend im Umfeld von Flughäfen)
Unverbrannte Kohlenwasserstoffe	HC	Photochemie, Luftqualität (vorwiegend im Umfeld von Flughäfen)
Ruß (Partikel aus schwarzem und organischem Kohlenstoff)	Soot, BC Black carbon: BC Organic carbon: OC	Geringer direkter Treibhauseffekt. Wolkenbildung, soot-cirrus, Feinstaub im Umfeld von Flughäfen, Sichtbarkeit.
Andere Gase	OH, SO ₃ , H ₂ SO ₄ , HNO ₂ , HNO ₃	Photochemie, Partikelbildung, Smog
Bildung am oder nach Triebwerksaustritt:		
Partikel: Chemikalien, volatile Partikel aus Schwefelsäure und kondensierbare organische Gasen, Abrieb (u.a. Metall), Öltropfen		Partikelbildung, Beeinflussung der Wolken
Kondensstreifen (Eiskristalle, anfangs auch kleine Wassertropfen)		Sichtbarkeit, contrail-cirrus, Treibhauseffekt

flugzeuginduzierte Bewölkung	Aircraft-induced (AIC): contrail-cirrus (SC)	clouds contrail, contrail-soot-cirrus	Treibhauseffekt, Niederschlag
Folge von Luftchemie:			
Ozon	O ₃		Im Bereich der Tropopause: Treibhausgas; in der Stratosphäre: UV-Absorber, in Bodennähe: Luftqualität
Methan	CH ₄		Treibhausgas (wird vom Luftverkehr abgebaut, dadurch negatives RF)

3.2 Beiträge des Luftverkehrs zur Freisetzung von Spurenstoffen in der Atmosphäre

Tabelle 6 fasst die mittleren Emissionsindizes der zivilen Luftfahrtflotte im Reiseflug zusammen, also die Masse von emittierten Gasen oder Anzahl von Partikeln pro Masse verbrannten Treibstoffs [10, 11].

Tabelle 6: Mittlere Emissionsindizes für den globalen Luftverkehr in g/kg (Masse an emittierten Gasen oder Partikeln pro Masse verbranntem Treibstoff) und geschätzter Unsicherheitsbereich.

CO ₂	H ₂ O	NO _x	SO ₂	HC	CO	Ruß
3160	1240	14	0.8	0.4	3	0.025
(3100-3220)	(1210-1250)	(12-16)	(0.2-1)	(0.1-0.6)	(2-3)	(0.01-0.05)

Tabelle 7 vergleicht die pro Jahr vom Luftverkehr emittierten Massen verschiedener Abgas-Komponenten mit denen aus anderen charakteristischen Emissionsquellen. Die emittierten Massen aus dem Luftverkehr sind durchweg sehr viel kleiner als diejenigen aus anderen Quellen am Boden. Wasserdampf, Stickoxide, Ruß, Schwefeldioxid und manche der Kohlenwasserstoffe werden rasch in andere Stoffe umgewandelt, am Boden deponiert oder mit dem Niederschlag ausgewaschen und gelangen daher nur zu einem sehr kleinen Anteil in die obere Troposphäre, während der Luftverkehr direkt in diese empfindliche Schicht emittiert. Dadurch haben, bezogen auf die gleiche Menge, die Emissionen des Luftverkehrs eine relativ größere Auswirkung auf die oberen Schichten der Atmosphäre als die anderen Quellen am Boden. Für Stickoxide, Schwefelverbindungen und Wasser gibt es natürliche Quellen in der Stratosphäre und im Vergleich zu diesen ist der Beitrag des Luftverkehrs nicht unerheblich. Für Schwefelverbindungen gilt dies zumindest für Zeiten ohne starke Vulkanausbrüche. Der Beitrag des Luftverkehrs zu den Emissionen von Kohlenmonoxid und den meisten Kohlenwasserstoffen (insbesondere zu Methan) ist aufgrund der relativ großen Verweildauer und großen Quellen am Boden gering.

Man erkennt vor allem, dass die Beiträge der Emissionen von Stickoxiden, Wasserdampf, Partikeln und Kohlendioxid für Veränderungen der Atmosphäre wesentlich sind. Die genauen Prozesse und Auswirkungen werden im Folgenden diskutiert.

Tabelle 7: Globaler Verbrauch des Treibstoffs Kerosin, mittlere Emissionsindizes (Masse an Emission pro Einheitsmasse verbranntem Treibstoff, für die globale Luftfahrtflotte) und globale Emissionsraten des Luftverkehrs im Jahr 2004.

Spezies	Emissionsindex, g/kg, (Bereich)	Emissionsrate (2004) in Tg/a	Vergleichbare Emissionsrate, Tg/a	Vergleichbare Emissionsquelle	Relativer Beitrag des Luftverkehrs
Kerosin		Ca. 200	3817 280 1320	Gesamte Erdölproduktion [12] Globaler Schiffsverkehr Globaler Straßenverkehr	5-6 %
CO ₂	3160	630	26500 865	Gesamte anthropogene CO ₂ Emissionen [13] Anthropogene Quelle in Deutschland, 2004 (davon energiebedingt etwa 800)	2.4 %
H ₂ O	1240	246	45 525000	Methan Oxidation in der Stratosphäre Verdampfung von H ₂ O an der Erdoberfläche	0.05 %
NO _x	13	2.6	0.7-2 17±10 170±20 1.5	Stratosphärische Quellen Blitze Gesamte atmosphärische anthropogene Quelle Energiebedingte Quelle in Deutschland, 2004	7-8 %
Ruß	0.025	0.004 (AERO2K)	12	Verbrennung von fossilen Treibstoffen und Biomasse	0.03 %
SO ₂	0.8	0.16	130 20-100 5.4, 8.0 0.5	Gesamte Quelle aus Verbrennung fossiler Treibstoffe Natürliche Quellen Nicht-eruptive, eruptive Vulkane Energiebedingte Quelle in Deutschland, 2004	0.3 % 10-14 %
CO	3	0.5	2800 4	Gesamte anthropogene Quellen Energiebedingte Quelle in Deutschland, 2004	
HC	0.4	0.06	90 1.3	Gesamte anthropogene Quellen Energiebedingte Quelle in Deutschland 2004	

3.3 Vergleich der Luftfahrt mit anderen globalen NO_x-Quellen

Flugzeuge emittieren derzeit global etwa 2.6 Tg/a Stickstoffdioxid (NO₂) entsprechend 0.8 Tg/a Stickstoff (N) [Massenverhältnis NO₂/N = 46/14]. Im Vergleich zu den Stickoxid-Emissionen des weltweiten Verkehrs beträgt der Anteil des Luftverkehrs 6 - 7 %. Weitere Emissionen entstammen Industrie und Hausbrand am Boden, mikrobi-schen Prozessen im Boden, Blitzen in Gewittern und der N₂O-Photolyse in der Stra-

tosphäre, siehe Tabelle 8. Insgesamt gelangen ca. 75 Tg Stickstoff (N) pro Jahr in die Atmosphäre; etwa 85 % davon aus anthropogenen Quellen.

Tabelle 8: Globale Stickoxidquellstärken (in Masseneinheiten von Stickstoff, N).

Quelle	Stickoxidquellstärken, Tg/a	Relativer Anteil, %	Referenz
Luftverkehr	0.8 (0.7-1)	1	[10]
Schifffahrt	4 (3-6)	5	[14]
Straßenverkehr	8 (5-11)	11	[14]
Aus sonstiger Verbrennung fossiler Treibstoffe	33 (29-37)	44	[15]
Biomasse-Verbrennung	14 (4-24)	19	[16]
Mikrobische Quellen in Böden	10 (4-16)	13	[16]
Zersetzung von Lachgas in der Stratosphäre	0.2 (0.1-1)	0.3	[16]
Blitze	5 (2-8)	7	[17]
Summe	75	100	
Zum Vergleich energiebedingte, anthropogene Stickoxidquellen in Deutschland, 2005	0.45		[18]

3.4 Der Strahlungsantrieb infolge der Emissionen des Luftverkehrs

Der Luftverkehr hat zum gesamten bisherigen anthropogenen Strahlungsantrieb von etwa 1.6 W/m^2 etwa 3 % beigetragen. Unter Einbezug der bekannten Unsicherheiten kann der bisherige Luftfahrt-Anteil am gesamten Strahlungsantrieb und der bisherigen globalen Erwärmung zwischen 2 und 8 % betragen. Diese Ergebnisse beruhen im Wesentlichen auf komplexen Modellrechnungen, die nur teilweise experimentell überprüft werden konnten. Teilaspekte, wie die Veränderung der Ozon- und Methankonzentration durch Stickoxide sowie die Veränderung der Bewölkung durch Kondensstreifen und Ruß, sind bisher nicht genau quantifizierbar. Dies erklärt die noch erheblichen Unsicherheiten. Die größte Unsicherheit stammt von der bisher nicht genau bekannten Wirkung von Kondensstreifen-Zirren und der Wirkung von Partikeln aus den Triebwerken (Ruß, Tröpfchen aus Schwefelsäure und organischen Säuren, Chemi-Ionen) auf die natürliche Bewölkung. Es gibt Anzeichen, dass diese die Eigenschaften der Bewölkung deutlich verändern und dadurch eine zusätzliche Erwärmung bewirken [9].

Tabelle 9: Strahlungsantrieb (Radiative Forcing, RF) infolge Luftfahrt [mW/m^2] für das Jahr 2000 nach *Sausen et al.* [19](2005) mit eigenen Schätzungen für die Bandbreite auf der Basis von IPCC [1, 20].

Spezies	RF, mW/m^2 (1 $\text{mW} = 0.001 \text{ W}$)								Summe (ohne Zirrus)
	CO ₂	O ₃	CH ₄	H ₂ O	Direkt Sulfat	Direkt Ruß	Kondensstreifen	Zirren	
Wert	25	22	-10	2	-3.5	2.5	10	10 – 80	48
Geschätzte Bandbreite	20 – 30	12 – 32	-20 – -5	0 – 4	-1 – -5	0 – 5	3 – 30		

Tabelle 9 fasst die Beiträge des globalen Luftverkehrs zum Strahlungsantrieb zusammen. Diese Ergebnisse entstanden aus umfangreichen Untersuchungen im europäischen Verbund unter Federführung des DLR [19]. Sie stellen ein Update der ersten internationalen Klima-Bewertung des Luftverkehrs [20] dar und gingen so auch in den jüngsten IPCC-Bericht [1] ein. Die einzelnen Beiträge sind unterschiedlich gut bekannt [19]. Die angegebenen Bandbreiten stellen Schätzwerte dar und sind daher ebenfalls unsicher. Am sichersten ist der RF-Wert für CO₂.

Der globale Strahlungsantrieb infolge des bisherigen Luftverkehrs beträgt demnach (ohne den Anteil aus veränderter Bewölkung) insgesamt etwa 0.05 W/m². Etwas mehr als die Hälfte des Strahlungsantriebes des Luftverkehrs wurden durch das CO₂ verursacht, das die Luftfahrt in den vergangenen Jahrzehnten emittiert hat. Am gesamten anthropogenen Strahlungsantrieb von etwa 1.6 W/m² [21] beträgt der Anteil des bisherigen Luftverkehrs somit etwa 3 %. In Anbetracht der genannten Unsicherheiten, kann der Anteil 2 bis 8 % betragen [19, 22].

4. Verkehrsformen im globalen Vergleich

Zahlreiche Studien befassen sich mit den regionalen Emissionen aus den verschiedenen Verkehrsformen. Nur wenige Studien haben bisher die Klimawirkung des globalen Verkehrs insgesamt bewertet [22-31].

Der relative Beitrag (in %) von Straßenverkehr, Schifffahrt und Luftfahrt zu den globalen anthropogenen Emissionen im Jahr 2000 ist in Tabelle 10 dargestellt. Zugrunde gelegt werden dabei ein Treibstoffverbrauch von 1320, 280 und 207 Tg für Straßenverkehr, Schifffahrt und Luftverkehr [31]. Die globalen Werte wurden der EDGAR-Datenbank 32FT2000 entnommen [14]. Verkehrsbedingte Emissionen aus den Bereichen Straßenverkehr, Schifffahrt und Luftverkehr tragen einen wesentlichen Teil zum anthropogenen, weltweiten Ausstoß von Treibhausgasen wie Kohlendioxid (CO₂, 19 %), und anderen Gasen wie Stickoxiden (NO_x, 38 %) oder Schwefeldioxid (SO₂, 10 %) bei.

Tabelle 10: Relativer Beitrag (in %) von Straßenverkehr, Schifffahrt und Luftfahrt zu den globalen anthropogenen Emissionen im Jahre 2000; nach [31].

Emission, Tg/a	CO ₂	NO _x	HC	SO ₂
Straße	14.1	20.6	17.8	2.4
Schifffahrt	2.7	15.4	1.8	7.8
Luftfahrt	2.2	1.7	0.3	0.1

Eine erste vergleichende Klima-Studie wurde von *Fuglestad et al.* [22] kürzlich vorgestellt. Diese Studie benutzt Emissionen gemäß Tabelle 11. Die Autoren unterscheiden beim Ruß zwischen schwarzem und organischem Kohlenstoff (BC und OC, black carbon und organic carbon).

Tabelle 11: Globale Emissionen aus dem Verkehr im Jahr 2000 [22].

Emission	CO ₂	NO _x	HC	CO	SO ₂	Ruß, BC	Ruß, OC
Einheit	Tg	Tg, als NO ₂	Tg	Tg	Tg	Gg	Gg
Straße	4280	28.5	33.8	186	3.7	969	1123
Luftfahrt	654	2	0.1	0.5	0.07	3.8	1
Schifffahrt	577	14.4	0.4	1.4	8.3	197	61.3
Schiene	124	2.1	0.4	2.8	2.4	53.7	51.2
Schiene indirekt	79	0.2		0.2	0.4		
Verkehr gesamt	5714	47.2	34.7	191	14.8	1223	1236
Luftfahrt, Anteil am Verkehr in %	11.4	4.2	0.3	0.3	0.5	0.3	0.1

Seit 1875 sind die Emissionen aus dem globalen Straßenverkehr am stärksten gewachsen. Prozentual sind die Wachstumsraten beim Straßen- und Flugverkehr ähnlich groß. Der CO₂-Ausstoß der Bahn hat seinen Höhepunkt überschritten und ist heute kleiner als der der Luftfahrt [22].

Tabelle 12 zeigt die Strahlungsantriebe für das Jahr 2000 aufgrund der diversen Verkehrsarten und ihre Unsicherheiten [22]. Der größte Beitrag zum Strahlungsantrieb stammt vom Straßenverkehr. Man erkennt, der Luftverkehr hat in dieser Analyse etwa 39 % des gesamten Strahlungsantriebs des Verkehrs verursacht. Der Wert ist vergleichsweise groß, weil der Schiffsverkehr mit einem negativen Beitrag eingeht (kühlende Wirkung). Der negative Beitrag kommt durch die Veränderung der ozeanischen Bewölkung durch Sulfate (SO₄ indirekt) zustande. In Bezug auf einen gesamten anthropogenen Strahlungsantrieb von 1.6 W/m² entspricht dies 4.4 %, innerhalb des Unsicherheitsbereichs der Studien des DLR von 2 bis 5 % [19]. Der Schienenverkehr hat bisher die kleinsten Beiträge zum Strahlungsantrieb verursacht.

Tabelle 12: Strahlungsantriebe (mW/m²) aufgrund des Verkehrs bis zum Jahr 2000 mit Angaben zu den Unsicherheiten in eckigen Klammern

	Straße	Schifffahrt	Luftfahrt	Schiene	Schiene indirekt	Summe	Luftfahrt-Anteil, %
CO ₂	150 [±17]	36 [-6, +7]	21 [±3]	21 [±6]	3.8 [±1]	232	9
O ₃	54 [±11]	32 [±9]	22 [-11, +22]	2 [±0.7]	0.1 [±0.05]	110	20
CH ₄ Lebensdauer	-12 [±17]	-43 [±13]	-10 [-21, +7]	-1 [±0.3]	-0.1 [±0.1]	-66	15
SO ₄ direkt	-12 [±5]	-31 [-16, +15]	-4 [-7, +2]	-7 [±3]	-2 [±1]	-56	7
Ruß, BC	23 [±9]	2 [±0.9]	0.1 [±0.03]	0.6 [±0.3]		26	0
Ruß, OC	-8 [±4]	-0.3 [±0.2]	-0.01 [±0.01]	-0.3 [±0.2]		-9	0
SO ₄ indirekt	-17 [-11, +7]	-66 [-48, +28]		-10 [-7, +4]	-3 [-2, +1]	-96	0
H ₂ O			2 [-1, +5]			2	100
Contrails			10 [-5, +9]			10	100
Cirrus			30 [-13, +24]			30	100
Summe	178	-70	71	5	-1	183	39

Man erkennt, dass wie bei der Luftfahrt auch beim Straßenverkehr die Summe aller Strahlungsantriebe (vor allem infolge Ozon und Ruß) größer ist als der infolge von CO₂. Der Strahlungsantrieb durch Ozon infolge NO_x aus dem globalen Straßenverkehr ist etwa Faktor 2 größer als der aus dem globalen Luftverkehr [22]. Bezogen auf die emittierten Stickoxidmengen ist der Strahlungsantrieb des Straßenverkehrs jedoch im Vergleich zum Luftverkehr relativ gering. Dies liegt an der höheren Verschmutzung der Luft am Boden. In Bodennähe kommt die stark nicht-lineare Ozonproduktion in vielen Regionen im Gegensatz zur oberen Troposphäre in Sättigung, d.h. Stickoxide die emittiert werden, haben eine geringe (oder sogar negative) Ozonproduktivität.

Neue Ergebnisse der HGF-Nachwuchswissenschaftlergruppe SeaKLIM im DLR [27, 31] zeigen, dass der indirekte Effekt von Sulfaten und Ruß aus Schiffsverkehr auf die maritime Bewölkung sehr viel größer sein kann, als bisher angenommen. Dabei wurden nicht nur Sulfate (SO₄) sondern auch andere Aerosole erfasst: Nitrate (NO₃),

Ammonium (NH₄), das im Aerosol gespeicherte flüssige Wasser, mineralischer Staub (z.B. Wüstensand), Seesalz, Ruß (BC) und organische Partikel (incl. OC). Je nach verwendeten Emissionsdaten werden negative Strahlungsantriebe aufgrund der veränderten Bewölkung von bis zu -600 mW/m² ermittelt, also Werte die fast 10-mal größer sind als bisherige Annahmen [22].

Insgesamt hat der Verkehr etwa 0.18 W m⁻² oder etwas mehr als 10 % zum globalen anthropogenen Strahlungsantrieb beigetragen [22].

Der Autor bedankt sich bei Christine Fichter (DLR) für nützliche Hinweise bei der Erstellung und Fertigstellung des Aufsatzes.

Literatur

- [1] IPCC, *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, ed. S. Solomon, et al. 2007, Cambridge, U.K.: Cambridge Univ. Press. 996.
- [2] Eyring, V., N.R.P. Harris, M. Rex, T.G. Shepherd, D.W. Fahey, G.T. Amanatidis, J. Austin, M.P. Chipperfield, M. Dameris, P.M.d.F. Forster, A. Gettelman, et al., *A strategy for process-oriented validation of coupled chemistry-climate models*. Bull. Amer. Meteorol. Soc., 2005. 86: p. 1117-1133.
- [3] Fabian, P., *Leben im Treibhaus*. 2002, Berlin: Springer. 258.
- [4] Montenegro, A., V. Brovkin, M. Eby, D. Archer, and A.J. Weaver, *Long term fate of anthropogenic carbon*. Geophys. Res. Lett., 2007. 34: p. L19707.
- [5] Ehhalt, D.H. and F. Rohrer, *The impact of commercial aircraft on tropospheric ozone*, in *The Chemistry of the Atmosphere - Oxidants and Oxidation in the Earth's Atmosphere, 7th BOC Priestley Conference, Lewisburg, Pennsylvania*, A.R. Brandy, Editor. 1994, Roy. Soc. of Chem., Spec. Publ. 170: London. p. 105-120.
- [6] Wennberg, P.O., T.F. Hanisco, L. Jaeglé, D.J. Jacob, E.J. Hints, E.J. Lanzendorf, J.G. Anderson, R. Gao, E.R. Keim, S.G. Donnelly, L.A. Negro, et al., *Hydrogen radicals, nitrogen radicals and the production of ozone in the upper troposphere*. Science, 1998. 279: p. 49-53.
- [7] Baehr, J., H. Schlager, H. Ziereis, P. Stock, P.v. Velthoven, R. Busen, J. Ström, and U. Schumann, *Aircraft Observations of NO, NO_y, CO, and O₃ in the Upper Troposphere from 60°N to 60°S - Interhemispheric Differences at Midlatitudes*. Geophys. Res. Lett., 2003. 30(11): p. 52-1 - 52-4.
- [8] Schumann, U., *Wie stark beeinflussen die Emissionen des Luftverkehrs Ozon und Klima?* GAIA, 1999. 8: p. 19-27.
- [9] Schumann, U., *Klimawirkungen des Luftverkehrs*. Physik in unserer Zeit, 2008. 39(3): p. im Druck.
- [10] Eyers, C.J., D. Addleton, K. Atkinson, M.J. Broomhead, R. Christou, T. Elliff, R. Falk, I. Gee, D.S. Lee, C. Marizy, S. Michot, et al., *AERO2k Global Aviation Emissions Inventories for 2002 and 2025*. 2005, QinetiQ for European Commission under Contract No. G4RD-CT-2000-00382: Farnborough, Hampshire, GU14 0LX.
- [11] Kim, B.Y., G.G. Fleming, J.J. Lee, I.A. Waitz, J.-P. Clarke, S. Balasubramanian, A. Malwitz, K. Klima, M. Locke, C.A. Holsclaw, L.Q. Maurice, et al., *System for assessing Aviation's Global Emissions (SAGE), Part 1: Model description and inventory results*. Transp. Res., 2007. 12D: p. 325-346.

- [12] IEA, *Oil Information 2006, Table 9*. 2006, Paris: International Energy Agency. 749.
- [13] Marland, G., T. Boden, and R.J. Andres, *Global CO₂ Emissions from Fossil-Fuel Burning, Cement Manufacture, and Gas Flaring: 1751-2003*. 2006, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory: Oak Ridge, Tennessee.
- [14] Olivier, J.G.J., J.A. Van Aardenne, F. Dentener, L. Ganzeveld, and J.A.H.W. Peters, *Recent trends in global greenhouse gas emissions: regional trends and spatial distribution of key sources*, in *Non-CO₂ Greenhouse Gases (NCGG-4)*, A. van Amstel, Editor. 2005, Millpress: Rotterdam. p. 325-330.
- [15] Galloway, J.M., F.J. Dentener, D.G. Capone, E.W. Boyer, R.W. Howarth, S.P. Seitzinger, G.P. Asner, C. Cleveland, P. Green, E. Holland, D.M. Karl, et al., *Nitrogen Cycles: Past, Present and Future*. Biogeochemistry, 2004. 70: p. 153-226.
- [16] Lee, D.S., I. Kohler, E. Grobler, F. Rohrer, R. Sausen, L. Gallardo-Klenner, J.G.J. Olivier, F.J. Dentener, and A.F. Bouwman, *Estimations of global NO_x emissions and their uncertainties*. Atmos. Env., 1997. 31(12): p. 1735-1749.
- [17] Schumann, U. and H. Huntrieser, *The global lightning induced nitrogen oxides source*. Atmos. Chem. Phys., 2007. 7: p. 3823-3907.
- [18] DIW, *Verkehr in Zahlen 2007/2008*. 2007, Hamburg: Deutsches Institut für Wirtschaftsforschung (DIW), DVV Media Group GmbH.
- [19] Sausen, R., I. Isaksen, D. Hauglustaine, V. Grewe, D.S. Lee, G. Myhre, M.O. Köhler, G. Pitari, U. Schumann, F. Stordal, and C. Zerefos, *Aviation radiative forcing in 2000: An update on IPCC (1999)*. Meteorol. Z., 2005. 14: p. 555 - 561.
- [20] IPCC, *Aviation and the Global Atmosphere*. 1999, Cambridge, UK: Cambridge Univ. Press. 373.
- [21] IPCC, *Climate Change 2007: The Physical Science Basis, Summary for Policymakers*. 2007, Intergovernmental Panel on Climate Change, WMO-UNEP, Geneva.
- [22] Fuglestedt, J., T. Berntsen, G. Myhre, K. Rypdal, and R. Bieltvedt Skeie, *Climate forcing from the transport sectors*. PNAS, 2008. 105(2): p. 454-458.
- [23] Matthes, S., V. Grewe, R. Sausen, and G.-J. Roelofs, *Global impact of road traffic emissions on tropospheric ozone*. Atmos. Chem. Phys., 2007. 7: p. 1707-1718.
- [24] Granier, C. and G. Brasseur, *The impact of road traffic on global tropospheric ozone*. Geophys. Res. Lett., 2003. 30: p. 1086.
- [25] Corbett, J.J. and P. Fischbeck, *Emissions from ships*. Science, 1997. 278(5339): p. 823-824.
- [26] Lawrence, M.G. and P.J. Crutzen, *Influence of NO_x emissions from ships on tropospheric photochemistry and climate*. Nature, 1999. 402(6758): p. 167-170.
- [27] Lauer, A., V. Eyring, J. Hendricks, P. Jöckel, and U. Lohmann, *Global model simulations of the impact of ocean-going ships on aerosols, clouds, and the radiation budget*. Atmos. Chem. Phys., 2007. 7: p. 5061-5079.
- [28] Eyring, V., D.S. Stevenson, A. Lauer, F.J. Dentener, T. Butler, W.J. Collins, K. Ellingsen, M. Gauss, D.A. Hauglustaine, I.S.A. Isaksen, M.G. Lawrence, et al., *Multi-model simulations of the impact of international shipping on Atmospheric Chemistry and Climate in 2000 and 2030*. Atmos. Chem. Phys., 2007. 7: p. 757-780.

- [29] Endresen, Ø., E. Sörgård, H.L. Behrens, P.O. Brett, and I.S.A. Isaksen, *A historical reconstruction of ships' fuel consumption and emissions*. J. Geophys. Res., 2007. 112: p. D12301.
- [30] Grewe, V., *Impact of climate variability on tropospheric ozone*. Sci. Total Environ., 2007. 374(1): p. 167-181.
- [31] Eyring, V., H.W. Köhler, J. van Aardenne, and A. Lauer, *Emissions from international shipping: 1. The last 50 years*. J. Geophys. Res., 2005. 110: p. D17305.

Autoren / The Authors:

Prof. Dr.-Ing. habil. Ulrich Schumann
Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt
Institut für Physik der Atmosphäre
Münchner Str. 20
82234 Oberpfaffenhofen/Weßling