

Institut für Chemie und Dynamik der Geosphäre (ICG)
Stratosphäre (ICG-1)

Hydratation und Dehydratation in der tropischen Tropopausenschicht

Fábio Henrique Silva dos Santos

Hydratation und Dehydratation in der tropischen Tropopausenschicht

Fábio Henrique Silva dos Santos

Berichte des Forschungszentrums Jülich ; 4267

ISSN 0944-2952

Institut für Chemie und Dynamik der Geosphäre (ICG)

Stratosphäre (ICG-1) Jül-4267

D 468 (Diss., Wuppertal, Univ., 2008)

Vollständig frei verfügbar im Internet auf dem Jülicher Open Access Server (JUWEL)
unter <http://www.fz-juelich.de/zb/juwel>

Zu beziehen durch: Forschungszentrum Jülich GmbH · Zentralbibliothek, Verlag

D-52425 Jülich · Bundesrepublik Deutschland

☎ 02461 61-5220 · Telefax: 02461 61-6103 · e-mail: zb-publikation@fz-juelich.de

Kurzzusammenfassung

Diese Arbeit beschäftigt sich mit der Bestimmung des Wassergehaltes im Bereich der tropischen Tropopause. Dazu wurden Messungen mit dem Hygrometer FISH des ICG-1 vom Forschungszentrum Jülich auf dem hochfliegenden Flugzeug Geophysica durchgeführt.

Den Kern dieser experimentellen Arbeiten bilden zwei Kampagnen im Jahr 2005 in Brasilien (TROCCINOX) und in Australien (SCOUT-O3). Ebenso werden zusätzliche Daten anderer tropischer Kampagnen in Afrika (AMMA) und dem Indischen Ozean (APE-THESEO) in dieser Arbeit analysiert.

Die erstellten Vertikalprofile bezüglich Wassermixing (Hygropause), Sättigungsmischungsverhältnis über Eis und Temperaturminimum (die „cold point“ Tropopause) bestätigen einen saisonalen Zyklus der Tropopausenhöhe. Daten, die während der Überführungsflüge gemessen wurden, zeigen den saisonalen Gang der tropischen Tropopause.

Das Wassermischungsverhältnis im Bereich der UT/LS wird in zwei Regimen unterschiedlich kontrolliert: Unterhalb einer potenziellen Temperatur von etwa 410 K von lokalen Prozessen und oberhalb dieser Fläche von großskaligen Prozessen.

Im Einklang mit der „tape recorder“-Theorie wird im Rahmen dieser Arbeit eine Ausbreitung des Wasserdampfes weiter oben in die Stratosphäre gezeigt.

Während Flügen am oberen Rand von Konvektion wurden Partikel bis zu einer Höhe von 420 K gemessen. Entgegen anderer Untersuchungen zeigen die einzigartigen Messungen, dass diese Partikel verdampfen, bevor sie durch Sedimentation die Tropopause wieder erreichen. Darüber hinaus zeigen die Daten im Rahmen dieser Arbeit, dass eine erhebliche Menge Wasser in die Stratosphäre durch überschießende Konvektion transportiert wird, mehr als bisher vermutet.

Vereinzelte Profile über Afrika zeigen erhöhten Wasserdampf in wolkenfreien unterschattigten Luftmassen. Analyse von Rückwärtstrajektorien im Zusammenhang mit Satellitendaten zeigen, dass ihr Ursprung aus einem Gebiet mit überschießender Konvektion stammt. Der Hintergrund der gemessenen Wasserkonzentration über Afrika wird im Zeitraum der Messungen von der Monsunregion Asiens beeinflusst.

Abstract

The topic of this PhD thesis is the abundance of water vapour at the tropical tropopause. For this purpose measurements were made with the hygrometer FISH of ICG-1 from the Research Centre Jülich onboard the high altitude aircraft Geophysica.

This experimental work was carried out during two field campaigns in 2005 in Brazil (TROCCINOX) and Australia (SCOUT-O3). Additional data from two other tropical campaigns in Africa (AMMA) and over the Indian Ocean (APE-THESEO) were also analysed.

A seasonal cycle of the tropopause height was confirmed by the observed vertical profiles of water vapour (hygropause), saturation over ice and temperature (*cold point* tropopause). The data collected during the transfer flights show a seasonal motion of the tropical tropopause.

The water mixing ratio in the UT/LS region is controlled by two different regimes: local processes below about 410 K potential temperature and large scale processes above this level.

A propagation of water vapour in the stratosphere consistent with the tape recorder theory is shown.

Particles were measured during the flights at the upper boundary of convection. These particles evaporate before they sediment again below the tropopause. Furthermore the data show that a significant quantity of water — more than previously thought — is transported into the stratosphere by means of convection.

Isolated profiles over Africa show increased water vapour in unsaturated air masses in clear sky. Analysis of backward trajectories in conjunction with satellite data show that it originates from areas with overshooting convection. The background of the measured water concentration over Africa during the measurements was affected by asian monsoon regions.

Resumo

Este trabalho visa a determinação da abundância de vapor d'água na tropopausa tropical. Com este objetivo foram efetuadas medições utilizando-se o higrômetro FISH, desenvolvido no ICG-1 do Centro de Pesquisas de Jülich a bordo da aeronave Geophysica.

Os experimentos foram realizados durante duas campanhas: uma no Brasil (TROCCINOX) e outra na Austrália (SCOUT-O3). Também foram analisados dados de outras duas campanhas tropicais: na África (AMMA) e sobre a região do Oceano Pacífico (APE-THESEO), durante as quais o higrômetro FISH também foi operado.

Perfis da distribuição vertical de vapor d'água (higropausa), de saturação de vapor d'água em relação ao gelo e de temperatura (*cold point*) confirmam a existência de um ciclo sazonal da altura da tropopausa. Dados obtidos durante os vôos de transferência entre a Europa e os locais de realização das respectivas campanhas mostram também um movimento sazonal da tropopausa tropical. A razão de mistura de água presente na região da UT/LS é controlada por dois regimes distintos: processos locais abaixo de uma temperatura potencial de aproximadamente 410 K e, acima deste nível, por processos de larga escala.

Uma propagação de vapor d'água penetrando na estratosfera é mostrada em concordância com a teoria conhecida como *tape recorder*.

Partículas que alcançam altitudes equivalente à 420 K foram medidas durante os vôos realizados na parte superior de sistemas convectivos. Estas partículas evaporam antes de, através de sedimentação, alcançarem novamente a tropopausa. Além disso os dados mostram que uma quantidade considerável de água — mais elevada do que se supunha até então — é transportada para o interior da estratosfera através de convecção.

Perfis isolados da distribuição vertical de água sobre a África apresentam sinais de elevada concentração de vapor d'água, em massas de ar insaturadas, em períodos de céu claro. Análise de trajetórias de retorno, em conjunto com dados de satélite, mostram que a origem deste fenômeno é atribuída às regiões de ocorrência de convecção profunda. A análise do *background* da concentração de água, sobre o continente africano, mostra ainda uma forte influência de regiões de ocorrência da monção asiática.

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	v
Tabellenverzeichnis	ix
1 Einleitung	1
1.1 Die Atmosphäre	2
1.2 Die Zirkulation in der Atmosphäre	4
1.3 Die tropische Tropopausenschicht	7
1.4 Die Bedeutung der Wassermessung	8
1.5 Der Wassergehalt an der TTL	10
1.6 Zielsetzung der Arbeit	11
2 Das Messgerät	13
2.1 Photodissoziation der Moleküle	14
2.2 Die Photodissoziation-Fluoreszenz-Technik	14
2.3 Bestimmung der Fluoreszenz-Strahlung zur Wassermessung	15
2.4 Das FISH-Funktionsprinzip	16
2.4.1 Quelle der UV-Strahlung	17
2.4.2 Die Messzelle	18
2.4.3 FISH-Kalibration	19
2.4.4 Das Probeneinlasssystem	21
3 Die Messkampagnen	25
3.1 Die Messplattform: M-55 Geophysica	27
3.2 APE-THESEO	29
3.2.1 Zielsetzung	31
3.2.2 Übersicht und Durchführung	32

3.3	TROCCINOX	34
3.3.1	Zielsetzung	35
3.3.2	Übersicht und Durchführung	37
3.4	SCOUT-O3	39
3.4.1	Zielsetzung	39
3.4.2	Übersicht und Durchführung	41
3.5	AMMA	43
3.5.1	Zielsetzung	43
3.5.2	Übersicht und Durchführung	44
4	Die tropische Tropopause	47
4.1	Die Tropopause während APE-THESEO	48
4.2	Die Tropopause während TROCCINOX	52
4.3	Die Tropopause während SCOUT-O3	54
4.4	Die Tropopause während AMMA	56
4.5	Der subtropische Übergang	58
5	H₂O-Vertikalprofile	61
5.1	Das Gesamtwasser in der TTL	61
5.2	Die relative Feuchte in der TTL	64
5.3	Der Untergrund der TTL	67
5.4	Vertikale Mittelwerte des Wassermischungsverhältnisses	69
5.5	Der „Tape Recorder“	73
6	Hochreichende Konvektion	79
6.1	Konvektion während der TROCCINOX-Kampagne	80
6.2	Hector während der SCOUT-O3-Kampagne	82
6.3	Erhöhung von Wasserwerten bei den konvektiven Systemen	86
6.4	Erhöhter Wasserdampf während der AMMA-Kampagne	90
7	H₂O-Austausch mit Extratropen	93
7.1	Die meteorologischen Besonderheiten in Südamerika	94
7.2	Stratosphärische Intrusion in die TTL	96
7.3	Transport zwischen Troposphäre und Stratosphäre	99
8	Zusammenfassung	103
A	Abkürzungsverzeichnis	105
A.1	Institute und Organisationen	105
A.2	Andere Abkürzungen	106

B	Beteiligte Messinstrumente	107
B.1	FLASH	107
B.2	FOZAN	107
B.3	HAGAR	108
B.4	SIOUX	108
B.5	TDC	109
C	Zusammensetzung der Atmosphäre	111
D	Thermodynamik der Gase	113
E	Potenzielle Temperatur	117
F	Wirbelstärke	119
G	Sättigungsmischungsverhältnisses über Eis	121
H	Internetadressen der Messkampagnen	123
	Literaturverzeichnis	125

Abbildungsverzeichnis

1.1	Vertikaler Schichtaufbau der Atmosphäre	4
1.2	Austausch zwischen Troposphäre und Stratosphäre	6
2.1	Skizze zur Quelle für Emission der Lyman- α -Strahlung	17
2.2	Schematische Darstellung der FISH-Messzelle	18
2.3	Schematische Darstellung des Kalibrationstandes des FISH	20
2.4	Anisokinetische Probenahme beim Eintritt in den Einlass	22
2.5	Bestimmung der Aspirations-Effizienz für verschiedene Einlässe	24
3.1	Die Ortbestimmung der Messungen in den Tropen	27
3.2	Das russische Höhenforschungsflugzeug „M-55 Geophysica“	28
3.3	Flugrouten der Messflüge während der APE-THESEO-Kampagne	30
3.4	Untersuchung des Zyklons „Davina“ während der APE-THESEO-Kampagne am 09.03.1999	33
3.5	Flugrouten der Messflüge während der TROCCINOX-Kampagne	35
3.6	Flugrouten der Messflüge während der SCOUT-O3-Kampagne	40
3.7	Flugrouten der Messflüge während der AMMA-Kampagne	44
4.1	Höhe der Tropopause während der APE-THESEO-Kampagne	48
4.2	Schematische Darstellung der niedrigen Tropopausentempera- tur, des Wassermimums, der termischen Tropopause und der subtropischen Jets	50

4.3	Höhe der Tropopause während der TROCCINOX-Kampagne	52
4.4	Höhe der Tropopause während der SCOUT-O3-Kampagne	55
4.5	Höhe der Tropopause während der AMMA-Kampagne	56
4.6	Der subtropischer Übergang	59
5.1	Vertikalprofile von Gesamtwasser gegen potenzielle Tempera- tur während der tropischen Kampagnen	62
5.2	Vertikalprofile von Gesamtwasser gegen potenzielle Tempera- tur während der tropischen Kampagnen (mit Daten von relativer Feuchte über Eis)	65
5.3	Vertikalprofile von Gesamtwasser gegen potenzielle Tempera- tur während der tropischen Kampagnen (ohne Partikelmessungen)	68
5.4	Vertikale Mittelwerte vom Wassermischungsverhältnis für jeweilige Kampagne	70
5.5	Die Temperaturprofile während TROCCINOX und SCOUT-O3	71
5.6	Der Vergleich von Mittelwerten zwischen den verschiedenen tropischen Kampagnen	73
5.7	Saisonaler Verlauf der Vertikalschnitte von HALOE-Wasserdampfmessungen	74
5.8	Position der Sättigung entlang Rückwärtstrajektorien über der Monsunregion Asiens.	76
5.9	Der „tape recorder“ und die Vertikalprofile des Gesamtwassers während der tropischen Kampagnen	77
6.1	Zeitreihe des Fluges am 04.02.2005 (TROCCINOX)	81
6.2	Flugpfad des Fluges am 25.11.2005 (SCOUT-O3)	82
6.3	Zeitreihe des Fluges am 25.11.2005 (SCOUT-O3)	83
6.4	Flugpfad des ersten Fluges am 30.11.2005 (SCOUT-O3)	84
6.5	Zeitreihe des ersten Fluges am 30.11.2005 (SCOUT-O3)	85
6.6	Vertikalprofile: Gesamtwasser gegen potenzielle Temperatur (während der Konvektionsuntersuchungen)	86
6.7	Fallgeschwindigkeit der Partikel gegen Radius	88
6.8	Eiswassergehalt gegen potenzielle Temperatur	89
6.9	Erhörter Wasserdampf während der AMMA-Kampagne.	90
6.10	Vertikalprofile CO ₂ gegen potenzielle Temperatur während der AMMA-Kampagne	91

6.11	Wolkenhöhe für verschiedene synoptische Zeitpunkte am 11.08.2005	92
7.1	Die Klimatologie in Südamerika während des südhemisphärischen Sommers auf einer Fläche von etwa 200 hPa	95
7.2	Potenzielle Vortizität (PV) aus ECMWF-Analysen auf dem isentropen Niveau $\theta = 360$ K für den synoptischen Zeitpunkt 08.02.2005, 12:00 UTC	95
7.3	Potenzielle Vortizität aus ECMWF-Analyse auf dem isentro- pen Niveau $\theta = 360$ K für den synoptischen Zeitpunkt 01.02.2005, 12:00 UTC	96
7.4	Zeitreihe des Fluges am 01.02.2005 (TROCCINOX)	97
7.5	Vertikale Verteilung von ST (engl.: „stratospheric tracer“) entlang des Fluges am 01.02.2005, gerechnet von CLaMS	98
7.6	Potenzielle Vortizität (PV) aus ECMWF-Analyse auf dem isen- tropen Niveau $\theta = 360$ K für den synoptischen Zeitpunkt am 08.02.2005, 12:00 UTC	99
7.7	Zeitreihe des Fluges am 08.02.2005 (TROCCINOX)	100
7.8	Rückwärtstrajektorien für den Messflug am 08.02.2005	101
7.9	Bild aus dem Kanal 4 des GOES-E Satelliten am 06.02.2005. .	102
H.1	Die durchgeführten Flüge in den Tropen	124

Tabellenverzeichnis

3.1	Die durchgeführten Messkampagnen mit dem FISH-Hygrometer in den Tropen	26
3.2	Übersicht über die von der Geophysica durchgeführten Messflüge während der APE-THESEO-Kampagne	32
3.3	Übersicht über die von der Geophysica durchgeführten Messflüge während der TROCCINOX-Kampagne	38
3.4	Übersicht über die von der Geophysica durchgeführten Messflüge während der SCOUT-O3-Kampagne	42
3.5	Übersicht über die von der Geophysica durchgeführten Messflüge während der AMMA-Kampagne	45
C.1	Die Zusammensetzung der Atmosphäre	112

Kapitel 1

Einleitung

Die Atmosphäre ist in den Blickpunkt des allgemeinen Interesses in den letzten Jahren bzw. Jahrzehnten gelangt. Die Medien berichten kontinuierlich über die Veränderung des Erdklimas und ihre möglichen Konsequenzen für die Menschen. Der letzte Bericht von IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) [IPCC, 2007] — ein von der UNEP (United Nations Environment Program) und der WMO (World Meteorological Organization) gebildetes Expertengremium — bestätigt die Sorge um dieses Thema. Stichworte wie Ozonloch, Klimawandlung, Treibhauseffekt, saurer Regen, Luftverschmutzung und andere gehören zu den heute meist diskutierten Themen unserer Gesellschaft und wirken sich auf die Entscheidungen und die Gesetze der Regierungen auf der ganzen Welt aus.

Tatsächlich spielt die Erdatmosphäre für das Leben auf der Erde eine zentrale Rolle, z. B. durch die Lieferung des zum Atmen nötigen O_2 , den Schutz gegen gefährliche Sonnenstrahlung, das für die Pflanzen notwendige CO_2 und die Erhaltung einer für das Leben geeigneten Temperatur. Aber trotz der Wichtigkeit der Atmosphäre bleiben eine Vielzahl offener Fragen über die Prozesse, die in der Atmosphäre stattfinden, welche einen zentralen Gegenstand der aktuellen Forschung darstellen. Die Antworten auf diese Fragen können daher dabei helfen, dass in der Zukunft klimarelevante Maßnahmen eingerichtet werden.

Dieses Kapitel gibt demnach einen kurzen Überblick über dieses komplexe System: die Atmosphäre, insbesondere im Hinblick auf die Rolle des im Rahmen dieser Arbeit gemessenen H_2O . Der letzte Abschnitt dieses Kapitels soll zugleich die Motivation für die vorliegende Arbeit näher erläutern, welche — kurz gesagt — darin besteht, dass das H_2O eine zentrale Bedeutung bei einer Vielzahl wichtiger atmosphärenphysikalischer und -chemischer Prozesse besitzt, welche das Leben auf der Erde wesentlich beeinflussen.

1.1 Die Atmosphäre

Die Lufthülle der Erde, Atmosphäre genannt, ist der Lebensraum des Menschen. Ihre heutige (trockene) Zusammensetzung besteht — in Volumenprozent — zu 78,09% aus N_2 , zu 20,95% aus O_2 , zu 0,93% aus Ar und zu 0,03% aus CO_2 [Salby, 1996]. Außerdem sind neben Wasserdampf verschiedene Spurengase in ihr enthalten, zu denen auch das O_3 gehört (siehe Anhang C.1). Als Spurengase werden dabei diejenigen atmosphärischen Gase bezeichnet, die im Vergleich zu den bereits genannten Gasen in Anteilen vorkommen, die bis zu mehreren Größenordnungen geringer sind, wie z. B. Edelgase, CH_4 , N_2O , CO usw.

Trotz ihrer geringen Konzentration spielen viele dieser Gase eine bedeutende Rolle für die Physik und Chemie der Erdatmosphäre. Die genaue Verteilung dieser Moleküle ist von verschiedenen Faktoren abhängig, aber wegen des Druckprofils der Atmosphäre, das exponentiell mit steigender Höhe abnimmt, befinden sich etwa 90% der Moleküle unterhalb von 17 Kilometern [Buschwitz, 2000].

Über ihre vertikale Verteilung wird die Atmosphäre üblicherweise in mehrere Bereiche unterteilt. In jedem Bereich finden unterschiedliche Prozesse statt, die sich in den Werten der Temperatur widerspiegeln, deren Profil im Gegensatz zum vertikalen Druckprofil keine monotone Funktion der Höhe ist [Kraus, 2000]. Da die Temperatur innerhalb der Atmosphäre so bedeutend ist, wurde sie zur Grundlage für die Namensgebung der Atmosphärenschichten genommen (siehe Abbildung 1.1):

Die Troposphäre erstreckt sich vom Boden bis ca. 10 km¹. Diese Schicht ist charakterisiert durch Temperaturabnahme mit steigender Höhe (um etwa 6 °C pro Kilometer), Wolken- und Niederschlagsbildung als Folge des hohen Wassergehaltes, der starken Vertikalwinde und starkes Auftreten der Konvektion. Sie ist daher der Bereich, in dem das tägliche Wettergeschehen stattfindet.

Die Stratosphäre ist der Bereich oberhalb der Troposphäre von etwa 10 km bis 50 km, in der sich die Ozonschicht in etwa 20-30 km Höhe befindet [Fahey, 2003]. Im Gegensatz zu der Troposphäre ist diese Schicht durch Temperaturzunahme mit der Höhe charakterisiert. Hier spielt die Anwesenheit der Ozonschicht eine wichtige Rolle, weil deren Absorption der UV-Strahlung das Temperaturprofil wesentlich beeinflusst

¹Die hier vorgestellten Werte sind eigentlich Näherungen der Mittelwerte, denn das Auftreten der verschiedenen Atmosphärenbereiche weist unterschiedliche Höhe je nach der Änderung der Breite (siehe Abschnitt 1.2) bzw. der Jahreszeit (siehe Kapitel 4) auf.

[Forster und Shine, 1997]. Diese Schicht besteht außerdem aus wesentlich trockenerer Luft im Vergleich zu troposphärischer Luft [Brewer, 1949]. Ein anderer wichtiger Unterschied der Stratosphäre im Vergleich zur Troposphäre ist, dass die Stratosphäre stabiler als ihre darunter liegende Nachbarschicht ist. Da die Zellen der irdischen Lebewesen von der kurzwelligen ultravioletten Sonnenstrahlung mit Wellenlängen geringer als $0,3\text{ }\mu\text{m}$ geschädigt werden können [Kraus, 2000], spielt die stratosphärische Ozonschicht noch eine andere wichtige Rolle, denn sie bildet ein Schutzschild gegen diese lebensgefährliche Strahlung.

Die Mesosphäre reicht von 50 bis 85 km. Wie die Troposphäre ist die Mesosphäre durch Temperaturabnahme mit der Höhe charakterisiert. Für die Dynamik der Mesosphäre spielen Gezeiten- und Schwerewellen eine wichtige Rolle. In diesem Bereich verglühen die meisten Meteore, wenn sie auf die Erde stürzen.

Die Thermosphäre streckt sich von etwa 85 bis 800 km. Hier sind die Gase dissoziiert, teilweise ionisiert, beides durch Absorption von kurzwelliger UV-Strahlung, Röntgenstrahlung und auch Korpuskularstrahlung aus dem Weltraum. Die Thermosphäre ist daher auch ein wichtiger Teil der Ionosphäre, die in der oberen Mesosphäre beginnt.

Die Exosphäre ist die letzte Schicht der Atmosphäre und erstreckt sich oberhalb von 800 km. In dieser Schicht befinden sich die Teilchen, die durch den Einfluss des magnetischen Feldes festgehalten sind. Deswegen wird diese Schicht auch Magnetosphäre genannt. Das Abbrechen der Magnetosphäre befindet sich ungefähr auf einer Fläche in 60.000 km Entfernung, die so genannte Magnetopause, welche eigentlich den Übergang zum Weltraum bildet.

Die Atmosphärenschichten werden durch relative Extremwerte der Temperatur (Pausen) von einander getrennt, die sogenannte Tropopause, Stratopause und Mesopause. Sie sind Grenzflächen, die die verschiedenen Eigenschaften der Atmosphärenschichten abtrennen. Sowohl diese zwei letzten Grenzen (Stratopause und Mesopause) als auch die drei letzten Atmosphärenschichten (die Mesosphäre, die Thermosphäre und die Exosphäre) sind für diese Arbeit ohne Bedeutung.

Bei der Vorstellung der Atmosphärenschichten wurde deutlich die große Bedeutung der zwei untersten Schichten erwähnt. Die Troposphäre und die Stratosphäre sind tatsächlich die wichtigsten Atmosphärenschichten für die Entwicklung des irdischen Lebens und des Klimas und werden durch natürliche und anthropogene Emissionen der Erdoberfläche sowie von Einträgen

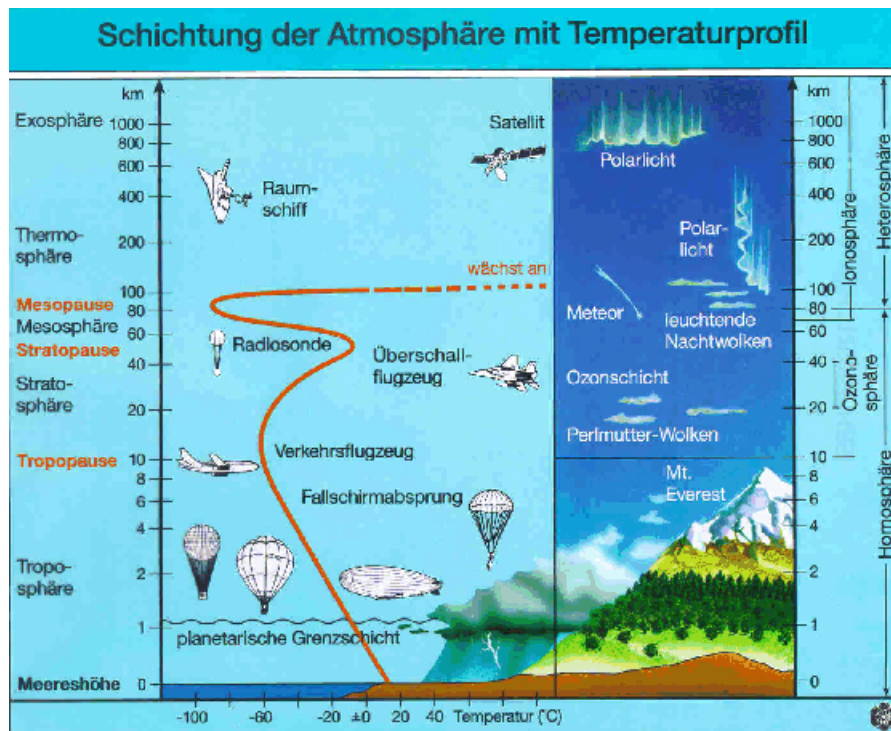


Abbildung 1.1: Vertikaler Schichtaufbau der Atmosphäre. (Quelle: „Fonds der Chemischen Industrie“ Folienserie 22 „Umweltbereich Luft“, Ausgabe 1995: diGraph 77933 Lahr).

durch Vulkanausbrüche oder Flugzeugemissionen beeinflusst [Fahey, 2003]. Sie werden daher im Rahmen dieser Arbeit — sowie die zwischen beiden liegenden Tropopause — berücksichtigt.

1.2 Die Zirkulation in der Atmosphäre

In den 40er Jahren machte Brewer [1949] Messungen einiger Spurengase, beispielsweise von Helium und H_2O , und seine Beobachtungen zeigten, dass die Stratosphäre wesentlich trockener ist als die Troposphäre. Um diesen Unterschied zu erklären, behauptete Brewer, dass die Verteilung der Gase in der Atmosphäre — und die Trockenheit der Stratosphäre — einzig durch eine Zirkulation aus den Tropen in Richtung mittlerer und polarer Breiten erklärt werden kann. Im Zuge dieser Zirkulation wird die Luft im Bereich des Äquators beim Aufwärtstransport und Durchqueren der äußerst kalten tropischen Tropopause getrocknet. Diese trockene Luft gelangt in die Stratosphäre bevor sie horizontal transportiert wird. Sobald die Luft die hohen

Breiten erreicht, sinkt sie zur Troposphäre wieder ab.

Brewer nutzte den Diffusionskoeffizienten der Luft ($> 10^3$) in der unteren Stratosphäre und die Temperatur der Tropopause am Äquator, um die Trockenheit der Stratosphäre erklären zu können. Seine Theorie behauptet außerdem, dass sich die Grenze zwischen Troposphäre und Stratosphäre, also die Tropopause, in einer Fläche von etwa 100 hPa befindet.

Das Konzept von Brewer wurde einige Zeit später von Dobson [1956] bestätigt. Dobson beobachtete, dass die Ozonproduktion in der tropischen Stratosphäre auf Grund der höheren Sonneneinstrahlung in diesem Bereich stattfindet. Die höchsten Ozonwerte werden aber in hohen Breiten beobachtet. Dies lässt sich durch die oben beschriebene Meridionalzirkulation in Richtung Pol und Absinken über dem Winterpol beschreiben. Dieses Konzept wurde später nach beiden als *Brewer-Dobson-Zirkulation* bezeichnet.

Im Lauf der Zeit wurde das ursprüngliche Konzept von Brewer und Dobson durch Spurengasmessungen und Modellstudien bekräftigt. Mit neuen Informationen, wie z. B., dass die Umlaufzeit der Zirkulation etwa 5 Jahre beträgt [Solomon, 1999], hat sich das Bild über die klassische *Brewer-Dobson-Zirkulation* gewandelt, wie hier mit der Abbildung 1.2 (entnommen aus der Veröffentlichung von Holton et al. [1995]) gezeigt.

Der Antrieb des heute verbreiteten Schemas der globalen atmosphärischen Zirkulation sind planetare und Schwerewellen, die in der oberen Stratosphäre bzw. Mesosphäre in den Tropen brechen. Die Dissipation der Wellen erzeugt eine westwärts gerichtete zonale Kraft auf die Luftmassen, die letztlich zu einem Nettotransport der Luftmassen in Richtung Pol führt. Das Aufsteigen in den Tropen und Absinken in hohen Breiten sind aus Kontinuitätsgründen erforderlich. Dieser Mechanismus wird als extratropische Pumpe (engl.: extratropical pump) oder Wellenantrieb (engl.: wave driving) oder Rossby-Wellen-Pumpe (engl.: Rossby wave pump) beschrieben [Holton, 1995; Haynes et al., 1991; Plumb, 2002]. Die Schwerewellen können sich das ganze Jahr hindurch bis in die Mesosphäre ausbreiten, während planetare Wellen hauptsächlich in den Wintermonaten von der Troposphäre bis in die Stratosphäre gelangen [Holton, 1995; Plumb, 2002; Plumb, 2006].

Die Abbildung 1.2 zeigt sowohl den Aufwärtstransport bis zu der Tropopause in der tropischen Troposphäre (etwa 100 hPa oder 380 K), durch den ein Austausch troposphärischer Luftmassen mit der Stratosphäre erfolgt, der sogenannte Stratosphären-Troposphären-Austausch (engl. Akronym: STE — Stratosphere Troposphere Exchange), als auch das Absinken (breite vertikalen Pfeile). Die Tropopausenhöhe variiert entlang der meridionalen Ebene mit einem Maximum am Äquator und einem Minimum über den Polen. Die Tropopause in den Subtropen ist durchlässig und erlaubt einen bidirektionalen, isentropischen Transport zwischen der Troposphäre und der untersten

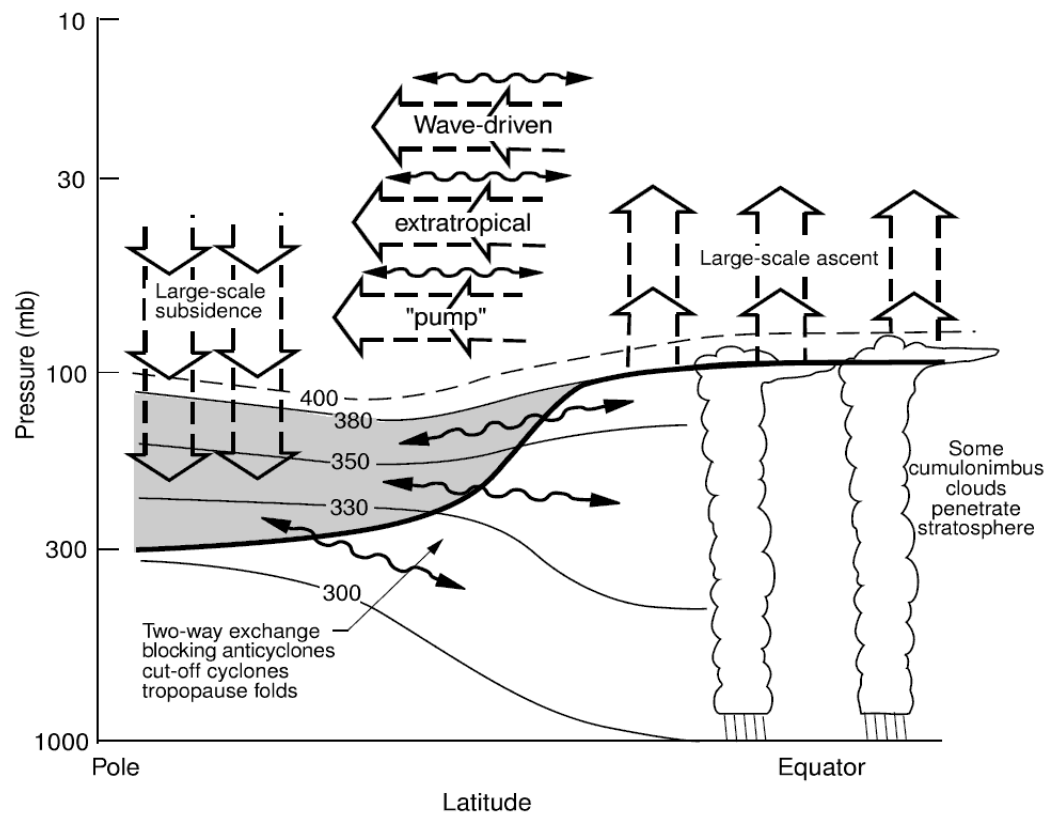


Abbildung 1.2: Austausch zwischen Troposphäre und Stratosphäre nach Holton et al. [1995]. Die *Brewer-Dobson-Zirkulation* wird von breiten offenen Pfeilen angegeben (siehe Beschreibung im Text).

Stratosphäre [Krebsbach, 2005]. Die unterste Stratosphäre (engl.: *lowermost stratosphere*) besteht aus einem Bereich, der sich in subtropischen Breiten befindet und sich zwischen der Tropopause und der Fläche mit einer potenziellen Temperatur² von 380 K erstreckt (mittelgrau in Abbildung 1.2). In der sogenannten „Überwelt“ (engl.: „*overworld*“), verlaufen die Isentropen vollständig in der Stratosphäre, nämlich oberhalb einer potenziellen Temperatur von 380 K [Holton et al., 1995].

²In der vorliegenden Arbeit werden Höhenprofile in isentropen Koordinaten (potenzielle Temperatur, θ) benutzt, wenn nicht anderweitig bezeichnet, um einen Einblick in die Schichtung der Atmosphäre zu erhalten. Eine Vorstellung über diese Einheit wird im Anhang E gegeben.

1.3 Die tropische Tropopausenschicht

Als Tropopause wird eine Grenzfläche bezeichnet, die die Troposphäre und die Stratosphäre trennt und sich auf etwa 100 hPa befindet [Brewer, 1949]. Diese entspricht nach Holton et al. [1995] einer potenziellen Temperatur von etwa 380 K (siehe Abbildung 1.2). Die Erforschung der Tropopause wurde erst vor ca. 100 Jahren begonnen, nachdem Richard Aßmann [1902] – damaliger Direktor des Königlich Preußischen Aeronautischen Observatoriums Lindenberg – die Tropopause entdeckte und zwar etwa zeitgleich mit dem französischen Wissenschaftler Leon Teisserenc de Bort [1902] vom Observatorium in Trappes.

Doch die Idee, dass die Tropopause in den Tropen eine einfache Fläche zwischen Troposphäre und Stratosphäre ist, erweist sich zurzeit fortlaufend als unzureichend. Es herrscht weitgehend Übereinstimmung darin, dass die Tropopause in den Tropen durch eine Schicht beschrieben werden kann, die sowohl die stratosphärischen als auch die troposphärischen Eigenschaften besitzt [Highwood und Hoskins, 1998; Folkins et al., 1999; Teitelbaum et al., 1999; Thuburn und Craig, 2002; Vömel et al., 2002; Salby et al., 2003; Corti et al., 2006; Schoeberl et al., 2006]. Diese Übergangsschicht wird in der Literatur auch tropische Tropopausenschicht (engl. Akronym: TTL — Tropical Tropopause Layer) genannt.

In der Literatur herrscht Uneinigkeit bezüglich der unteren bzw. oberen TTL-Grenzen. Diese werden von den Autoren qualitativ unterschiedlich bezeichnet. Sherwood und Dessler [2000] behaupten, dass die TTL eine Region zwischen 150 und 70 hPa ist, das heißt von 14 bis etwa 18-20 km, deren obere Grenze der größten Höhe entspricht, die von Konvektion erreicht werden kann.

Eine andere Definition beschreibt die TTL als eine Region mit konvektiven (troposphärischen) und radiativen (stratosphärischen) Eigenschaften, deren untere Grenze der maximalen Höhe entspricht, die üblicherweise von Konvektion erreicht wird. Eine hochreichende Konvektion kann normalerweise in eine maximale Höhe zwischen 250-150 hPa aufsteigen [Highwood und Hoskins, 1998; Gettelman und Forster, 2002; Gettelman et al., 2002a]. Nach dieser Definition befindet sich die obere Grenze der TTL auf der Höhe der kältesten Tropopausentemperatur, welche als das Temperaturminimum (üblicherweise in englische Sprache „cold point“ genannt) bezeichnet wird. Nach dieser Beschreibung würde sich die TTL dann über einen Höhenbereich von 10-12 bis 16-17 km erstrecken.

Eine weitere Beschreibung der TTL wird von Jensen und Pfister [2004] gegeben. Sie beschreiben die TTL als einen Bereich, der sich ungefähr zwischen 140 und 70 hPa erstreckt, also ähnlich den vorhergehenden Definitionen.

Unabhängig von diesen verschiedenen Beschreibungen herrscht in der Literatur Übereinstimmung, dass die wichtigen Prozesse zur Bestimmung des Wassergehaltes in der Stratosphäre innerhalb der TTL stattfinden sollen [Holton und Gettelman, 2001; Gettelman und Foster, 2002; Jensen und Pfister, 2004; Kärcher, 2004].

In der vorliegenden Arbeit wird mit der TTL, wenn nicht anderweitig bezeichnet, der Bereich definiert, welcher sich zwischen dem maximalen Einfluss von Konvektion und dem Temperaturminimum („cold point“) erstreckt [Vaughan et al., 2007]. Auf diese Weise beschreibt das Temperaturminimum die Höhe der oberen Grenze der TTL, welche im Folgenden als „Tropopause“ bezeichnet wird.

1.4 Die Bedeutung der Wassermessung

Unter den verschiedenen Substanzen der Atmosphäre stellt H_2O ein komplexes System dar, welches schwierig zu untersuchen ist, weil sich H_2O in verschiedenen Aggregatzuständen befindet: Dampf, Flüssigwassertröpfchen und Eiskristalle, welche in ständiger Wechselwirkung miteinander stehen. Obwohl die verbreitetste Form des atmosphärischen H_2O der Wasserdampf ist, sind die anderen Aggregatzustände für das Klima ebenso relevant.

Eine der wichtigsten Rollen des H_2O in der Atmosphäre besteht in seiner Fähigkeit, die thermische (infrarote) Abstrahlung der Erde in den Weltraum aufzunehmen [Bonazzola und Haynes, 2004; IPCC, 2007]. Das Gleichgewicht dieser Abstrahlung mit der Aufheizung durch Absorption solarer Strahlung bildet den natürlichen Treibhauseffekt und ist sehr wichtig für die Kontrolle der Mitteltemperatur der Erde [Lindzen, 1990]. Dadurch trägt der Wasserdampf entscheidend zur Strahlung der Atmosphäre bei und zählt demnach zu den sogenannten Treibhausgasen mit einem Anteil von 60% am natürlichen Gesamttreibhauseffekt [IPCC, 2007].

Durch Reaktion mit angeregten Sauerstoffatomen ist der Wasserdampf die wichtigste Quelle für OH- und HO_2 -Radikale. Ein Anstieg des stratosphärischen Wasserdampfgehaltes bewirkt eine Zunahme solcher Radikale. Diese verursachen aufgrund ihrer hohen Reaktivität unter anderem den Abbau von anthropogen emittierten Schadstoffen, welche nach Umwandlung in wasserlösliche Substanzen durch Niederschläge aus der Troposphäre ausgewaschen werden. Deswegen werden die OH-Radikale auch als „Waschmittel der Atmosphäre“ bezeichnet [Andreae und Crutzen, 1997].

In einer Vielzahl von heterogenen Reaktionen spielt das H_2O unter Bildung von Tröpfchen oder Eiskristallen eine wichtige Rolle [Kirk-Davidoff et al., 1999]. Das H_2O nimmt beispielsweise an Reaktionen von Halogenradika-

len [Roumeau et al., 2000; Schiller, 2001] auf der Oberfläche gefrorener Partikel teil, die sich aus H_2O und HNO_3 zusammensetzen³ [Voigt et al., 2005; Voigt et al., 2006] und die sogenannte polare stratosphärische Wolken (engl. Akronym: PSCs — Polar Stratospheric Clouds) bilden [Solomon, 1999]. Diese Wolken stellen einen entscheidenden Parameter für den Ozonabbau dar [Müller et al., 1997; Solomon, 1999; Müller, 2003], da sie zur Aktivierung des Chlorreservoirs führen. So führen sie zu Abbauzyklen des O_3 , welche das sogenannte Ozonloch verursachen [Fahey, 2003].

Aufgrund seiner charakteristischen Verteilung — Mischungsverhältnisse von einigen ppmv in der Stratosphäre im Gegensatz zu einigen hundert ppmv in der oberen Troposphäre [Brewer, 1949] — können Wasserdampfmessungen auch zur Ermittlung atmosphärischer Transportprozesse benutzt werden. Für diesen Zweck ist insbesondere die Untersuchung der Verteilung von Wasserdampf im Bereich der TTL geeignet, die maßgeblich von den Austauschprozessen zwischen Troposphäre und Stratosphäre bestimmt wird [Zöger et al., 1999].

Alle diese Phänomene zeigen deutlich, dass Veränderungen des Wassergehaltes in der Atmosphäre sich in mehrfacher Weise auf die Atmosphäre selbst und das Klima folglich auswirken könnten. Beispielsweise berichteten Kirk-Davidoff et al. [1999], dass eine Zunahme des stratosphärischen Wasserdampfmischungsverhältnisses zu einer Erhöhung des Temperaturschwellwertes für die Aktivierung der Halogenradikale führen kann, und dadurch eine Verstärkung des Ozonabbaus entwickelt wird.

Zurzeit sind Langzeitvariationen des stratosphärischen Wasserdampfs ein weiteres Phänomen, das Fragen zu atmosphärischem H_2O aufwirft. Zwischen 1950 und 2000 stieg das stratosphärische Wassermischungsverhältnis um etwa 1% pro Jahr an [Oltmans et al., 2000; SPARC, 2000; IPCC, 2007]. Die Ursache dafür bleibt unbekannt [Stenke und Grewe, 2005]. Obwohl das stratosphärische H_2O mit dem Vorkommen von CH_4 verbunden ist, dessen Konzentration seit der Industrialisierung kontinuierlich ansteigt, kann der Anstieg von CH_4 nur etwa 30% des stratosphärischen Wasserdampfanstiegs zwischen 1980 und 2000 erklären [Oltmans et al., 2000; Rosenlof et al. 2001; Rohs et al., 2006].

Dieser kurze Überblick über das atmosphärische H_2O weist darauf hin, dass viele Fragen über dieses Thema noch unbeantwortet sind. Die *in-situ* Wassermessungen bieten daher eine Grundlage für ein verbessertes Verständnis sowohl der chemischen als auch der dynamischen bisher nicht vollständig

³Noch andere Substanzen können auch in Anwesenheit des H_2O zur Ausbildung gefrorener Partikel führen, wie z. B. H_2SO_4 [Hofmann und Oltmans, 1992; de Reus et al., 1998].

geklärten Prozesse, welche sowohl eine kleinskalige als auch großskalige Struktur aufweisen können. Dafür werden Instrumente benötigt, die zeitlich und damit räumlich hochaufgelöste *in-situ* Wassermessungen erlauben. Ein geeignetes Verfahren, das sowohl bei hohen troposphärischen als auch bei niedrigen stratosphärischen Mischungsverhältnissen eine hohe Präzision ermöglicht, ist die Lyman- α -Photodissoziation-Fluoreszenz-Messtechnik (siehe Kapitel 2).

1.5 Der Wassergehalt an der TTL

Mit dem *Brewer-Dobson-Zirkulation*-Konzept verbindet sich eine Erklärung zur Dehydratation der Luft. Diese basiert auf der Tatsache, dass sehr niedrige Temperaturen von unter -80°C im Bereich der Tropopause in den Tropen gefunden werden [Brewer, 1949; Liu und Zipser, 2005]. Die durch Konvektion aufsteigenden Luftmassen werden so weit abgekühlt, dass der darin enthaltene Wasserdampf kondensiert (sublimiert) und als Eispartikel ausfällt. Deshalb ist die Stratosphäre extrem trocken. Dieser Prozess der Dehydratation wird auch als „Kühlfalle“ (engl.: „cold trap“) bezeichnet.

Danielsen [1982] schlug einen Trocknungsmechanismus durch hochreichende Konvektionswolken vor. Innerhalb der Wolken bildet turbulente Vermischung einen adiabatischen Temperaturgradienten aus. Der obere Bereich der Wolken wird dann kalt und der untere Bereich warm. Der kontinuierliche Aufwärtstransport des Wasserdampfes innerhalb der Wolken führt dazu, dass die Eiskristalle im oberen Bereich der Wolken wachsen und schließlich sedimentieren.

Bei anderen Hypothesen sind die Schwerewellen wichtig, welche sich in der Stratosphäre ausbreiten und durch adiabatische Abkühlung bzw. Wolkenbildung zur Dehydratation führen [Potter und Holton, 1995]. Auch Jensen et al. [1996b] schlugen ebenso adiabatische Abkühlung als einen wichtigen Faktor zur Dehydratation vor. Nach ihrer Meinung wird jedoch die adiabatische Abkühlung von planetaren Wellen verursacht.

Bemerkenswert ist, dass bei den vorhergehenden Hypothesen keine räumliche Beschränkung definiert wird, das heißt die Austrocknung sollte einigermaßen gleichförmig in der ganzen tropischen Troposphäre unabhängig von der Länge stattfinden. Newell und Gould-Stewart [1981] verglichen die mittlere Temperatur tropischer Regionen auf der Grundlage der Wasserdaten von Kley et al. [1979]. Als entscheidenden Parameter wurde von ihnen die Temperatur auf dem etwa 100 hPa Druckniveau genommen. Sie behaupteten, dass die zonale mittlere Temperatur der Tropopause zu hoch war, um die geringe stratosphärische Wasserkonzentration zu erklären. Unter Annahme, dass die zonale mittlere tropische Temperatur an der Tropopause

die stratosphärische Wasserkonzentration kontrolliert, sollte diese Temperatur niedriger sein. So stellten sie die Hypothese auf, dass der Transport von Luftmassen aus der Troposphäre in die Stratosphäre in einer beschränkten Region stattfinden sollte, in der die Temperatur wesentlich niedriger ist und die Wasserdampfkonzentrationen die sehr niedrigen stratosphärischen Werte annehmen können. Diese Hypothese wurde als „stratospheric fountain“ bekannt. Die „Quelle“ befindet sich über dem östlichen tropischen Pazifischen Ozean, Nord Australien, Indonesien und Malaysia während November-März bzw. über der Bengalasbucht und Indien während des asiatischen Monsuns.

Die Tatsache, dass diese Region eine extrem niedrige Temperatur aufweist, wurde von anderen Autoren ebenso berichtet [Highwood und Hoskins, 1998; Hatsushika und Yamazaki, 2003; Fueglistaler et al., 2005; Fueglistaler und Haynes, 2005]. Das „stratospheric fountain“-Konzept kann aber nicht allein den Mechanismus für die Austrocknung der Luft vollständig erklären. Zusätzlich dazu müssen andere Prozesse in Zusammenhang mit dem „stratospheric fountain“ stehen [Holton und Gettelman, 2001; Gettelman et al., 2002b.; Bonazolla und Haynes, 2004]. Es gibt allerdings Autoren, die stark daran zweifeln, ob diese Region tatsächlich entscheidend für die Trockenheit der Stratosphäre ist, wie z. B. Dessler [1998] und Sherwood [2000]. Diese Autoren nehmen an, dass Konvektion wesentlich seine Umgebung beeinflusst.

Im Jahr 2000 tauchte eine neue Hypothese auf [Sherwood und Dessler, 2000], bei der die Luftmassen in die TTL durch einen konvektiven Mechanismus — wie in der Beschreibung von Danielsen [1982] — transportiert werden. Diese durch Konvektion transportierten Luftmassen sind extrem trocken und weil sie kürzlich in der TTL angekommen sind, können sie als „neue“ Luftmasse beschrieben werden. In der TTL steigen sie langsam infolge von Strahlung auf und werden zeitgleich mit „alten“ Luftmassen vermischt. Die „alten“ Luftmassen bestehen aus Luftpaketen, die ein großes Wassermischungsverhältnis aufweisen, weil sie sich aus dem untersten Teil der Konvektion ausbreiten, ohne stark auszutrocknen. Danach wird das Wassermischungsverhältnis durch Vermischung zwischen „neuen“ und „alten“ Luftmassen auf den niedrigen stratosphärischen Wert gebracht.

1.6 Zielsetzung der Arbeit

Aufgabenstellung dieser Arbeit ist die Bestimmung des Wassergehaltes im Bereich der tropischen Tropopause und darüber hinaus die Untersuchung der Transport-, De- und Hydratationsprozesse, die in diesem Bereich stattfinden. Dazu wurde das Hygrometer FISH (Fast In situ Stratosphere Hygrometer) angewendet. Hervorzuheben ist hier insbesondere die Fähigkeit dieses

Gerätes, hochaufgelöste *in-situ*-Informationen über die Wasserverteilung in der Atmosphäre zu gewinnen.

Da die Tropopause in den Tropen relativ hoch liegt (ca. 17 km), wurde FISH auf dem russischen Höhenforschungsflugzeug Geophysica integriert und konnte so Wassermessungen aus der oberen Troposphäre, in der das Wassermischungsverhältnis einige hundert ppmv betragen kann, bis in die untere Stratosphäre, in der das Wassermischungsverhältnis bei etwa 4 ppmv liegt [Zöger et al., 1999], messen. Auf diese Weise wurden zwei Feldmessungen in den Tropen im Jahr 2005 geplant und durchgeführt: TROCCINOX (Brasilien) und SCOUT-O3 (Australien), auf denen diese Arbeit wesentlich basiert. Daten aus einer späteren Kampagne werden in dieser Arbeit auch vorgestellt, und zwar von der AMMA-Kampagne, die im Sommer 2006 in Burkina Faso durchgeführt wurde. Ebenso wird eine frühere Kampagne (APE-THESEO – Seychellen) im Jahr 1999, bei der das FISH-Hygrometer beteiligt war, diskutiert.

Saisonale bzw. regionale Unterschiede der Wasserkonzentration in der TTL werden analysiert. Auf diese Weise konnte die Relevanz über die Wasserverteilung in der tropischen Atmosphäre untersucht werden, insbesondere die Verteilung in der unteren Stratosphäre bzw. oberen Troposphäre und ebenso der sogenannten „Überwelt“.

Der Vertikaltransport der Spurengase wird auch untersucht. Durch Analysen der Wasserdaten und Vergleich mit anderen Spurengasen können wichtige Informationen über dieses Phänomen erhalten werden. Diese Prozesse spielen eine sehr wichtige Rolle, denn durch sie steigen verschiedene Spurenstoffe sowie das Wasser teilweise bis in die Stratosphäre auf, welche direkt oder indirekt wegen der aus ihnen gebildeten Produkte die Ozonschicht sowie über den Treibhauseffekt die Strahlungsbilanz der Erde beeinflussen.

Eine weitere Bedeutung der TTL liegt im Horizontalaustausch, welcher innerhalb dieses Bereichs stattfindet. Ergebnisse von Wassermessungen können daher zum Verständnis sowohl der horizontalen als auch der vertikalen Austauschprozesse beitragen. Ergänzende Informationen ergeben sich sowohl durch Verwendung des Modells CLaMS (engl.: „Chemical Lagrangian Model of the Stratosphere“) des Forschungszentrums Jülich als auch durch die Analyse der Spurengase von anderen Instrumenten verschiedener an den Kampagnen beteiligter Gruppen. Das Modell eignet sich zusammen mit der Spurengasanalyse aufgrund der hohen räumlichen und zeitlichen Auflösung besonders für einzelne Fallstudien.

Kapitel 2

Das Messgerät

Vor einigen Jahren wurde am Forschungszentrum Jülich ein Messgerät zur *in-situ* Bestimmung des Wasserdampfgehalts in der Atmosphäre entwickelt. Dieses erste Modell war zur Anwendung auf Ballonen bestimmt und wurde erstmals im November 1990 eingesetzt [Mörschel, 1992]. Das Messverfahren dieses Hygrometers, FISH (Fast In situ Stratospheric Hygrometer) genannt, beruht auf dem Prinzip der Lyman- α -Photodissoziation-Fluoreszenz.

In den folgenden Jahren wurde dieses Gerät zum Einsatz auf Flugzeugen weiterentwickelt. Die erste Testkampagne des neuen Gerätes wurde im März 1994 auf dem deutschen Forschungsflugzeug Falcon-E der DLR (Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt) durchgeführt. Es wurde auch auf anderen Messplattformen eingesetzt, z.B. einer Cessna CITATION der Technischen Universität Delft oder einem Learjet der GFD (Gesellschaft für FlugzielDarstellung) [Zöger et al., 1999].

Da die Höhe der Tropopause mit der geographischen Breite variiert (siehe Abschnitt 1.2), waren die Untersuchungen des Tropopausenbereiches zunächst auf polare bzw. mittlere Breiten beschränkt, denn die große Höhe der Tropopause konnte nicht mit Passagierflugzeugen in den Tropen erreicht werden. Um zeitlich und räumlich hochaufgelöste *in-situ* Wasserdampfdaten auch in der tropischen Region zu erhalten, wurde der FISH, verbunden mit erheblichen Modifikationen, auf dem russischen Höhenforschungsflugzeug Geophysica (siehe Abschnitt 3.1) integriert. Die Integration wurde während einer Testkampagne (APE1998) in Italien im Dezember 1998 durchgeführt [Beuermann, 2000] und seither wird H_2O in großer Höhe mit dieser neuen Flugzeugvariante vom FISH erfolgreich gemessen.

In den folgenden Abschnitten werden einige Eigenschaften des FISH-Instruments sowie die Theorie des Messverfahrens erläutert. Angefangen mit der Theorie des Messprinzips wird dargestellt, wie diese für Wassermessun-

gen angewandt werden kann. Im weiteren Verlauf wird das Hygrometer und das Kalibrationsverfahren vorgestellt. Zum Schluss wird ein Einblick in die Charakteristik des FISH-Einlass-Systems gegeben.

2.1 Photodissoziation der Moleküle

Schon 1934 wurden einige Untersuchungen zu photochemischen Reaktionen von Terenin und Neujmin [1934] durchgeführt. Sie berichteten, dass eine große Energie (nämlich UV-Strahlung) in der Lage ist, organische Moleküle zu dissoziieren. Dieser Strahlung ausgesetzt, werden durch die folgende Reaktion diatomische Radikale gebildet:



Die Wissenschaftler beobachteten außerdem, dass das Radikal (AB^*) Strahlung abgab. Während ihrer Experimente haben sie auch die Photolyse (oder Photofragmentation bzw. Photodissoziation) von Wassermolekülen untersucht:



Dadurch waren die Grundlagen zur Nutzung dieser Technik bei der Messung von poliatomischen Molekülen gelegt.

2.2 Die Photodissoziation-Fluoreszenz-Technik

Die Photodissoziation-Fluoreszenz-Technik basiert auf dem obenstehenden Prinzip der Photolyse, das heißt die Ausbildung von Radikalen AB^* in angeregtem Zustand aus der Reaktion 2.1 durch UV-Strahlung. Das elektronisch angeregte Radikal fällt entweder durch Abgabe von Fluoreszenz-Strahlung:



oder durch die Kollision mit Luftmolekülen, wie z.B. N_2 bzw. O_2 (hier bezeichnet als M):



in den Grundzustand zurück [Kley und Stone, 1978].

Im stationären Zustand und bei konstanter Einstrahlung beträgt die Dichte der durch Reaktion 2.3 angeregten Radikale [Kley und Stone, 1978]:

$$[AB^*] = \frac{[ABC]J\Phi}{A + \sum_i k_q^i [M_i]} \quad (2.5)$$

Hierbei ist Φ die Quantenausbeute für die Produktion des angeregten Radikals und A die Übergangswahrscheinlichkeit für die Reaktion 2.3, also die inverse Strahlungslebensdauer. Die Werte in eckigen Klammern bezeichnen die Konzentration der jeweiligen Spezies in Molekülen pro Volumeneinheit und k_q^i ist der Quenchingkoeffizient für i -Komponenten. J ist die Photolysefrequenz der Photolyse, also das Produkt aus Strahlungsfluss ψ_λ und dem Absorptionsquerschnitt von $[ABC]$ in die Wellenlänge λ (σ_λ):

$$J = \psi_\lambda \sigma_\lambda [s^{-1}] \quad (2.6)$$

Die Fluoreszenzintensität für einen Übergang vom angeregten Zustand j in den Grundzustand i beträgt:

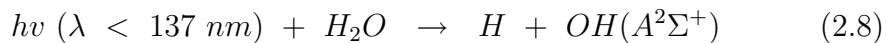
$$I_{ji} \equiv [AB^*]A_{ij} = \frac{[ABC]J\Phi A_{ji}}{A + \sum_i k_q^i [M_i]} \quad (2.7)$$

Gleichung 2.7 zeigt, dass die Fluoreszenzstrahlung ein geeignetes Verfahren zur Bestimmung von Wasserdampf ist, wie es von Kley und Stone [1978] und unabhängig davon im gleichen Jahr von Bertaux und Delannoy [1978] vorgeschlagen wurde.

2.3 Bestimmung der Fluoreszenz-Strahlung zur Wassermessung

Um Wasser zu messen, wird als photolysierende Strahlung die Lyman- α -Strahlung (121,6 nm) einer Wasserstofflampe, die ein angeregtes $OH(A^2\Sigma^+)$ -Radikal erzeugt, verwendet [Mörschel, 1992]. In der Vergangenheit wurde auch eine Kryptonlinie (116,5 nm oder 126,3 nm) benutzt, die allerdings wegen der Sauerstoffabsorption nur für große Höhen geeignet war [Mörschel, 1992; Zöger et al., 1999].

Die Wasserphotolyse (Reaktion 2.2) kann nun umgeschrieben werden zu:



Die meisten der angeregten $OH(A^2\Sigma^+)$ -Radikale befinden sich im Vibrationszustand $v=0$ und ihre Lebenszeit beträgt 788 ns [Kley and Stone, 1978]. Die Geschwindigkeitskonstanten der Löschreaktion von O_2 und N_2 können vereinigt werden, dadurch erhält man eine globale Konstante für die „gemischte“ Luft (K_q^{Luft}), die $\pm 2.30 \times 10^{-11} \text{ cm}^3 \text{ s}^{-1}$ beträgt [Kley und Stone, 1978]. Die Wasserkonzentration kann nun bestimmt werden und somit erhält man das Wassermischungsverhältnis μ . Gleichung 2.7 schreibt sich nun:

$$I_{ji} \equiv [OH(A^2\Sigma^+)]A_{ji} = \frac{\mu[Luft]J\Phi A_{ji}}{A + K_q^{Luft}[Luft]} \quad (2.9)$$

Für den Fall $i=j=0$ gilt dann:

$$I_{00} \equiv [OH(A^2\Sigma^+)]A_{00} = \frac{\mu[Luft]J\Phi A_{00}}{A + K_q^{Luft}[Luft]} \quad (2.10)$$

Bei einem Druck von etwa 10 hPa [Yushkov et al., 1998] entsprechend einer Höhe von etwa 35 km [Kley und Stone, 1978] wird $K_q^{Luft}[Luft] \gg A$ und $A_{00} \cong A$. Damit vereinfacht sich Gleichung 2.10 zu:

$$I_{00} = \mu \frac{J\Phi A_{00}}{K_q^{Luft}} \quad (2.11)$$

Gleichung 2.11 zeigt, dass bei Anwendung dieses Messprinzips in der Stratosphäre bis zu den vorhergehenden Höhen (10 hPa oder 35 km) das Fluoreszenzsignal proportional zum Wasserdampfmischungsverhältnis ist.

Gleichung 2.11 kann nun umgeschrieben werden zu:

$$N_f = \mu C \quad (2.12)$$

Hierbei entspricht N_f dem Fluoreszenzsignal; C ist eine Konstante, die sich aus allen physikalischen Konstanten und instrumentspezifischen Größen in (2.11) zusammensetzt. C kann durch Kalibration mittels eines Gerätes, das ein bekanntes Wasserdampfmischungsverhältnis μ liefert, bestimmt werden.

2.4 Das FISH-Funktionsprinzip

Das Messverfahren des Lyman- α -Fluoreszenz Fast In-situ Stratospheric Hygrometer FISH beruht auf dem oben beschriebenen Prinzip der Photodissoziation-Fluoreszenz. Dafür wird eine energiereiche UV-Strahlung benötigt.

Bei der ersten FISH-Version (ballongetragener FISH) wurde eine kommerzielle Lampe als Quelle für die energetische UV-Strahlung angewandt. Später wurde im ICG-1 eine neue Quelle für UV-Strahlung entwickelt [Woyke, 1994], die auf der Technik von Dieke und Cunningham [1952] basiert.

2.4.1 Quelle der UV-Strahlung

Die neue UV-Strahlungsquelle des FISH besteht aus einem Lampenzylinder, der kontinuierlich mit einem 99%-Ar/1% H₂-Gemisch durchspült wird. Ein Hochfrequenzfeld (ca. 140 MHz) wird unter einem Druck von ca. 3-8 hPa angelegt. Von einem Hochfrequenz-Sender mit einer Einstrahlung von 15 W wird eine Gasentladung im Lampenkörper angeregt und ein Photonenfluss von einigen 10⁴ Photonen sr⁻¹ s⁻¹ erreicht [Zöger et al., 1999]. Eine Plasmaentladung des Gemisches wird dann gezündet und Lyman- α -Strahlung einer Wellenlänge von $\lambda=121,6$ nm emittiert.

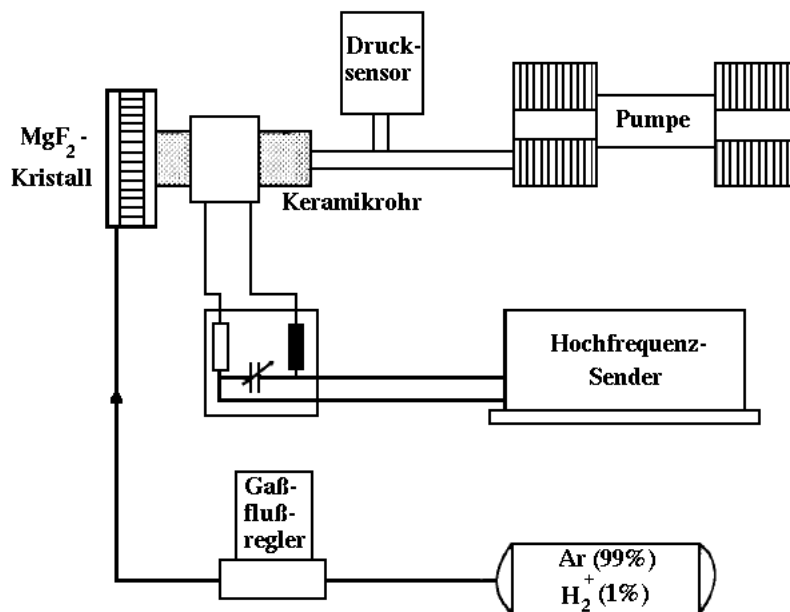


Abbildung 2.1: Skizze zur Quelle für Emission der Lyman- α -Strahlung. (Quelle: Zöger et al. [1999]).

Bei dieser neuen Lampenvariante (siehe Abbildung 2.1) wird wie bei den Vorgängermodellen ein MgF₂-Kristall als Fenster benutzt, das im Gegensatz zu Glas für Wellenlängen im Bereich der Fluoreszenz-Strahlung (siehe Gleichung 2.3) durchlässig ist. Zusätzlich schließt das Fenster die Durchflusslampe vakuumdicht ab. Der Fluss durch die Lampe wird mit Hilfe eines Gasflussreglers auf 2 Sml/min eingestellt¹. Die niedrigen Druckverhältnisse

¹1 Sml ist die Masse an Luft, die bei Standarddruck und -Temperatur ein Volumen von 0,001 Liter einnimmt.

im Lampenzylinder werden von einer Pumpe hergestellt.

2.4.2 Die Messzelle

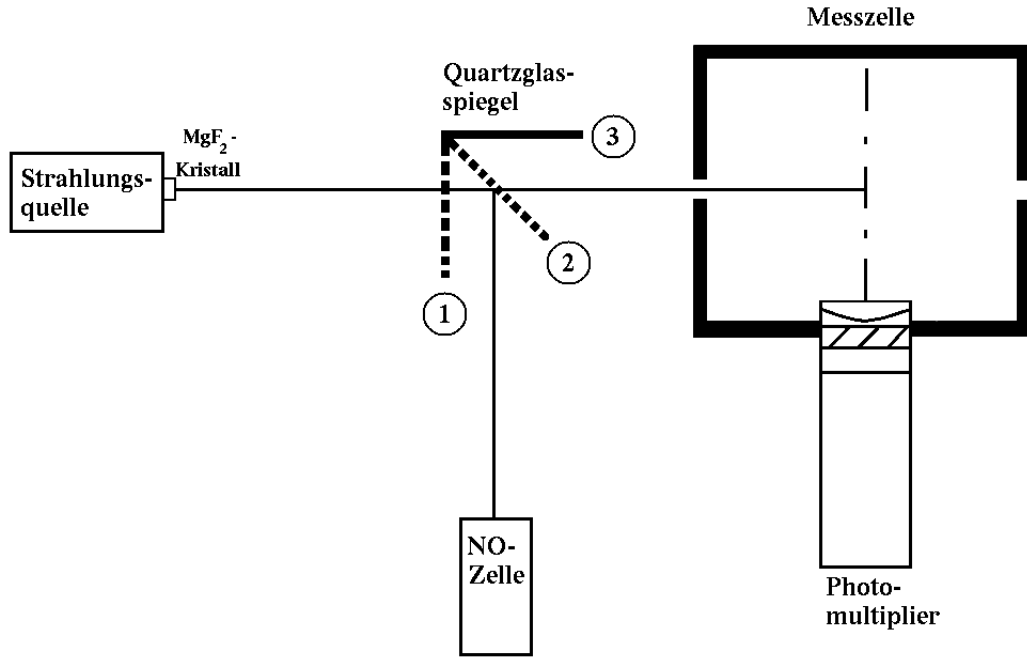
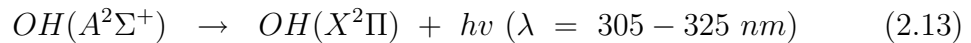


Abbildung 2.2: Schematische Darstellung der FISH-Messzelle. (Quelle: Zöger et al. [1999], siehe Beschreibung im Text).

Die Messzelle (siehe Abbildung 2.2) besteht aus einem aus Schwarzglas (Schott NG1) gefertigten Würfel [Eicke, 1999], in dem sowohl die Photolysereaktion der Wassermoleküle (Reaktion 2.8) als auch die Abgabe von Fluoreszenz-Strahlung des Radikals OH in seinem angeregten Zustand $A^2\Sigma^+$ ablaufen. In diesem Zustand gibt das Radikal bei der Rückkehr in den Grundzustand $X^2\Pi$ ein Photon ($\lambda = 305 - 325 \text{ nm}$) ab [Bertaux und Delannoy, 1978]:



Die Messzelle ist in einem elektropolierten, vakuumdichten Edelstahlgehäuse mit Abstandshaltern so angebracht, dass die einzelnen Flächen an den Kanten etwa 0,2 mm voneinander entfernt sind, um Wasserkontamination durch Totvolumina zu vermeiden [Eicke, 1999].

Das Ar/H₂-Gasgemisch in der Lyman- α -Strahlungsquelle ist nie völlig frei von Wasserdampfspuren. Daher emittiert die Quelle auch immer einen geringen Teil der detektierten Fluoreszenz-Strahlung als „Untergrund-Strahlung“. Um diesen Untergrund zu ermitteln, wird mit Hilfe eines Schrittmotors ein Quarzglasspiegel zwischen die Strahlungsquelle und die Messzelle in Stellung gebracht (Position 1 in Abbildung 2.2). Dieser Spiegel ist undurchlässig für Wellenlängen $\lambda < 180$ nm, lässt höhere Wellenlängen jedoch durch, also auf Position 1 wird in der Messzelle nur die von der Lampe emittierte Untergrund-Strahlung (N_u) detektiert, da kein Wassermolekül von der Luft photolytisiert werden kann.

Da die Strahlungsintensität der Lyman- α -Strahlungsquelle nicht konstant ist, kann die Strahlungsintensität (I_0), die im Messzellenzentrum ankommt, stark variieren und muss deshalb ständig mitgemessen werden. Die Kontrolle der UV-Strahlung wird mittels einer Ionisationszelle, die mit NO gefüllt ist (NO-Zelle in Abbildung 2.2) und Wellenlängen im Bereich unterhalb von 140 nm misst, überwacht. Dafür wird der Quarzglasspiegel nun in einem Winkel von 45° zur Lampenstrahlung gebracht (Position 2 in Abbildung 2.2), und auf diese Weise kann die Strahlungsintensität (I_0), die im Messzellenzentrum ankommt, bestimmt werden.

In Position 3 des Quarzglasspiegels wird die Abgabe von Fluoreszenz-Strahlung der angeregten Moleküle OH($A^2\Sigma^+$) 10 s lang mit einer Zeitauflösung von 1 Hz bestimmt. Die Fluoreszenz-Strahlung wird durch einen Photomultiplier detektiert, dessen Messoptik auf das Zentrum der Messzelle gerichtet ist (siehe Abbildung 2.2) und der die Zählrate der Fluoreszenz-Photonen (N_g) ausgibt.

Aus den gemessenen Parametern Untergrund-Strahlung N_u , Strahlungsintensität im Messzellenzentrum (I_0), Fluoreszenz-Zählrate N_g sowie ein Korrekturfaktor für den Untergrund f_u und einer Kalibrationskonstanten c_k kann die Gleichung 2.12 umgeschrieben werden zu:

$$\mu_{H_2O} = \frac{N_g - f_u N_u}{I_0} c_k \quad (2.14)$$

Der Korrekturfaktor f_u für den Untergrund wird eingeführt, weil der Quarzglasspiegel die von der Lampe emittierte Fluoreszenz-Strahlung nur zu 99% transmittiert und Streustrahlung die Untergrundmessung beeinflusst.

2.4.3 FISH-Kalibration

Die Kalibrationsfaktoren c_k und f_u lassen sich durch eine Kalibration bestimmen. Für die Kalibrationen wird ein Frostpunkt-Hygrometer der Firma MBW Calibration Ltd. (Wettingen, Schweiz, Modell DP30) zusammen mit

einem am Institut entwickelten Kalibrierstand verwendet (siehe Abbildung 2.3). Die Kalibrationen werden unter realistischen Bedingungen sowohl in den Labors des Forschungszentrums Jülich als auch während Messkampagnen durchgeführt. Während der Kampagnen wird das Gerät zwischen den Messflügen kalibriert, um zu erkennen, ob sich einzelne Komponenten und damit die Kalibrationsfaktoren mit der Zeit verändern.

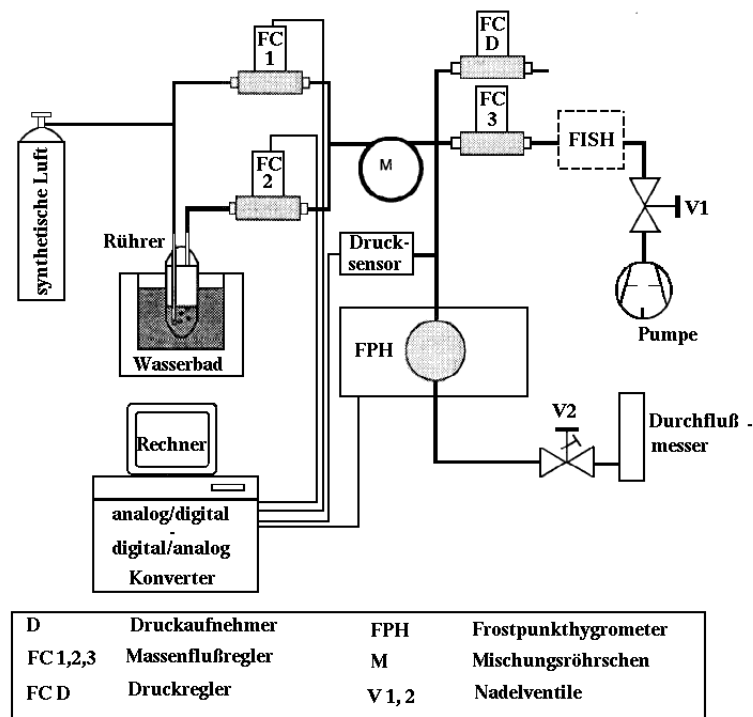


Abbildung 2.3: Schematische Darstellung des Kalibrierstandes des FISH. Durch die Massenflussregler FC1 und FC2 werden trockene und feuchte Luft im Mischungsröhrchen M vermischt. Der Druckregler (FCD) hält den Druck innerhalb des Frostpunkt-Hygrometers DP30 konstant. Durch den Massenflussregler FC3 fließt Luft mit konstantem Wassermischungsverhältnis zum FISH. Das Ventil V2 und der Durchflussmesser erzeugen einen konstanten Fluss durch das Frostpunkt-Hygrometer DP30. (Quelle: Zöger et al. [1999]).

Das kommerzielle Frostpunkt-Hygrometer DP30 ist geeignet, bei konstanten Bedingungen das Wasserdampf-mischungsverhältnis sehr genau zu messen, es ist aber zu träge, um schnelle Änderungen der Wasserkonzentration zu registrieren. Durch Nutzung dieses Gerätes als Referenz erreichen die Wassermessungen etwa 3% Genauigkeit, für eine sichere und konstante Detektion sind jedoch 5 bis 30 Minuten nötig [Mangold, 2004]. FISH reagiert statt-

dessen unmittelbar auf Änderungen des Mischungsverhältnisses. Deswegen können unterschiedliche Drücke in der Messzelle eingestellt werden um die Druckunabhängigkeit der Fluoreszenzmessungen zu überprüfen, solange sich das Frostpunkt-Hygrometer über die etwa 30 Minuten einregelt.

Für die Kalibration wird der Kalibrierstand mit synthetischer Luft aus einer Druckflasche gespült, die gewöhnlich ein Wassermischungsverhältnis um 1 ppmv hat. Um feuchte Luft zur Kalibration zu erhalten, wird die synthetische Luft in ein temperiertes Wasserbad geführt und mit Wasserdampf bis zur Sättigung befeuchtet. Der Wasserdampfpartialdruck ergibt sich aus dem Sättigungsdampfdruck über Wasser und ist eine Funktion der Temperatur. Um die Kalibration unter reproduzierbaren Bedingungen durchzuführen, wird das Wasserbad auf einer konstanten Temperatur von ca. 5° C gehalten. H₂O-Mischungsverhältnisse von etwa 1-300 ppmv werden mit Hilfe zweier Massenflussregler, FC1 für die trockene Luft und FC2 für die befeuchtete Luft, dynamisch eingestellt.

Bei der Auswertung der Kalibration werden die vom FISH gemessenen und jeweils über die Dauer einer Druckstufe gemittelten Parameter N_g , N_u und I_0 (siehe Gleichung 2.14) mit dem jeweiligen Wasserdampfmischungsverhältnis $\mu_{H_2O}DP30$ linear korreliert [Mangold, 2004]:

$$\frac{N_g}{I_0 \cdot \mu_{H_2O} DP30} = \frac{1}{c_k} + f_u \cdot \frac{N_u}{I_0 \cdot \mu_{H_2O} DP30} \quad (2.15)$$

Eine genaue Herleitung dieses Zusammenhangs wird in Zöger [1996] bzw. in Eicke [1999] gegeben.

2.4.4 Das Probeneinlasssystem

Die zu detektierende Probenluft wird während der Messflüge durch einen passiv (ohne Pumpe) betriebenen, nach vorne gerichteten (auf etwa 60 bis 80 °C) geheizten Einlass, der auf dem Flugzeug montiert ist, zugeführt. In diesen Einlass gelangt die wasserdampfhaltige Umgebungsluft sowie — beim Durchdringen von Eiswolken — Eiskristalle. Die Eiskristalle werden durch die Einlassheizung auf dem Weg zur Messung verdampft. FISH misst somit das Gesamtwasser, das in der Höhe der Messung aus Wasser in der Gas- und festen Phase besteht.

Die Sammlung von Partikeln ist eine schwierige Aufgabe, weil sie von dem Sammelgerät selbst gestört werden kann, so dass das Luftvolumen je nach der Partikelgröße ungenau bestimmt oder zuviele/-wenige Partikel gesammelt werden [Krämer, 1992]. Die Probenahme ist außerdem abhängig davon, dass die Strömungsgeschwindigkeit im Inneren des Einlasses (U) und die äußere Strömungsgeschwindigkeit (U_0) nicht angepasst sind, so dass die

Sammelbedingung anisokinetisch ist und Verluste oder Überprobenahme auftreten, nämlich wenn $U > U_0$, werden weniger Partikel gesammelt, wenn aber $U < U_0$, werden zu viele Partikel gemessen (Siehe Abbildung 2.4).

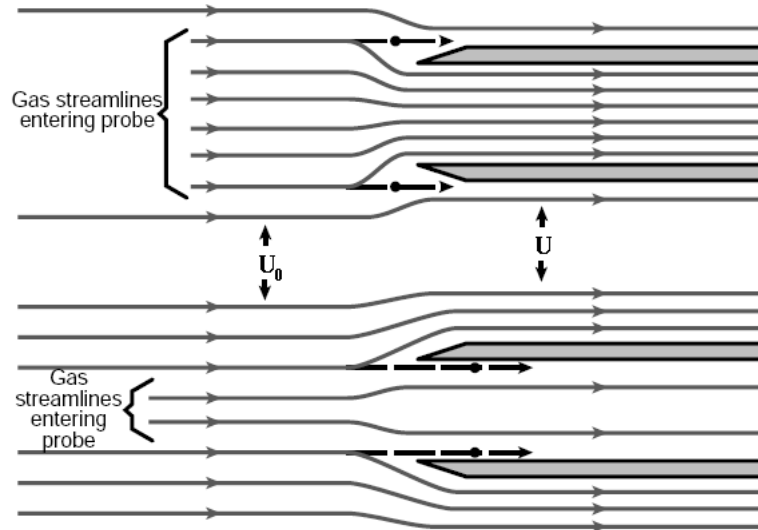


Abbildung 2.4: Anisokinetische Probenahme beim Eintritt in den Einlass. Oben: $U > U_0$, unten: $U < U_0$. (Quelle: Hinds [1982]).

Die anisokinetische Probenahme führt dazu, dass die Messung in Wolken korrigiert werden muss. Für eine zuverlässige Messung ist deshalb erforderlich, die Einlass-Effizienz des Gerätes genau zu kennen. Die Einlass-Effizienz — auch Aspirations-Effizienz (A) genannt — definiert die Effizienz, mit der die Eispartikel aus der Umgebungsatmosphäre in den Einlass transportiert werden. Diese wird durch

$$A = \frac{U_0}{U} \quad (2.16)$$

gegeben.

Aufgrund des Unterschiedes zwischen der Strömungsgeschwindigkeit des Einlasssystems und der Fluggeschwindigkeit der Geophysica können die Messungen bei FISH in der Tat aus einer anisokinetischen Probennahme bestehen, und dadurch werden die Partikel überrepräsentativ gesammelt [Beuermann, 2000].

Für einen FISH-Einlass erhält man die Strömungsgeschwindigkeit im Inneren des Einlasses (U) durch

$$U = \frac{q}{A_{di}} \quad (2.17)$$

Hierbei entspricht q dem FISH-Durchfluss und ist abhängig von der Druckdifferenz zwischen Einlass und Auslass.

A_{di} wird durch: $A_{di} = \pi \left(\frac{Di}{2}\right)^2$ erhalten und entspricht dem Querschnitt (Di) des Einlasses.

Da das Verhältnis U_0/U auf schnellfliegenden Flugzeugen immer größer als 1 ist, was im Rahmen dieser Arbeit der Fall ist, wird die Effizienz normalerweise auch „Enhancement“ genannt.

Krämer und Afchine [2004] haben fluid-dynamische Rechnungen mittels des „Computational Fluid Dynamics“ Modells CFX durchgeführt, um das Strömungsverhalten von verschiedenen Einlasssystemen, unter denen zwei FISH-Einlässe, für kompressible Fluide zu simulieren. Ihr Ergebnis ist in Abbildung 2.5 gezeigt, bei der die Aspirations-Effizienz für ein kompressibles Fluid als eine Funktion des Partikelradius geplottet wird.

Für ein FISH-Signal ist der Beitrag von kleinen Partikeln bei den Höhen an der Tropopause nicht bedeutsam. Partikel mit dem Radius $r > 4 \mu\text{m}$ nehmen allerdings mehr als 95% des kondensierten Wassers auf [Schiller, 1999]. Für Partikel mit dem Radius $r > 4 \mu\text{m}$ zeigt die Aspirations-Effizienz — beispielsweise für den analysierten Fall von Krämer und Afchine [2004] — einen Wert von etwa 5 (grüne Symbole in Abbildung 2.5). Bei Auftreten von Partikeln, insbesondere innerhalb von Wolken, kann das Gesamtwasser durch die berechnete Aspirations-Effizienz folgendermaßen korrigiert werden:

$$H_2O_{gesamt} = \frac{H_2O_{FISH} - H_2O_{gas}}{A} + H_2O_{gas} \quad (2.18)$$

Man nimmt an, dass sich H_2O_{gas} in Umgebungen — bei denen sich andere Aggregatzustände befinden, beispielsweise innerhalb der Wolken bzw. Konvektion, bei der Tröpfchen bzw. Eiskristalle gefunden werden können — in thermodynamischem Gleichgewicht mit Eis befindet. Das H_2O_{gas} kann durch Anwendung der Relation von Marti und Mauersberger (siehe Anhang G) im

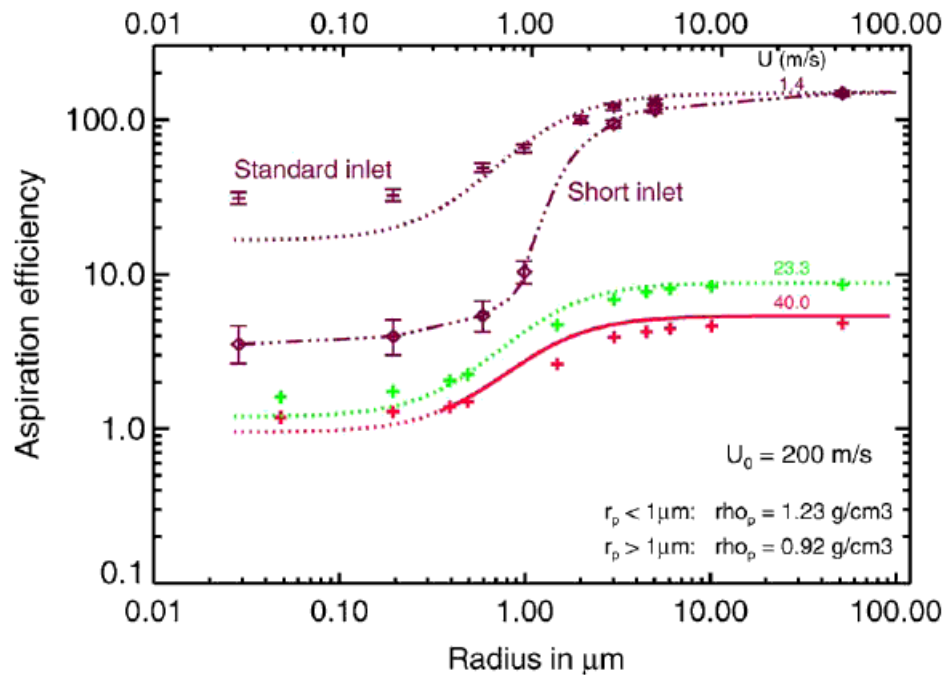


Abbildung 2.5: Bestimmung der Aspirations-Effizienz für verschiedene Einlässe auf verschiedenen Forschungsflugzeugen: *enviScope*-Einlass auf dem Learjet (burgunderrot), FISH-Einlass auf der Falcon (grün) und FISH-Einlass auf der Geophysica (rot); für ein kompressibles Fluid mittels des „Computational Fluid Dynamics“ Modells CFX. (Quelle: Krämer und Afchine [2004]).

Zusammenhang mit Nutzung der Temperatur- und Druck-Daten, bestimmt werden.

Wegen der großen Sammeleffizienz durch Anwendung der Aspirations-Effizienz bestehen die FISH-Daten daher aus einem wirkungsvollen Werkzeug zur Unterscheidung gemessener Luftmassen inner- und außerhalb der Wolken. Der Einsatz von FISH zusammen mit Hygrometern, die nur Gasphase messen (wie z. B. FLASH, siehe die Beschreibung dieses Gerätes im Anhang B.1), ist hervorragend zur Untersuchung bzw. Charakterisierung der Wolkenumgebung [Schlicht, 2006].

Kapitel 3

Die Messkampagnen

Im Rahmen dieser Arbeit wurden Ergebnisse von Wassermessungen mit dem FISH-Hygrometer auf der Messplattform „Geophysica“ aus unterschiedlichen Kampagnen in den Tropen und zwar im Bereich der tropischen Tropopause erhalten. Obwohl die Ergebnisse dieser Arbeit im Wesentlichen auf den *in-situ* Messungen während der TROCCINOX- und SCOUT-O3-Kampagnen im Jahr 2005 basieren, werden auch Daten aus anderen Kampagnen dargestellt, als zusätzliche Informationen über die tropische Tropopause und ihrer Eigenschaften.

Dieses Kapitel gibt demnach einen Einblick sowohl in die zwei oben erwähnten Messungen als auch in zwei andere tropische Kampagnen, an denen die Jülicher Wassergruppe des ICG-1 mit dem FISH-Hygrometer teilnahm: APE-THESEO und AMMA.

In Tabelle 3.1 sind einige Informationen über die Messkampagnen in zeitlicher Reihenfolge repräsentiert. Insgesamt wurden 25 erfolgreiche lokale Messflüge während dieser vier Kampagnen mit dem FISH-Hygrometer durchgeführt. Ergänzende Informationen zu den Messungen, die aber in dieser Arbeit nicht beachtet werden, sind im Internet zu finden (siehe Anhang H).

Da sich die vorliegende Arbeit hauptsächlich um die tropische Tropopause kümmert, deren Höhe ein Maximum am Äquator aufweist (siehe Abschnitt 1.2), wurde es notwendig zur Untersuchung der Wasserverteilung an diesem Bereich eine hochfliegende geeignete Messplattform zu benutzen. Für die europäischen Forscher kommt bisher nur eine Plattform in Frage: das russische Höhenforschungsflugzeug Geophysica, die eine Höhe von etwa 21 Kilometern erreichen kann und im Abschnitt 3.1 vorgestellt wird. Auf diese Weise konnte eine maximale Höhe entsprechend einer potenziellen Temperatur von etwa 530 K während der Messungen bei der APE-THESEO-Kampagne erreicht werden. Während der AMMA-Kampagne wurden Daten bis zu po-

Tabelle 3.1: Die durchgeführten Messkampagnen mit dem FISH-Hygrometer auf der Geophysica in den Tropen im Rahmen dieser Arbeit.

Kampagne	Zeitraum	Ort	Lokale Flüge
APE-THESEO	12.02 bis 17.03.1999	Mahé, Seychellen (4,42 °S, 55,30 °O)	5
TROCCINOX	18.01. bis 18.02.2005	Araçatuba, Brasilien (21,1 °S, 58,2 °O)	8
SCOUT-O3	31.10. bis 17.12.2005	Darwin, Australien (12,4 °S, 138,8 °W)	7
AMMA	29.07. bis 17.08.2006	Ouagadougou, Burkina Faso (12,22 °N, 1,31 °W)	5

tenziellen Temperaturen von etwa 500 K gesammelt. Bei den SCOUT- und TROCCINOX-Kampagnen ist eine maximale potenzielle Temperatur von ca. 480-490 K zu beobachten. Da die Obergrenze der Tropopause in den Tropen bei etwa 380 K liegt (beispielsweise: Holton et al. [1995] und MacKenzie et al. [2006]), bestehen die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Wassermessungen aus einem ausführlichen Datensatz im Bereich der tropischen Tropopause.

Von den tropischen Messkampagnen, an denen das FISH-Hygrometer beteiligt war, fanden zwei im späteren Winter¹ (APE-THESEO und TROCCINOX), eine im späteren Sommer (AMMA) und eine im späteren Herbst zu Beginn des Winters (SCOUT-O3) statt. Abbildung 3.1 zeigt die Koordinaten der im Rahmen dieser Arbeit untersuchten tropischen Regionen. Auf der Abzisse ist die Höhe, dargestellt als potenzielle Temperatur (θ), im Bereich von 300 bis 550 K repräsentiert. Die horizontale Achse zeigt die Breite von 30 °S und 30 °N. Zum großen Teil bestehen die Daten aus Messungen über der südlichen Seite der Tropen mit Ausnahme der Daten aus der AMMA-Kampagne (orange), bei der die nördliche tropische Halbkugel von etwa 4 bis 18 °N untersucht wurde.

Entsprechend der Breite umfassen die Daten einen Bereich von etwa 25 °S bis 18 °N, also für den überwiegenden Teil der Messdaten wurden die Flüge innerhalb des geographischen Bereiches der Tropen durchgeführt, das heißt zwischen dem südlichen- und dem nördlichen Wendekreis, beziehungsweise zwischen 23,5 °S und 23,5 °N. Bei der SCOUT-Kampagne liegt ein Teil der

¹Im Rahmen dieser Arbeit entspricht der Saison, wenn nicht anderweitig bezeichnet, der Jahreszeit in der Nordhemisphäre.

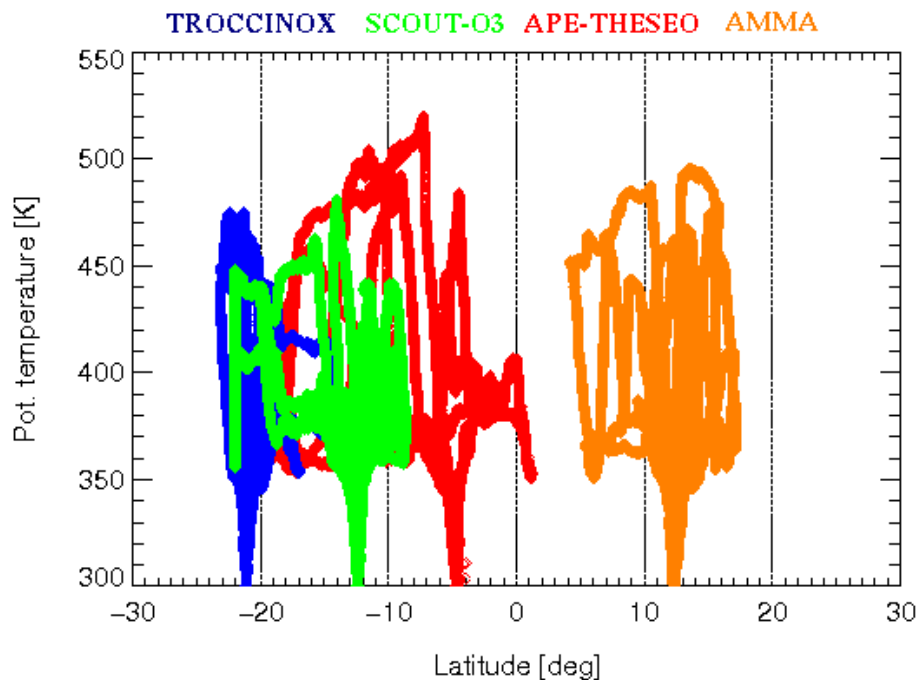


Abbildung 3.1: Die Ortbestimmung der Messungen in den Tropen im Rahmen dieser Arbeit. Die vertikalen Koordinaten zeigen die Höhe (ausgedrückt als potentielle Temperatur) und die X-Achse repräsentiert die Breite.

Daten allerdings am Randgebiet der Tropen (grün in Abbildung 3.1). Dies ist auf einen Flug zur Validierung des Satelliten ENVISAT (engl.: Environmental Satellite) — ein Umweltsatellit der Europäischen Raumfahrtagentur — am 05.12.2005 zurückzuführen (siehe Abschnitt 3.4.2).

Da die Stadt Araçatuba (21,1 °S), in der die TROCCINOX-Kampagne stattfand, am Rand der südlichen Grenze der Tropen liegt, bestehen die Daten teilweise aus Messungen von subtropischen Luftmassen statt tropischen Luftmassen. Ein Blick auf die Abbildung 3.1 verdeutlicht, dass die TROCCINOX-Daten bis etwa 23 °S gemessen wurden.

3.1 Die Messplattform: M-55 Geophysica

An den verschiedenen Messkampagnen nahmen unterschiedliche Flugzeuge teil, z.B. während der Kampagne in Brasilien (TROCCINOX) waren dabei: die russische Geophysica, die deutsche Falcon-E und die brasilianische Bandeirante INPE (port.: INPE — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais).

Diese Arbeit nutzt aber ausschließlich die auf der „M-55 Geophysica“ (siehe Abbildung 3.2) gemessenen Daten durch Anwendung des FISH-Hygrometers, jedoch Daten aus anderen Messgeräten (und gelegentlich aus anderen Messplattformen) verschiedener Gruppen, die an den Kampagnen beteiligt waren, werden zu einer besseren Erklärung bzw. Interpretation ebenfalls diskutiert.

Bevor das FISH-Hygrometer in die Geophysica integriert wurde, konnten *in-situ* Messungen in der Höhe der Stratosphäre einzig durch die Flüge der Höhenforschungsflugzeuge ER-2 und WB-57 der amerikanischen NASA (engl.: National Aeronautics and Space Administration) durchgeführt werden [Stefanutti et al., 1999].



Abbildung 3.2: Das russische Höhenforschungsflugzeug „M-55 Geophysica“ (oben, Bild von Fábio H. Silva dos Santos). Die Positionen von FISH und Einlass sind im nebenstehenden Bild zu sehen (Bild von Dr. Fred Stroh).

Das russische Flugzeug M-55 Geophysica wurde von Myasishchev Design Bureau (MDB) entwickelt und von Smolensky Flugzeugbetrieb als Höhen

Erkundung-Flugzeug in Betrieb genommen, im Auftrag der damaligen UdSSR Regierung. Der erste Flug der Geophysica wurde am 16.08.1988 durchgeführt und seit diesem Tag ist die Geophysica das einzige Flugzeug in Russland und in Europa, das Dauerflüge in den Höhen bis 21 Kilometer während Perioden von etwa 5-6 Stunden durchführen kann. Seine Ausrüstung und Systeme wurden in Übereinstimmung mit militärischen Standardanforderungen entwickelt [Geophysica, 2007].

Die Geophysica besitzt zwei Bypass-Triebwerke und ist in der Lage, eine Ladung bis 1500 kg zu tragen und erreicht eine Geschwindigkeit von 750 km h^{-1} . Die Geophysica besitzt viele Schächte, in denen verschiedene Geräte eingebaut werden können [Stefanutti et al., 1995].

Die Flugparameter, die notwendig für die wissenschaftlichen Untersuchungen sind, werden von dem Flugzeug regelmäßig aufgenommen und an die verschiedenen beteiligten Instrumente übermittelt.

Aufgrund seines technologischen Potenzials ließ sich das Flugzeug zur wissenschaftlichen Nutzung weiterentwickeln. Die erste wissenschaftliche Kampagne, die APE-Kampagne (engl.: Airborne Polar Experiment), an der die Geophysica beteiligt war, fand im nördlichen Finnland in Rovaniemi statt. Dabei war das Ziel die Untersuchung über dem arktischen polaren Kreis während des Winters 1996/97 [Stefanutti et al., 1995; Stefanutti et al., 1999]. Diese Kampagne war erfolgreich sowohl bezüglich der Entwicklung der Geophysica als wissenschaftliches Flugzeug als auch wegen der wissenschaftlichen Ziele, die erreicht wurden [Stefanutti et al., 1999]. Bei dieser Kampagne ist das Flugzeug Falcon-E des DLR zusammen mit der Geophysica mitgeflogen. Die Falcon-E ermittelte für die Geophysica während des Fluges Informationen über den geeigneten Flugpfad, der von der Geophysica genommen werden sollte, um das Untersuchungsziel, nämlich stratosphärische Wolken, zu erreichen. Dieses war das erste Mal, dass ein Flugzeug als „Pathfinder“ während einer stratosphärischen Untersuchung benutzt wurde. Während der APE-Kampagne wurden insgesamt sieben Messflüge zwischen Dezember 1996 und Januar 1997 durchgeführt und seitdem nimmt die Geophysica an verschiedenen Kampagnen erfolgreich teil [APE, 2007].

3.2 APE-THESEO

Die APE-THESEO-Kampagne (engl.: Airborne Platform of Earth Observations-Third European Stratospheric Experiment on Ozone) fand zwischen Februar und März 1999 in Mahé – Seychellen ($4,42^\circ \text{S}$, $55,30^\circ \text{O}$) statt, das heißt über dem Bereich des westlichen Indischen Ozeans. Ein Überblick sowohl über die Region als auch die Messflüge der Geophysica während der

APE-THESEO-Kampagne ist in der Abbildung 3.3 gezeigt.

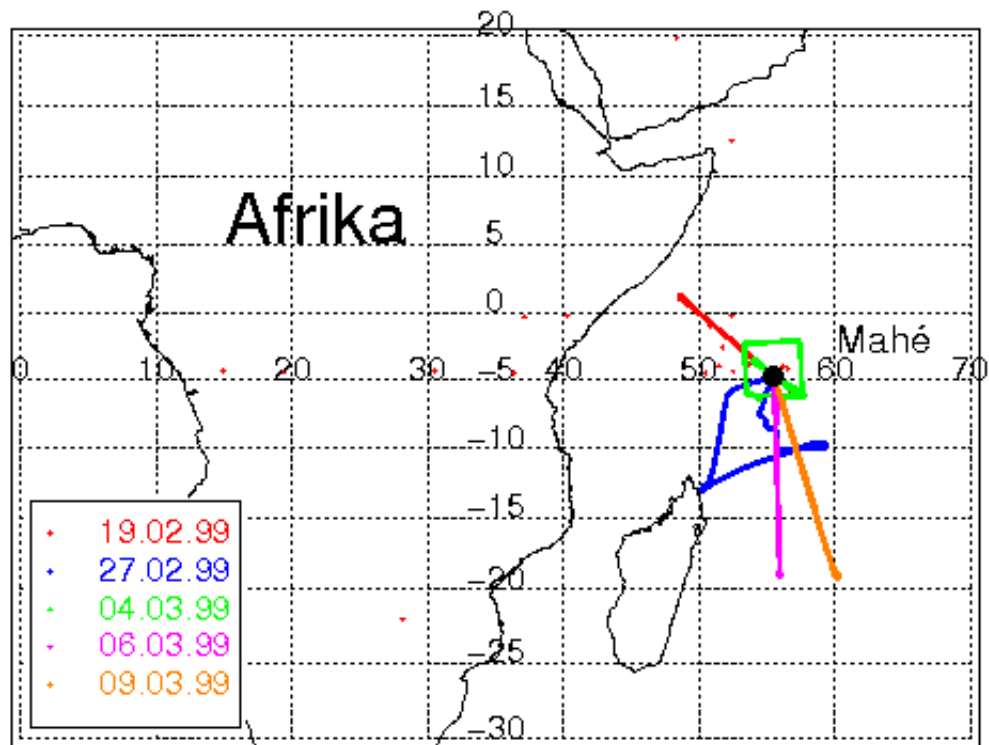


Abbildung 3.3: Flugrouten der Messflüge während der APE-THESEO-Kampagne (Februar-März 1999). Mahé, Seychellen.

Das Projekt wurde von der Europäischen Kommission unterstützt unter den Aufträgen ENV5 CT95-0533 und INTAS YSF00-231. Die Finanzausstattung wurde von der italienischen Weltraumagentur (italien. Akronym: ASI — Agenzia Spaziale Italiana), der Europäischen Wissenschaftsstiftung (engl. Akronym: ESF — European Science Foundation) und der DLR geleistet.

Die APE-THESEO-Kampagne wurde mit dem INDOEX (engl.: Indian Ocean Experiment), einem internationalen Multiplattform Experiment, kombiniert, welches in den Tropen im Winter 1999 stattfand. Auf diese Weise wurde der Bereich der tropischen Tropopause über dem Indischen Ozean wie nie zuvor von einem solchen Projekt — mit Teilnahme verschiedener Plattformen gleichzeitig — untersucht [MacKenzie et al., 2006a]. Eine Beschreibung sowohl der Zielsetzung als auch der Übersicht über die APE-THESEO-Kampagne wird im Folgenden gegeben.

3.2.1 Zielsetzung

Im Vordergrund des APE-THESEO-Projektes stand die *in-situ* Untersuchung von Zirruswolken an der tropischen Tropopause. Darüber hinaus verfolgte die APE-THESEO-Kampagne die Ziele, niedrige Wasserkonzentration in der Stratosphäre und den Mechanismus der Wolkenausbildung an der tropischen Tropopause zu untersuchen [Stefanutti et al., 2004; MacKenzie et al., 2006]. Dies trägt zu einem besseren Verständnis über die Eingangsprozesse verschiedener Spurengase in die Stratosphäre bei. Diese Eingangsprozesse umfassen sowohl Transportmechanismen als auch die Umwandlungsprozesse der Spurengase, welche sich diese Spurengase unterziehen sollen, die beispielsweise zur Zerstörung des stratosphärischen O_3 führen können.

Die Messungen verschiedener Spurengase bieten daher eine Grundlage für unterschiedliche Analysen der tropischen Tropopause. Bisher ist wenig über die komplexen Prozesse an der tropischen Tropopause bekannt und deswegen sind viele Fragen unbeantwortet. Da das Thema *Wasser* die zentrale Bedeutung für die vorliegende Arbeit ist, werden hier nur Fragestellungen untersucht, die in Zusammenhang mit Wasserdampfmessungen stehen.

Bezüglich H_2O wurde die Untersuchung der folgenden Fragen bei der APE-THESEO-Kampagne angestrebt:

- Wie hoch ist das Wasserdampfmischungsverhältnis, das an der tropischen Tropopause in die Stratosphäre eingetragen wird [Fueglistaler und Haynes, 2005]?
- Wo und unter welchem Mechanismus entsteht das Wasserdampfminimum, die Hygropause genannt [Gettelman et al., 2002b]?
- Kann die Ausbildung der Hygropause im Bereich des westlichen Indischen Ozeans (Seychellen) durch lokale Dehydratation, das heißt lokal stark erniedrigte Tropopausentemperaturen hervorgerufen werden, oder ist der Eintrag von Wasserdampf in die Stratosphäre auf die „stratospheric fountain“ Region beschränkt [Newell und Gould-Stewart, 1981]?
- Inwieweit beeinflussen hochreichende Kumulonimbuswolken den Wasserdampfgehalt der tropischen Tropopause [Danielsen, 1982]?
- Tragen Kumulonimbuswolken durch Partikelsedimentation zur Dehydratation von Luftmassen unterhalb stratosphärischer Wasserdampfmischungsverhältnisse bei, oder ist eine Befeuchtung der Luftmassen in der unteren Stratosphäre (engl. Akronym: LS — lower stratosphere) zu erwarten [Sherwood und Dessler, 2000]?

- Welche Rolle spielen die optisch dünnen tropischen Wolken von extrem geringer optischer Dichte (engl. Akronym: UTTCs — Ultrathin Tropical Tropopause Clouds) bei den Dehydratationsprozessen [Luo et al., 2003a]?
- Welche Faktoren beeinflussen die Konzentration von Spurengasen in der Stratosphäre [Richard et al., 2006]?

3.2.2 Übersicht und Durchführung

Tabelle 3.2: Übersicht über die von der Geophysica durchgeführten Messflüge während der APE-THESEO-Kampagne (Februar-März 1999). Mahé, Seychellen.

Flugdatum (1999)	Ziel	Hinweis
12.02	Überführungsflug	Forli → Amman
13.02	Überführungsflug	Amman → Djibouti
14.02	Überführungsflug	Djibouti → Seychellen
19.02	Untersuchung der Zirren (in größer Höhe)	mittelmäßige Konvektion nördlich von Mahé
24.02	Untersuchung der UT/LS	
27.02	Untersuchung der Zirren (in größer Höhe)	
04.03	Untersuchung der UT/LS	
06.03	Flug geneigt in die Isentropen	
09.03	Untersuchung der UT/LS	Flug in Richtung zum Zyklon „Davina“
11.03	Flug in die Innertropische Konvergenzzone	
15.03	Überführungsflug	Seychellen → Djibouti
16.03	Überführungsflug	Djibouti → Amman
17.03	Überführungsflug	Amman → Forli

In Tabelle 3.2 sind die Flüge während der APE-THESEO-Kampagne dargestellt. Sowohl die Ziele als auch einige Hinweise jeweiliger Flüge sind

gegeben. Während aller Flüge wurde mindestens ein Sinkflug in die obere Troposphäre durchgeführt.

Während der APE-THESEO Kampagne wurden insgesamt 13 Flüge mit dem Flugzeug Geophysica durchgeführt. Davon sind sieben Messflüge, während die anderen sechs Flüge der Überführung des Flugzeuges zum Kampagnenort dienten. Außer dem Flugzeug Geophysica war das DLR-Forschungsflugzeug Falcon-E ebenfalls an der APE-THESEO-Kampagne beteiligt.

Daten von Satelliten wurden verwendet, um die Flugplanungen kurz vor dem Start zu optimieren. Die Wolkenuntersuchungen waren eine der wichtigsten Aufgaben bei APE-THESEO. Dafür wurden Flüge oberhalb und in der Nähe von Kumulonimbuswolken geplant. Die konnten aber wegen des Mangels an solchen Wolken, die die Tropopause erreichten, nicht vollkommen erreicht werden. Diese Flüge wurden aber verwendet, um die obere Troposphäre (eng. Akronym: UT — upper troposphere) und die untere Stratosphäre zu untersuchen, bei denen die dünnen tropischen Wolken, UTTCs genannt, an Tropopausenhöhen mehrmals entdeckt wurden [Stefanutti et al., 2004]. Ein anderes Ziel wurde ebenfalls bei APE-THESEO erreicht: die Messung von Zirruswolken insbesondere von Zirren, die sich bei großen Höhen befinden.

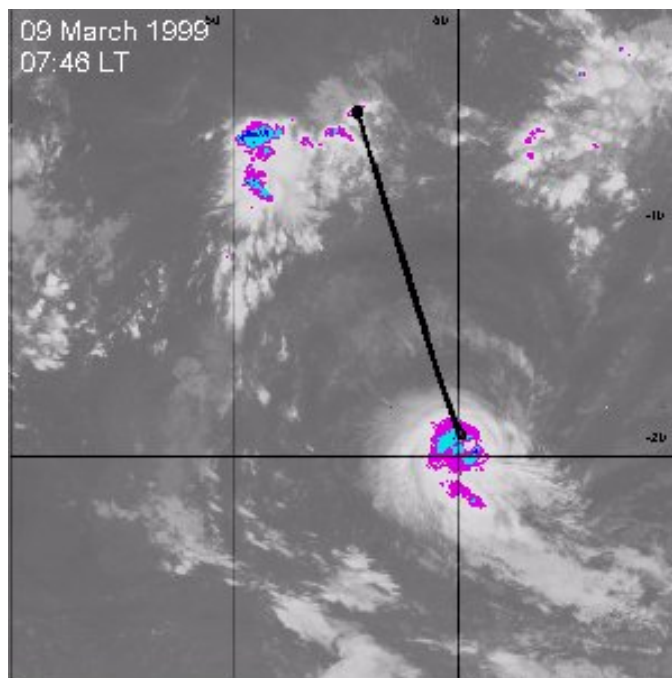


Abbildung 3.4: Untersuchung des Zyklons „Davina“ während der APE-THESEO-Kampagne am 09.03.1999. (Quelle: Stefanutti et al. [2004]).

Die Lokalisierung der Seychellen, die nicht weit entfernt vom Äquator

sind, hat es ebenfalls ermöglicht, die „Innertropische Konvergenzzone“ (eng. Akronym: ITCZ — Innertropical Convergence Zone) zu untersuchen. Darüber hinaus flog die Geophysica auf Anweisung der Falcon-E in Richtung Südosten, um ein Zyklon zu untersuchen. Diese Kampagne ist die erste Kampagne, bei der ein Flug in den Amboss einer Wolke an der Spitze eines Zyklons durchgeführt wurde (siehe Abbildung 3.4).

3.3 TROCCINOX

Das Projekt TROCCINOX (engl.: Tropical Convection, Cirrus, and Nitrogen Oxides Experiment) besteht aus zwei Kampagnen in dem Bundesstaat São Paulo in Brasilien, die in 2004 und 2005 während der sogenannten „Regenzeit“ stattfanden: die erste Kampagne in der Stadt Gavião Peixoto zwischen Februar und März 2004 (TROCCINOX-1) und die zweite Kampagne zwischen Februar und März 2005 (TROCCINOX-2) in der Stadt Araçatuba (21,1 °S; 58,2 °O).

Da das Höhenforschungsflugzeug „Geophysica“ erst an der zweiten TROCCINOX-Kampagne (TROCCINOX-2) beteiligt war, konnte die Tropopause einzig bei dem zweiten Teil der TROCCINOX-Kampagne untersucht werden. An der ersten TROCCINOX-Kampagne nahmen nur die troposphärischen Flugzeuge teil: die brasilianische Bandeirante (bis etwa 4,5 km) und die deutsche Falcon-E (bis etwa 13 km).

Wie bereits erwähnt, basiert die vorliegende Arbeit wesentlich auf den Geophysica-Daten die mit dem FISH-Hygrometer (siehe Abschnitt 3.1) aufgenommen wurden. Deshalb werden die Daten aus der ersten TROCCINOX-Kampagne im Rahmen dieser Arbeit nicht berücksichtigt.

Das gesamte Experiment TROCCINOX wurde in Zusammenarbeit mit dem brasilianischen Projekt TROCCIBRAS (Tropical Convection and Cirrus Experiment Brasil) durchgeführt, das vom Institut für meteorologische Forschung (port. Akronym: IPMET — Instituto de Pesquisas Meteorológicas) unter der Leitung von Herr Prof. Roberto Vicente Calheiros koordiniert wurde.

Die Unterstützung von verschiedenen brasilianischen Partnern, beispielsweise durch das oben erwähnte IPMET und die staatliche Universität „Júlio de Mesquita Filho“ (port. Akronym: UNESP — Universidade Estadual Paulista „Júlio de Mesquita Filho“) war die Grundlage für die politische und logistische Leistung der zwei erfolgreichen Kampagnen. Ergänzende Unterstützung von der Universität von São Paulo (port. Akronym: USP — Universidade de São Paulo) und dem brasilianischen Institut für militärische Luftfahrt (port. Akronym: CTA — Comando-Geral de Tecnologia Aeroespa-

cial) war in dieser Hinsicht auch sehr wichtig.

Auf der europäischen Seite waren verschiedene Institute aus verschiedenen Ländern an der TROCCINOX-Kampagne beteiligt, beispielsweise aus Deutschland, Frankreich, Italien, der Schweiz usw. Die europäischen Partner wurden vom Fünften Rahmenprogramm der Europäischen Gemeinschaft (1998-2002) — Thema: Wettbewerbsorientiertes und nachhaltiges Wachstum — unter dem Auftrag EVK2-CT-2001-00122 finanziell unterstützt.

Abbildung 3.5 zeigt die Flugrouten der Geophysica im Rahmen der TROCCINOX-Kampagne und im Folgenden wird einen Überblick über diese Kampagne gegeben.

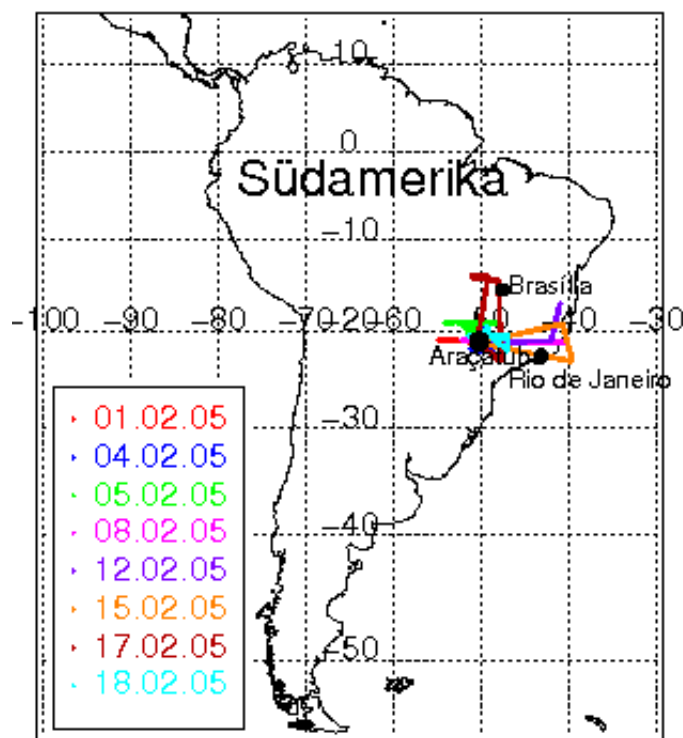


Abbildung 3.5: Flugrouten der Messflüge der TROCCINOX-Kampagne (Februar-März 2005). Aracatuba, Brasilien.

3.3.1 Zielsetzung

Das gesamte Projekt TROCCINOX erforscht die Auswirkung der tropischen hochreichenden Konvektion auf die Verteilung und die Quellen der Spurenga-

se, Wolken und Aerosolpartikeln. Der Schwerpunkt liegt dabei auf Prozessen in der oberen Troposphäre und in der unteren Stratosphäre. Die Ergebnisse sind für Einschätzungen des Klimas von Bedeutung. Außerdem hilft das Projekt die internationale Zusammenarbeit zwischen europäischen Ländern und Brasilien zu fördern.

Eine zentrale Frage der Gegenwart ist, wie die Zusammensetzung der atmosphärischen Luft von den Prozessen, die in den tropischen Regionen insbesondere im Bereich der Tropopause, beeinflusst wird. Doch die Tropopause liegt bei großer Höhe in den Tropen (siehe Abschnitt 1.2), die von Passagierflugzeugen nicht erreicht werden kann. Deshalb ist die Anwendung eines hochfliegenden Flugzeuges wie der Geophysica notwendig.

Mit der Teilnahme der Geophysica an der zweiten TROCCINOX-Kampagne wurden Messungen im Bereich der tropischen Tropopause durchgeführt. Zusammen mit Daten anderer beteiligter Flugzeuge bilden diese einen wichtigen Datensatz, der Daten von der Stratosphäre bis in geringe troposphärische Höhen umfasst.

Eine bessere Erkenntnis der Zusammensetzung von atmosphärischer Luft steht im Vordergrund der TROCCINOX-Kampagne. Die Kampagne beschäftigte sich ebenfalls stark mit der Verbesserung der heutigen Kenntnisse über das Auftreten von Spurengasen (einschließlich Wasserdampf) und Partikeln (Eiskristalle und Aerosole) in der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre, sowohl in Verbindung mit tropischer hochreichender Konvektion. Ein weiteres Ziel bei der TROCCINOX-Kampagne war die Verbesserung der Kenntnisse über durch Blitze ausgebildete Stickoxide (NO_x) in tropischen Stürmen und Quantifizierung der produzierten Menge, um sie mit anderen NO_x Quellen und deren globaler Beeinflussung zu vergleichen [Huntrieser et al., 2007].

Bezüglich H_2O wurde die Untersuchung folgender Fragen bei der TROCCINOX-Kampagne angestrebt:

- Welche Auswirkung hat eine tropische Konvektion auf das Gleichgewicht und die Verteilung von verschiedenen Spurengasen, wie z. B. Wasserdampf [Gottelman et al., 2002a]?
- Welche Auswirkung hat die tropische hochreichende Konvektion auf Ausbildung und Verteilung von Aerosolpartikeln [Raes et al., 2000]?
- Wie tragen Troposphären-Stratosphären-Austauschprozesse zu der Wasserdampfkonzentration bei, die in die Stratosphäre gelangen?
- Was ist der Ursprung der Zirruswolken in den Tropen und welche Rolle spielen diese Wolken bei den Dehydratationsprozessen [Kärcher, 2004]?

3.3.2 Übersicht und Durchführung

Die TROCCINOX-Kampagne besteht insgesamt aus 17 Flügen: ein Testflug, acht Überführungsflüge und acht Messflüge. Die Verwendung von Satellitendaten und Modellierung waren wichtige Werkzeuge für die Flugplanung. In Tabelle 3.3 wird eine Zusammenfassung der Flüge während der TROCCINOX-Kampagne gegeben.

Die TROCCINOX-Kampagne wurde durchgeführt während eines Zeitraumes, bei dem intensive tropische Konvektion mit häufigem Auftreten von Blitzen in Brasilien geschieht. Zu dieser Zeit ist ebenso das Auftreten von starken Gewittern südlich des Bundesstaates São Paulo und der Nachbarländer, beispielsweise Argentinien und Uruguay zu beobachten. Dies kann in Zusammenhang mit der Anwesenheit einer südamerikanischen Antizyklone, „Bolivian High“ genannt, zum Austausch zwischen stratosphärischen- und troposphärischen Luftmassen führen [Konopka et al., 2007]. Eine ausführliche Diskussion dieses Phänomens wird in Kapitel 7 gegeben.

Am 04.02.2005 wurde der Untersuchungsflug über einer Region mit hochreichender Konvektion durchgeführt. Die Umgebung der Konvektion wurde untersucht (siehe Tabelle 3.3), um die Dehydratationsprozesse der Stratosphäre zu analysieren. Zu diesem Zweck wurden die Messungen von Geophysica besonders im oberen Teil dieses Wetterphänomens durchgeführt.

Am 07.03.2005 wurde der letzte Wissenschaftsflug der Geophysica im Rahmen der TROCCINOX-Kampagne und von dazugehörigen europäischen Projekten von Oberpfaffenhofen (Deutschland) aus durchgeführt: Ein Testflug für das MARSCHALS-Instrument (engl.: Millimetre-Wave Airborne Receivers for Spectroscopic CHaracterisation in Atmospheric Limb Sounding). Ein weiteres Ziel dieses Fluges war die Untersuchung der Stratosphäre über der Arktis, bei dem eine O₃-Zerstörung von etwa 60% beobachtet wurde [von Hobe et al., 2006]. Da sich dieser Flug mit der Arktis beschäftigt, wird er in der vorliegenden Arbeit nicht berücksichtigt.

Tabelle 3.3: Übersicht über die von der Geophysica durchgeführten Messflüge während der TROCCINOX-Kampagne (Februar-März 2005). Araçatuba, Brasilien.

Flugdatum (2005)	Ziel	Hinweis
18.01	Testflug	Oberpfaffenhofen
20.01	Überführungsflug	Oberpfaffenhofen → Sevilla
23.01	Überführungsflug	Sevilla → Kapverdische Insel
23.01	Überführungsflug	Kapverdische Insel → Recife
27.01	Überführungsflug	Recife → Araçatuba
01.02	stratosphärische → troposphärische Intrusion	Westlicher-, Östlicher Flug entlang 21°S
04.02	Untersuchung der Konvektion	Gewittersturm
05.02	Untersuchung der Konvektion	Gewittersturm
08.02	troposphärische → stratosphärische Intrusion	Westlicher-, Östlicher Flug entlang 21°S
12.02	ENVISAT Validierung	Untersuchung östlich von Araçatuba mit Sinkflug
15.02	ENVISAT Validierung	Untersuchung östlich von Araçatuba mit Sinkflug
17.02	ENVISAT Validierung	Untersuchung nördlich von Araçatuba. Zirren wurden be- obachtet
18.02	Untersuchung der Konvektion	Lokale Konvektion nur bis ca. 12 km
24.02	Überführungsflug	Araçatuba → Recife
27.02	Überführungsflug	Recife → Kapverdische Insel
27.02	Überführungsflug	Kapverdische Insel → Sevilla
02.03	Überführungsflug	Sevilla → Oberpfaffenhofen
07.03	Testflug in Richtung zum ark- tischen Polarwirbel	Bestätigung der O ₃ - Zerstörung

3.4 SCOUT-O3

Die Flugzeug-SCOUT-O3-Kampagne (engl.: Stratosphere-Climate links with emphasis On the UTLS-O3) wurde in Darwin (12,4 °S; 130,8 °N) im November und Dezember 2005 durchgeführt, um die Messungen in der Umgebung von hochreichender Konvektion („Hector“ genannt — mächtige Gewitter, die sich zu dieser Jahreszeit über den Tiwi-Inseln nördlich von Darwin bilden) zu untersuchen [Vaughan et al., 2007]. Ebenso wurden wolkenfreie Tage und von konvektiven Systemen freie Luftmassen beobachtet, um Information über den ungestörten Hintergrund zu erhalten.

Das SCOUT-O3-Projekt wurde vom Sechsten Rahmenprogramm der Europäischen Gemeinschaft im Bereich der Globalen Umweltveränderung, nachhaltiger Entwicklung und dem Ökosystem (Projekt Referenz: 505390) unterstützt. Das politische Ziel des Projektes war, eine neue Erkenntnis über die Zusammensetzung der Luft an der Tropopause für die Europäische Union und Nationalregierungen zur Verfügung zu stellen. Dies konnte daher verwendet werden, um die europäische Position für nachhaltige Entwicklung zu verbessern [SCOUT-O3, 2007].

Abbildung 3.6 gibt einen Überblick sowohl über die Region der Messungen als auch in die Untersuchungsflüge der Geophysica während der SCOUT-O3-Kampagne.

3.4.1 Zielsetzung

Außer den Forschungsflugzeugen Geophysica und Falcon-E waren auch noch zwei andere Flugzeuge an der SCOUT-O3-Kampagne beteiligt: die australische Grob G520T Egrett (bis etwa 12-14 km) und die englische Dornier-228 (bis 4 km), welche den durch „Hector“ verursachten Transport als Teil des ACTIVE Programmes (engl.: Aerosol & Chemical Transport in Tropical ConVEction) untersuchten. Vor allem war bei ACTIVE die Untersuchung von ein- und ausströmenden Luftmassen an verschiedenen Gewittersystemen von Bedeutung. Dies war eine Zusammenarbeit zwischen acht Institutionen und wurde von der Universität von Manchester (Großbritannien) geleitet. Dies wurde von NERC (engl.: Natural Environment Research Council) finanziell unterstützt [Vaughan et al., 2007].

Eine Unterstützung durch Vorhersagen für die Flugplanungen wurde von dem australischen Büro für Meteorologie (engl. Akronym: BoM — Australian Bureau of Meteorology) während der Untersuchungsflüge geleistet. Erwähnenswert ist die erfolgreiche Zusammenarbeit zwischen den verschiedenen beteiligten Mannschaften (SCOUT-O3/ACTIVE/BoM) bei der Nutzung von Radar- und Satellitenprodukten. Dies erlaubte koordinierte Untersuchungs-

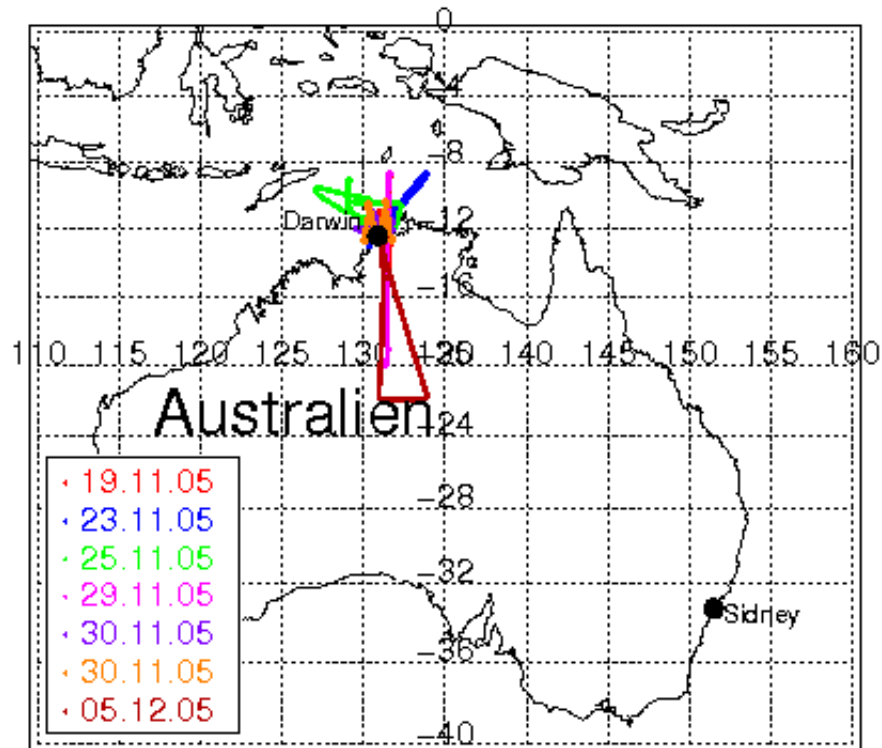


Abbildung 3.6: Flugrouten der Messflüge während der SCOUT-O3-Kampagne (November-Dezember 2005). Darwin, Australien.

flüge in unterschiedlichen Höhenbereichen einer Konvektion durch die verschiedenen Flugzeuge: die Geophysica, die G520T Egrett, die Falcon-E und die Dornier-228 [MacKenzie et al., 2006b].

Neben den für SCOUT-O3 allgemein formulierten Zielen werden durch Wassermessungen wichtige Ziele in Bezug auf das Wasser in den Tropen verfolgt. Sie sind im Folgenden zusammengefasst:

- Welche Mechanismen wirken auf den Transport von Spurengasen (einschließlich Wasserdampf) zwischen der Troposphäre und Stratosphäre [Richard et al., 2006]?
- Welche Prozesse verursachen die zuletzt beobachteten Änderungen der stratosphärischen Wasserkonzentration [Oltmans et al., 2000]?
- Welche Folgen hat die Änderung des stratosphärischen Wasserdampfes für das Klima?

- Wie kann man eine bessere Prognose für stratosphärische Spurengase bzw. Feuchtigkeit ermöglichen?
- Welche Wirkung hat die Wolkenausbildung auf die obere Troposphäre bzw. die untere Stratosphäre [Santacesaria et al., 2003]?
- Welchen Einfluss hat die stratosphärische Aerosolschicht auf die TTL und ihre Zusammensetzung [Raes et al., 2000]?

3.4.2 Übersicht und Durchführung

Während der Untersuchungsflüge bei der SCOUT-O3-Kampagne lag die Priorität der Geophysica-Flüge auf Messungen von Wasserdampf, Partikeln und reaktiven Chemikalien im oberen Bereich der Gewittertürme, dem sogenannten Amboss. Es wurden bei der SCOUT-O3-Kampagne 22 Flüge mit der Geophysica durchgeführt: 1 Testflug, 10 Überführungsflüge zwischen Darwin und Oberpfaffenhofen, neun Messflüge.

Bei den Überführungsflügen war ein militärischer Schweizer Learjet [Vasić et al., 2005] außer der Falcon-E und der Geophysica beteiligt, auf dem Instrumente für O₃- und H₂O-Messungen von dem Institut für Angewandte Physik der Universität von Bern eingebaut waren. Diese kombinierten Flüge ermöglichten durch *in-situ*- und Fernerkundung-Messungen eine Übersicht in der oberen Troposphäre und in der unteren Stratosphäre.

Die Tabelle 3.4 zeigt, dass sich die Untersuchungsflüge während der SCOUT-O3-Kampagne hauptsächlich mit Zirren- und Hector-Untersuchungen beschäftigten, also sieben Flüge von den gesamten acht Untersuchungsflügen. Damit versuchten die beteiligten Wissenschaftler die einströmenden Luftmassen zu charakterisieren, in denen sich der Hector bildete. Während dieser Flüge kreiste die Geophysica über dem Hector nach von der Falcon-E gelieferten Informationen, um den Eintrag von Spurenstoffen in die TTL zu untersuchen. Die Daten der SCOUT-O3-Kampagne bestehen aus einem ausführlichen Datensatz der Region nördlich von Australien und liefern daher eine großartige Charakterisierung der Luftmassen über dieser Region.

Am 28.11.2005 wurde der Untersuchungsflug abgebrochen, weil die Geophysica ein mechanisches Problem hatte. Da dieser Flug nur aus einer kurzen Messzeit besteht, wird er in der vorliegenden Arbeit nicht weiter berücksichtigt (siehe Tabelle 3.4).

Tabelle 3.4: Übersicht über die von der Geophysica durchgeführten Messflüge während der SCOUT-O3-Kampagne (November-Dezember 2005). Darwin, Australien.

Flugdatum, (2005)	Ziel	Hinweis
31.10	Testflug	Oberpfaffenhofen
04.11	Überführungsflug	Oberpfaffenhofen → Larnaca
04.11	Überführungsflug	Larnaca → Dubai
07.11	Überführungsflug	Dubai → Hyderabad
09.11	Überführungsflug	Hyderabad → U-Tapao
11.11	Überführungsflug	U-Tapao → Brunei
12.11	Überführungsflug	Brunei → Darwin
16.11	Untersuchung von Hector	
19.11	Untersuchung von Hector und Zirren	
23.11	Untersuchung der TTL	Flug über Äquator
25.11	Untersuchung der Zirren	Hector am Ende des Fluges gefunden
28.11	Kurzer Flug	Geophysica mit mechanischem Problem
29.11	Flug mit Zirren	Mesoskaliges konvektives System (engl. Akronym: MCS – Mesoscale Convective System)
30.11	1. Doppelflug	Untersuchung von Hector
30.11	2. Doppelflug	Flug vier Stunden nach dem Hector
05.12	ENVISAT Validierung	Flug durch den südlichen Wendekreis
09.12	Überführungsflug	Darwin → Brunei
10.12	Überführungsflug	Brunei → Dubai
13.12	Überführungsflug	Dubai → Bahrain
14.12	Überführungsflug	Bahrain → Larnaca
16.12	Überführungsflug	Larnaca → Brindisi
17.12	Überführungsflug	Brindisi → Oberpfaffenhofen

3.5 AMMA

Das AMMA-Projekt (engl.: African Monsoon Multidisciplinary Analyses) ist ein internationales Großprojekt und basiert auf einer französischen Initiative. Wissenschaftliche Gruppen aus verschiedenen Kontinenten, wie z. B. Amerika, Afrika und Europa, sind an dem Projekt beteiligt, welches von vielen unterschiedlichen Institutionen finanziert wird, besonderes von Frankreich, von Großbritannien, den Vereinigten Staaten und Afrika [Redelsperger et al., 2006]. Die europäischen Partner bekamen eine finanzielle Unterstützung von dem Sechsten Rahmenprogramm der Europäischen Gemeinschaft.

Im August 2006, also während der feuchten Phase des Monsuns, fand die Flugzeug-Kampagne in Ouagadougou – Burkina Faso ($12,22^{\circ}\text{N}$; $1,31^{\circ}\text{W}$) statt, welche etwa gleichzeitig mit einer AMMA-Ballon-Kampagne in Niamey – Niger ($13,30^{\circ}\text{N}$; $2,6^{\circ}\text{O}$) durchgeführt wurde. An der Kampagne in Ouagadougou war unter anderem das hochreichende Flugzeug Geophysica beteiligt. Aufgrund der Lokalisierung und des Zeitraums der Durchführung der Kampagne besteht der AMMA-Datensatz aus den einzigen Daten, die während des Sommers und nördlich von Äquator gemessen wurden, welche in der vorliegenden Arbeit vorgestellt und diskutiert werden.

Ein Überblick in die Flugrouten der Geophysica während der AMMA-Kampagne ist in der Abbildung 3.7 gezeigt.

3.5.1 Zielsetzung

Die Herausforderung für das AMMA-Projekt war zu verstehen, welche Auswirkung der afrikanische Westmonsun in verschiedenen Zeitskalen auf die Klimatologie, insbesondere über der westafrikanischen Region, besitzt und welche Interaktion dieses Phänomen mit Quellen und Transport der Substanzen wie z. B. Wasserdampf und Aerosolen aufweist. Darüber hinaus versuchte man herauszufinden, welche Auswirkung die Variabilität des westafrikanischen Monsuns auf die Gesundheit, die Wasserbetriebsmittel und die Nahrungsmittelsicherheit für die westafrikanischen Nationen hat [Redelsperger et al., 2006].

Hinsichtlich der Wasserdampfmessungen wurden die obere Troposphäre und untere Stratosphäre untersucht. Dabei standen dynamische, mikrophysikalische und chemische Prozesse innerhalb der TTL im Zentrum des Interesses. In Bezug auf das Thema Wasser wurden die folgenden Punkte angestrebt:

- Wie hoch liegt die Penetration der kontinentalen mesoskaligen konvektiven Systeme in die Stratosphäre?
- Wie tief können die Luftmassen in den oberen Teil der TTL aufsteigen?

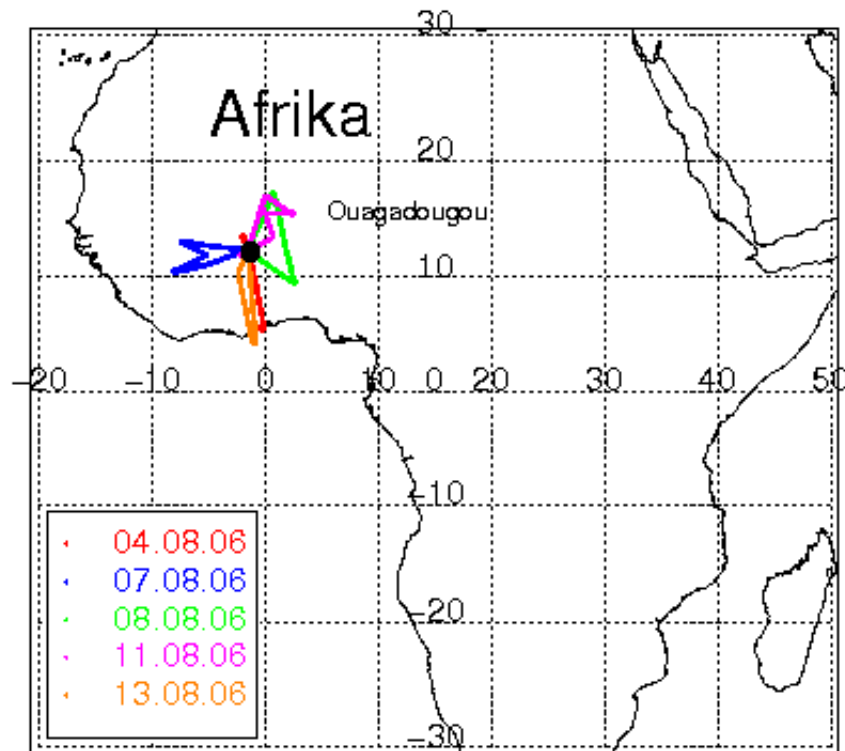


Abbildung 3.7: Flugrouten der Messflüge während der AMMA-Kampagne (August 2006). Ouagadougou, Burkina Faso.

- Welche Zusammensetzung weisen diese Lufmassen auf [Marcy et al., 2007]?
- Welche Mechanismen sind wichtig für die Ausbildung von Zirruswolken an der Tropopause?
- Welche Auswirkung haben Spurengase insbesondere Wasserdampf auf die globale Klimatologie?

3.5.2 Übersicht und Durchführung

Während der AMMA-Kampagne wurden insgesamt 10 Flüge mit dem Flugzeug Geophysica durchgeführt (siehe Tabelle 3.5): ein Testflug, fünf Untersuchungsflüge und vier Überführungsflüge.

Da der afrikanische Kontinent eine große Quelle sowohl der Emissionen aus Verbrennung von Biomasse als auch von Aerosolen (wichtig für Ausbildung der Wolken) ist, hatte auch die AMMA-Kampagne als Ziele die Un-

Tabelle 3.5: Übersicht über die von der Geophysica durchgeführten Messflüge während der AMMA-Kampagne (August 2006). Ouagadougou, Burkina Faso.

Flugdatum (2006)	Ziel	Hinweis
29.07	Testflug	Verona
31.07	Überführungsflug	Verona → Marrakesch
01.08	Überführungsflug	Marrakesch → Ouagadougou
04.08	MCS	
07.08	MCS	
08.08	CALIPSO Validierung	
11.08	MCS	
13.08	CALIPSO Validierung	
16.08	Überführungsflug	Ouagadougou → Marrakesch
17.08	Überführungsflug	Marrakesch → Verona

tersuchung der Auswirkung solcher Emissionen auf die globale Klimatologie. Weitere Untersuchungsgegenstände waren die Dynamik von Luftmassen aus der Konvektion und die Injektion von Chemikalien und Wasserdampf in die untere Stratosphäre durch mesoskalige konvektive Systeme. Zu diesem Zweck wurden daher drei Untersuchungsflüge durchgeführt.

Die AMMA-Kampagne bot außerdem eine optimale Gelegenheit zur Validierung des CALIPSO-Satelliten (engl.: Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations), der in einer amerikanisch-französischen Arbeitsgemeinschaft zwischen NASA (engl.: National Aeronautics and Space Administration) und CNES (französ.: Centre National d'Etudes Spatiales) entwickelt wurde.

Kapitel 4

Die tropische Tropopause: Überblick und Unterschiede zwischen den Kampagnen

Im Rahmen dieser Arbeit wurden aus *in-situ* Messungen während der tropischen Kampagnen Vertikalprofile der Tropopausenregion in den Tropen erstellt. Dieses Kapitel stellt demnach eine Analyse der tropischen Tropopause für die jeweilige Kampagne vor, deren Grundlage Vertikalprofile des Minimums des Wasserdampfmischungsverhältnisses (Hygropause genannt), des Sättigungsmischungsverhältnisses über Eis und des Temperaturminimums (die Tropopause) bilden. Diese Parameter werden gegen die potenzielle Temperatur geplottet, um einen Einblick in die Eigenschaft der TTL dieser Regionen zu erhalten. Wie im Folgenden dargestellt wird, ist jeder dieser Faktoren wichtig zur Erkundung der tropischen Tropopause.

Das Minimum des Wasserdampfmischungsverhältnisses ist wichtig zur Erkundung der Mechanismen, die für den Eintrag von Wasserdampf in die Stratosphäre verantwortlich sind und somit ein besseres Verständnis sowohl über Dehydratationsprozesse von Luftmassen als auch über den Bereich der tropischen Tropopause herstellen können.

Die Untersuchung des Sättigungsmischungsverhältnisses über Eis ist wichtig als Indikator für Eiskernbildung, Kühlraten und Entwicklungszustand der Zirruswolken. Es wurde anhand der Clausius-Clapeyron-Gleichung berechnet (siehe Anhang G). Dafür wurden die Temperatur- und Druckdaten entweder aus dem TDC-Gerät (engl.: Thermo Dynamic Complex, siehe Anhang B.5) in den Fällen, bei denen solche Daten zu Verfügung standen, oder aus den an Bord der Geophysica aufgenommenen Daten, die sogenannten UCSE-Daten (engl.: Unit for Connection of Scientific Equipment) verwendet.

Das Temperaturminimum zeigt den kältesten Punkt im vertikalen Temperaturprofil, den sogenannten „cold point“. In diesem Kapitel wird die thermisch definierte Tropopause verwendet.

Nach Gettelman und Forster [2002] ist die Höhe des „cold point“ einigermaßen uniform in den Tropen (380-390 K, 16-17 km) und weist einen starken jährlichen Zyklus auf, dessen Minimum (Maximum) im nordhemisphärischen Sommer (Winter) auftritt [Highwood und Hoskins, 1998; Hatsushika und Yamazaki, 2001; Seidel et al., 2001].

4.1 Die Tropopause während APE-THESEO

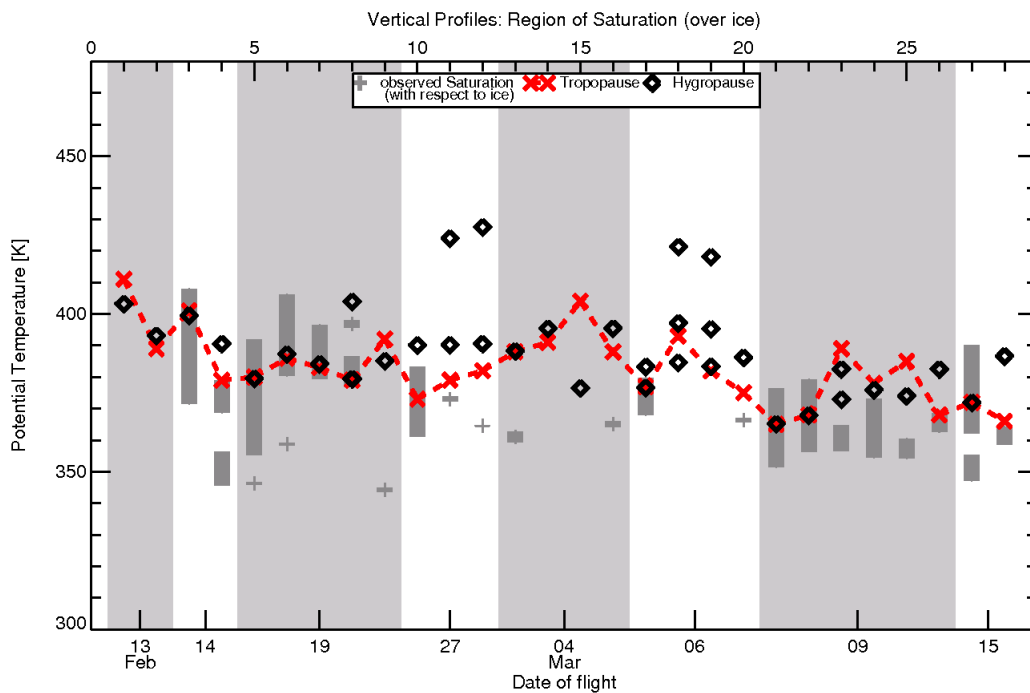


Abbildung 4.1: Höhe der Tropopause – „cold-point“ (Kreuze in rot) – und des minimalen Sättigungsmischungsverhältnisses – die Hygropause (Diamanten in schwarz) – während der APE-THESEO-Kampagne (Februar-März 1999). Die kleinen dunkel grauen Balken zeigen das Sättigungsmischungsverhältnis über Eis. (Überarbeitete Version von Fig. 2 in MacKenzie et al.[2006a]).

Wie im Abschnitt 3.2 bereits erwähnt, wurde die APE-THESEO-Kampagne über dem Bereich des westlichen Indischen Ozeans im Jahr 1999 durchgeführt. In diesem Jahr wurde über sehr niedrige Temperaturen in dieser Re-

gion berichtet [Santacesaria et al., 2003; Bonazzola und Haynes, 2004; Stefanutti et al., 2004]. Der Bereich der Tropopause weist deswegen Temperaturwerte bis $-90\text{ }^{\circ}\text{C}$ im Zeitraum der Messungen auf [Santacesaria et al., 2003]. Dies hat das Wassermischungsverhältnis bei APE-THESEO stark beeinflusst. Da das Wassermischungsverhältnis während der APE-THESEO-Kampagne vergleichsweise niedrige Werte besitzt, wird darüber eine ausführliche Diskussion im Kapitel 5 gegeben.

Die Höhe der thermischen Tropopause während APE-THESEO liegt zwischen etwa 365 K bis 410 K. Der Mittelwert liegt bei einer potenziellen Temperatur von etwa 380 K und zeigt eine Schwankung (siehe die roten Kreuze in Abbildung 4.1), welche eine Änderung der Tropopausenhöhe auch für Messungen bei geringen räumlichen und zeitlichen Abständen zeigt.

In der Abbildung 4.1 sind Daten sowohl für die Untersuchungsflüge als auch für die Überführungsflüge aufgetragen. Es ist kein bemerkbarer Unterschied zu beobachten. Bei anderen Kampagnen ist allerdings der Unterschied der Tropopausenhöhe in Hinblick auf verschiedene geographische Breiten deutlich zu sehen. Eine ausführliche Diskussion über die Variabilität der subtropischen Tropopausenhöhe wird im Abschnitt 4.5 gegeben.

Von den gesamten 28 Profilen liegen in 16 Fällen Hygropause und Tropopause in etwa der gleichen Höhe, das heißt eine Übereinstimmung zwischen Hygropause und Tropopause über 50% der gesamten Daten. Bei den übrigen Profilen befindet sich die Hygropause etwa 5 K höher als die Tropopause. Das einzige Profil, bei dem die Hygropause einen Wert unterhalb der Tropopause ausweist, ist für den Flug am 04.03. zu sehen. Für zwei Flüge, am 27.02. und 06.03., gibt es zwei Hygropausen (das heißt zwei Minima im Wassermischungsverhältnis), von denen eine deutlich über der Tropopause (ca. 40 K) liegt.

Die beiden Flüge am 27.02. und 06.03., bei deren die Hygropause etwa 40 K höher liegt, wurden in Richtung Süd durchgeführt (siehe Abbildung 3.3) und erreichten die Umgebung des subtropischen Jets, der eine Höhe von etwa 380 K erreichen kann. Der Bereich in der Nähe des subtropischen Jets weist einen verstärkten Vertikaltransport auf, der durch erhöhte Vermischung verursacht ist. Diese verstärkte Vermischung lässt sich auch als Folge der starken vertikalen Scherraten innerhalb des Jets verstehen [Konopka et al., 2007], die sich oft in Form von erhöhter Turbulenz manifestieren [Pavelin und White-way, 2002]. Da der subtropische Jet die Tropen von den Extratropen trennt, ist auch die niedrigste Temperatur an der Tropopause in der Nähe des Jets etwas höher als die entsprechenden Werte in der Nähe des Äquators. Dies hat zur Folge, dass weniger Wasser in diesem Bereich der Atmosphäre ausfriert und somit mehr Wasser entlang des Jets direkt durch die tropische Tropopause in die Stratosphäre gelangen kann. Folglich verschiebt sich das Minimum des

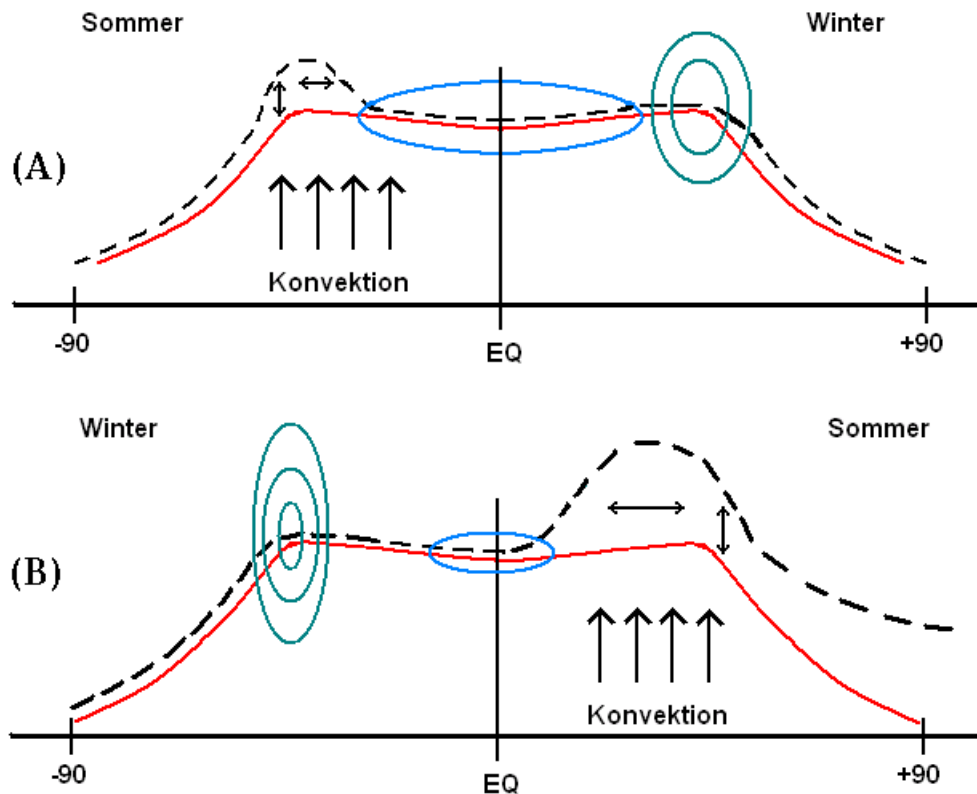


Abbildung 4.2: Schematische Darstellung der niedrigen Tropopausentemperatur (blau), des Wasserminimums (schwarz), der termischen Tropopause (rot) und des subtropischen Jets (grün).

(A) Winter in der Nordhemisphäre: Starkes Auftreten von Konvektion in der Südhemisphäre, wo die subtropischen Jets durchlässig sind bei gleichzeitig niedriger Tropopausentemperatur.

(B) Sommer in der Nordhemisphäre: Starkes Auftreten von Konvektion in der Nordhemisphäre, wo die subtropischen Jets extrem durchlässig sind im Vergleich zu den beobachteten subtropischen Jets der Südhemisphäre und bei gleichzeitig höherer Tropopausentemperatur. Außerdem verbreitet sich das Wasserminimum in die Stratosphäre hinein.

Wasserdampfes nach oben und erhöht somit die Position der Hygropause (siehe Abbildung 4.2).

Für den überwiegenden Teil der Daten ist die Tropopause gesättigt (siehe kleine graue Balken in Abbildung 4.1). Diese sind auf die Existenz von dünnen großskaligen Wolken zurückzuführen, die sogenannten UTTCs (siehe Abschnitt 3.2). Ebenso ist die Tropopause in diesen Fällen mit der Hygro-

pause etwa übereinstimmend. Die Abbildung 4.1 zeigt, dass beide Pausen häufig auf einer gleichen Höhe liegen.

Während der APE-THESEO-Kampagne wurde die Geophysica von der Falcon-E in Zirruswolken geleitet. Anhand der Geräte auf beiden Flugzeugen liefern die Messungen der APE-THESEO-Kampagne die ersten gleichzeitigen *in-situ* und Fernmessungen von UTTCs im Bereich der tropischen Tropopause [Luo et al., 2003a; Stefanutti et al., 2004]. Diese sind die dünnen großskaligen Wolken, die je vermessen wurden. Sie bestehen aus Eispartikeln mit einem Radius von etwa $5\text{ }\mu\text{m}$ und weisen etwa 1-5 % des Gesamtwassers auf [Luo et al., 2003a].

Die Konvektion während der APE-THESEO-Kampagne war normalerweise nicht stark genug, um die Tropopause zu erreichen. Sie wurde deswegen nicht von der Geophysica vermessen. Satelliten-Daten zeigen, dass die beobachteten Wolken deutlich höher als Kumulonimbuswolken lagen [Santacesaria et al., 2003].

Da die Kumulonimbuswolken während der Messungen eine maximale Höhe von etwa 12 km erreichten [Santacesaria et al., 2003] und die Ausbildung durch Konvektion nicht die einzige Erklärung für hochliegende Zirruswolken ist, kann die Ausbildung der beobachteten Wolken daher nicht durch Ambossausfluss einer Konvektion begründet werden.

Es gibt andere Hypothesen zur Zirrenausbildung. Eine davon ist die Produktion durch Turbulenz, die von Schwerewellen erzeugt werden kann [Potter und Holton, 1995]. Die Anwendung von Modellierung zeigt allerdings, dass großskaliger Aufstieg der Luftmassen die Tropopause dehydrieren kann [Jensen et al., 1996b]. Die Eiswolken, die von Wellenbewegungen in einem Zeitraum von einigen Stunden dargestellt werden, seien effizient zur Dehydratation weil die Zeit zum Wachsen der Kristalle durch diesen Mechanismus ausreichend ist [Jensen et al., 1996; Luo et al., 2003b].

Da die Mittelwerte vom Wassermischungsverhältnis während APE-THESEO niedriger als während der anderen drei tropischen Kampagnen waren (siehe Kapitel 5), lässt sich ein Mechanismus zur Dehydratation der Luftmassen durch Wolkenausbildung erklären. Starke Wolkenbedeckung deutet an, dass die Luftmassen allmählich in Zirruswolken ausgefroren werden, bevor sie die Stratosphäre erreichen [MacKenzie et al., 2006a]. Dies wird von anderen Beobachtungen bestätigt, bei denen eine gute Übereinstimmung zwischen der Häufigkeit von Zirruswolken und den niedrigsten stratosphärischen Wassermischungsverhältniswerten aufgezeigt wird [Wang et al., 1996; Luo et al., 2003a].

Wie dieser Mechanismus aber genau geschieht, ist zurzeit schwierig mit Sicherheit zu behaupten. Eine Möglichkeit wäre eine Sequenz von Wassertransport als Folge von Turbulenz, welche von konvektiven Systemen erzeug-

ten Schwerewellen verursacht werden [Santacesaria et al., 2003]. Die häufige Wolkenbedeckung an der tropischen Tropopause über dem Indischen Ozean zeigt, dass die Eiswolken eine sehr wichtige Rolle bei dem Ausfrieren der Luftmassen spielen und damit für die Trockenheit stratosphärischer Luft.

4.2 Die Tropopause während TROCCINOX

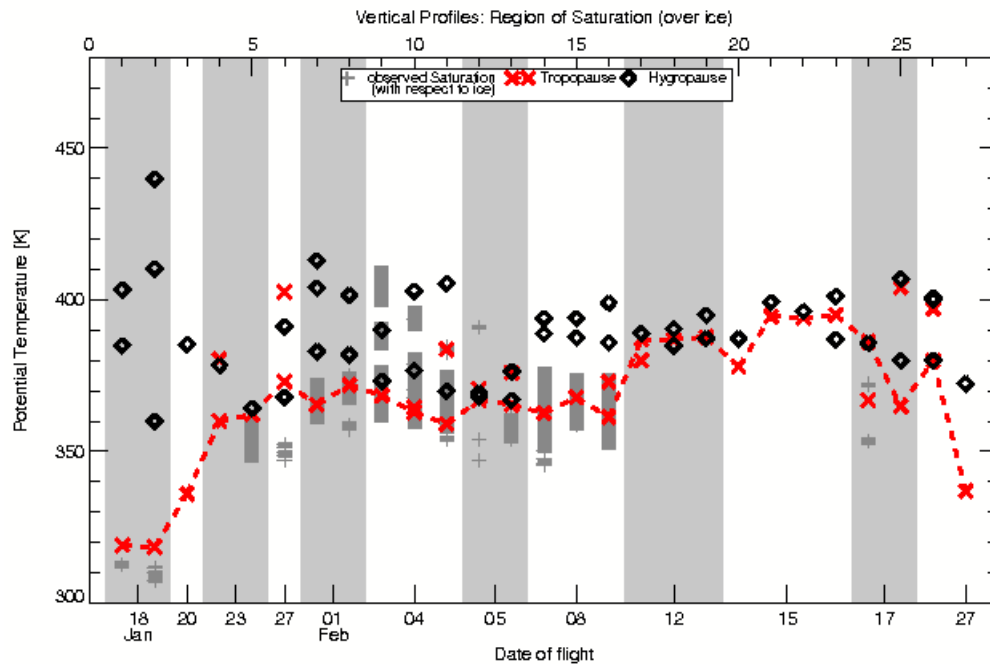


Abbildung 4.3: Wie Abbildung 4.1, aber hier für die TROCCINOX-Kampagne (Februar-März 2005).

Abbildung 4.3 zeigt die Daten der TROCCINOX-Kampagne in Brasilien. Bei dieser Kampagne ist, anders als bei APE-THESEO, der Unterschied zwischen tropischer und subtropischer Tropopause deutlich zu sehen. Die Neigungen zu Beginn und am Ende der Kampagne sind demnach auf die subtropische Tropopause zurückzuführen, denn die Daten von 18.01. bis 27.01. und ab dem 27.02. stammen von den Überführungsflügen zwischen Oberpfaffenhofen (48 °N; 11,17 °E) und Araçatuba (58,2 °O; 21,1 °S). Diese Flüge zeigen in mittleren Breiten eine warme Tropopause, die außerdem eine deutliche niedrigere Höhe aufweist als in den Tropen. Im Abschnitt 4.5 wird eine Diskussion über die Überführungsflüge durch den subtropischen Übergangsbereich gegeben.

Während TROCCINOX erstreckte sich die Tropopause von etwa 360 K bis etwa 390-400 K. Am oberen Rand sind zwei verschiedene Plateaus vorhanden. Das erste Plateau erstreckt sich vom Anfang der Kampagne am 23.01. (der Zwischenstopp auf den Kapverdischen Inseln bei 16 °N, also schon innerhalb der Tropen) bis zum 08.02. und liegt im Mittel bei etwa 365 K. Bei diesem Plateau ist der größere Unterschied zwischen Hygropause und Tropopause zu sehen. Die Tropopause liegt zwischen 10 und 50 K niedriger als die Hygropause (siehe Flüge am 01. und 04.02. in Abbildung 4.3).

Bei den Flügen ab dem 12.02. liegt die Tropopause auf einem höheren Plateau, das im Mittel bei 390 K liegt. Im Vergleich zu den ersten Flügen ist die Tropopause ab dem 12.02. für diesen Teil der Daten mit der Hygropause zusammentreffend. Während dieser Flüge wurde kein Flug durch eine Konvektion durchgeführt¹. Die gesättigte Luft, die bei dem Flug am 17.02. beobachtet wurde, zeigt das Auftreten von Zirruswolken. Diese Wolken bestehen möglicherweise aus abgelösten Teilen von Konvektion, die keine große Höhe erreichen und nur bis in die untere Troposphäre aufsteigen. Anders als bei dem ersten Plateau ist die gute Übereinstimmung bei diesem zweiten Plateau zwischen Tropopause und Hygropause deutlich zu erkennen.

Wie oben erwähnt, können die Daten während TROCCINOX in zwei verschiedenen Gruppen aufgeteilt werden. In der ersten Kampagnenhälfte war die Tropopausenhöhe etwa 20 K niedriger als in der zweiten Phase der Kampagne. Eine Analyse der Daten im Hinblick auf das Sättigungsmischungsverhältnis zeigt deutlich den Unterschied zwischen diesen Daten. Während bei der zweiten Kampagnenhälfte nur am 17.02. einige Sättigung beobachtbar ist (wie oben erwähnt), zeigt die erste Kampagnenhälfte häufig gesättigte Luft, welche in der Regel übereinstimmend mit der Tropopause ist. Bemerkenswert ist das Sättigungsmischungsverhältnis für den Flug am 04.02. im Bereich eines konvektiven Systemes, bei dem gesättigte Luft bis in eine Höhe von etwa 420 K gemessen wurde. Bei diesem Flug kann beobachtet werden, dass in der Tat Konvektion die Stratosphäre erreichen kann — im Einklang mit der Literatur [Kelly et al., 1993; Sherwood und Dessler, 2000] — und in der Lage ist, Substanzen aus der Troposphäre bis in die Stratosphäre zu transportieren. Transport in die Stratosphäre durch Konvektion ist ebenso bei dem zweiten Flug zur Konvektionsuntersuchung am 05.02. zu sehen. Obwohl bei diesem Flug die Konvektion nicht so stark war, wurde gesättigte Luft bis zu einer Höhe von etwa 390 K gemessen. Der Vertikaltransport durch Konvektion wird ausführlich im Kapitel 6 diskutiert. Die beobachtete Sättigung am

¹Obwohl das Ziel des Fluges am 18.02. die Untersuchung einer Konvektion war (siehe Tabelle 3.3), wurde keine Konvektion bis in die Stratosphäre während dieses Fluges beobachtet.

01./08.03. ist eine Folge der Klimatologie in Südamerika.

Wie schon im Kapitel 3 vorgestellt, wurde die TROCCINOX-Kampagne am südlichen Rand der tropischen Region bei einer Breite von 21,1 °S durchgeführt (teilweise bis 22-23 °S). Auf diese Weise bestehen die Daten teilweise aus subtropischen Messungen, welche überwiegend von den subtropischen Jets beeinflusst werden. Dies kann die Existenz der Variabilität der Hygropausenhöhe, wie im vorhergehenden Abschnitt für APE-THESEO erwähnt (siehe Abbildung 4.2), erklären.

Eine Erklärung für die niedrigen Tropopausenhöhen, die während der TROCCINOX-Kampagne beobachtet wurden, ist die Klimatologie in Südamerika. Diese Region wird stark von einem Hochdruckgebiet (dem „Bolivian High“) und einem Tiefdruckgebiet (dem „South Atlantic Low“) beeinflusst, welche eine Änderung der subtropischen Jets von einer zonalen zu einer meridionalen Richtung verursachen. Satelliten- und Modellierungsdaten zeigen, dass die Auslenkung der subtropischen Jets die Umgebung der Stadt Araçatuba erreicht. Diese Situation war am Anfang der Kampagne während der Durchführung der ersten vier Untersuchungsflüge, nämlich am 01./02./05. und 08.02., welche daher von diesem Phänomen beeinflusst wurden. Die Auslenkung der subtropischen Jets transportiert Luftmassen aus dem Süden des Kontinentes und schiebt sie gleichzeitig noch weiter nach Norden zur südlichen subtropischen Grenze der Tropopause. Auf diese Weise wird die subtropische Signatur bei den TROCCINOX-Messungen stärker und somit die zwei verschiedenen Tropopausenhöhen erklärbar. Das erste Plateau zeigt dann eine niedrigere subtropische Tropopausenhöhe im Vergleich zum zweiten Plateau, das eine „unvermischte“ (frei von Einfluss der subtropischen Jets) Tropopause zeigt. Eine ausführliche Diskussion über die südamerikanische Klimatologie und Auslenkung der subtropischen Jets wird im Kapitel 7 gegeben.

4.3 Die Tropopause während SCOUT-O3

Die Daten während der SCOUT-O3-Kampagne (siehe Abbildung 4.4) zeigen eine mehr gleichmäßig auf einer Höhe befindliche Tropopause als die Tropopausen während der vorher beschriebenen Kampagnen. Bei SCOUT liegt die Tropopause im Mittel bei 375 K mit einer geringen Variabilität. Der Unterschied zwischen dem minimalen- und maximalen Wert beträgt weniger als 10 K. Die Hygropause befindet sich meist auf der gleichen Höhe wie die Tropopause. Der Unterschied zwischen Tropopause und Hygropause ist nie größer als 10 K in den Tropen zum Zeitraum der Messungen in Darwin. Bei den in der Abbildung 4.4 vorgestellten Daten werden so-

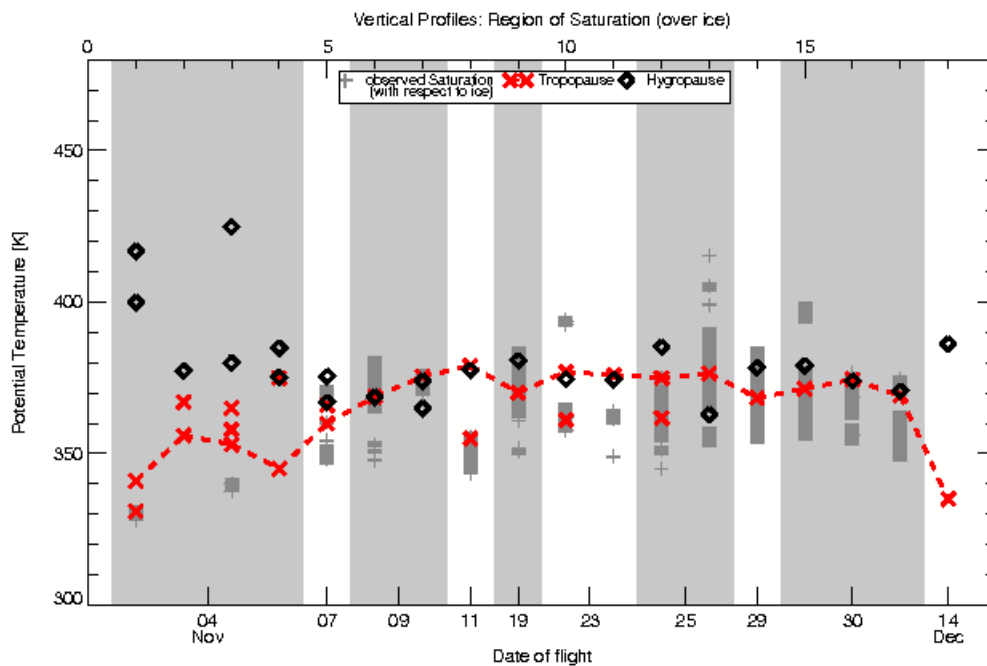


Abbildung 4.4: Wie Abbildung 4.1, aber hier für die SCOUT-O3-Kampagne (November-Dezember 2005).

wohl die Untersuchungsflüge als auch zwei Überführungsflüge angegeben, nämlich die Flüge zwischen dem 04.11. (aus Oberpfaffenhofen, 48 °N) und dem 11.11. Die Neigung am Ende der Daten (Flug am 14.12.) geht auf einen der Überführungsflüge nach Deutschland zurück.

Bei den Daten während der SCOUT-Kampagne ist der Unterschied zwischen subtropischer- und tropischer Tropopause, wie bei der TROCCINOX-Kampagne, deutlich zu sehen. Die niedrigsten Tropopausenwerte stammen von den Überführungsflugdaten zwischen dem 04.11. (Oberpfaffenhofen) und dem 07.11. (Dubai, etwa 25 °N). In diesem Teil liegen die Messungen noch außerhalb der Tropen und deshalb wird eine niedrige Tropopausenhöhe beobachtet. Ab dem Flug am 09.11. (Hyderabad, etwa 23 °N) werden die Flüge bereits innerhalb der Tropen durchgeführt und man erkennt den Aufstieg der Tropopause mit der Breite, ähnlich wie es bei der TROCCINOX-Kampagne zu sehen ist.

Die Tropopause ist teilweise gesättigt. Die Anwesenheit von gesättigter Luft unterhalb der Tropopause ist bei dieser Kampagne im Vergleich zu den anderen Kampagnen oft zu sehen. Diese oft beobachtete Sättigung lässt sich als Folge der ausströmenden Luftmassen aus den Gewittern (Hector) über der Region verstehen. Mit der Sättigung geht die Bildung von Eiswolken einher.

Wie bei der TROCCINOX-Kampagne beobachtet wurde, zeigen auch die Daten während der SCOUT-O3-Kampagne gesättigte Luft innerhalb der Stratosphäre bei einer Höhe bis zu etwa 420 K (siehe Flug am 25.11. auf der Abbildung 4.4) während der Beobachtung von Hector am Ende der Flugs. Große Werte des Sättigungsmischungsverhältnisses über Eis sind ebenso bei anderen Flügen etwa 10 K oberhalb der Tropopause zu sehen, nämlich am 19. und 29.11., bei denen Zirruswolken innerhalb der Stratosphäre gefunden wurden (siehe Tabelle 3.4). Dies zeigt, dass die tropischen Gewitter tatsächlich die Zusammensetzung der Atmosphäre bis in die Stratosphäre hinein beeinflussen können.

4.4 Die Tropopause während AMMA

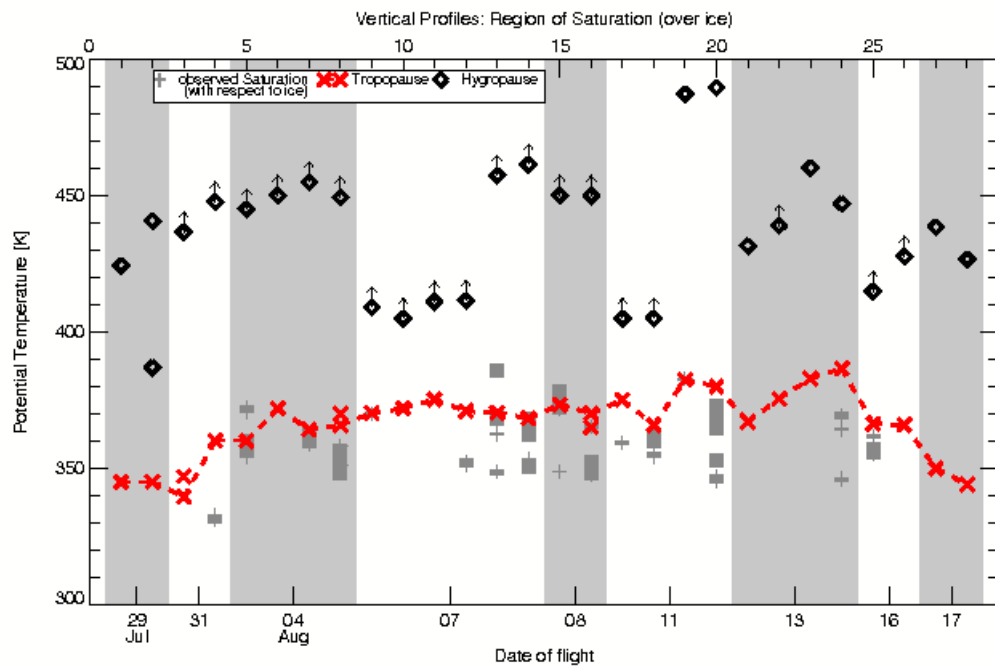


Abbildung 4.5: Wie Abbildung 4.1, aber hier für die AMMA-Kampagne (August 2006). Die Pfeile nach oben bedeuten, dass die Hygropause oberhalb des höchsten Messdatenpunktes liegt.

Während der AMMA-Kampagne erstreckt sich die Tropopause zwischen 360 K bis 380 K und liegt im Mittel bei 370 K (siehe Abbildung 4.5) und somit zeigt AMMA die niedrigste Tropopausenhöhe in der vorliegenden Arbeit im Vergleich zu den anderen vorhergehenden diskutierten Kampagnen.

Dies ist konsistent mit früheren Studien, die die tropische Tropopause bei einer niedrigen Höhe während der Sommermonate im Vergleich zu den Wintermonaten aufweist [Hatsushika und Yamazaki, 2001; Seidel et al., 2001; Gettelman und Foster, 2002; Tilmes, 2007].

Bei dieser Kampagne sowie bei der SCOUT-Kampagne ist die Tropopause gleichmäßig, das heißt es wurde keine große Variation der Tropopausenhöhe beobachtet, abgesehen von den letzten Daten (die Flüge am 11. und 13.08.), wo eine Schwankung der Tropopausenhöhe zu sehen ist. Die Daten bei diesen Flügen zeigen Spuren von Konvektion in Form erhöhten Wasserdampfs (siehe Abschnitt 5.1), welcher zur Region des Fluges transportiert wurde. Eine Fallstudie über erhöhten Wasserdampf während der AMMA-Kampagne wird im Abschnitt 6.4 gegeben.

In Bezug auf die Hygropause reichen die Werte bei der AMMA-Kampagne im Gegenteil zu anderen Kampagnen um etwa 100 K höher als die Tropopause. In der Abbildung 4.5 sind diese Werte zu sehen (Diamanten in schwarz). Da die Geophysica während der AMMA-Kampagne oft unterhalb der maximalen Höhe von etwa 500 K geflogen ist (siehe Kapitel 3), wurde nicht bei den Untersuchungsflügen die Höhe der Hygropause erreicht. Deswegen sind Pfeile bei einigen Symbolen gekennzeichnet. Diese bedeutet, dass sich die Hygropause noch weiter oben in der Stratosphäre befinden kann.

Der etwa 100 K Unterschied zwischen Tropopause und Hygropause wurde von Wasserdaten aus Ballonmessungen mit Anwendung des FLASH-Hygrometers bei dem gleichen Zeitraum über die Region bestätigt, welche eine Hygropause bei einer Höhe von 500 K andeuten [Khaykin, 2007]. Der hier dargestellte Tropopause-Hygropause-Unterschied steht ebenso im Einklang mit ehemaligen Messungen, die nördlich von Äquator (Panama 9 °N, 81 °W) gleichfalls während des Sommers (August-September) durchgeführt wurden. Diese zeigen ebenso eine in der Stratosphäre befindliche Hygropause bei einer potenziellen Temperatur zwischen 450 und 475 K [Kley et al., 1982; Kelly et al., 1993]. Ballon-Messungen am Rand des Äquators in San Cristóbal, Ecuador (0,9 °S; 89,6 °W) und in Juazeiro do Norte, Brasilien (7,2 °S; 39,2 °W) zeigten auch eine Hygropause hoch in der Stratosphäre in 1998 und 1999 im Spätsommer/Frühherbst [Vömel et al., 2002].

Die Tatsache, dass die Hygropause während AMMA sehr viel höher im Vergleich zu den anderen Kampagnen liegt, ist auf die Jahreszeit, bei der die Kampagne durchgeführt wurde, zurückzuführen. Die tropische Tropopause im Sommer ist wärmer als bei anderen Jahreszeiten. Das Wassermischungsverhältnis an der tropischen Tropopause weist im Sommer höhere Werte im Vergleich zu den anderen Jahreszeiten auf. Diese Variabilität von Wassermischungsverhältnis und seine Ausbreitung in die Stratosphäre wird in der Literatur als „tape recorder“ bezeichnet [Mote et al., 1995; Mote et al., 1996].

Ein Wassersignal benötigt etwa 66 Tage um von der Tropopause (380 K) bis zu der 420 K Isentrope, wo die von regionalen Einflüssen freie Stratosphäre beginnt, aufzusteigen (siehe Abschnitt 5.5). Das bedeutet, dass das niedrige Wassermischungsverhältnis, das bei der AMMA-Kampagne in der Stratosphäre gemessen wurde, die Tropopause während einer kalten Saison passierte, nämlich im Spätherbst/Frühsummer. Dies erklärt die Hygropause weiter oben in der Stratosphäre. Dies hat zur Folge, dass das Minimum des Wassermischungsverhältnisses an der Tropopause, das wegen der Saison große Werte aufweist, maskiert ist. Eine ausführliche Diskussion über den „tape recorder“ wird im Abschnitt 5.5 gegeben.

Während des Zeitraums der AMMA-Kampagne wurden konvektive Systeme, die über die Tropopause hinaus gehen, weder gemessen noch beobachtet. Deshalb sind nicht viele Daten von Sättigungsmischungsverhältnis über Eis aus einer Konvektion in der Abbildung 4.5 im Vergleich zu den vorhergehenden Kampagnen zu sehen, sondern die übersättigten Gebiete sind gleichbedeutend mit Zirren, die unabhängig von Konvektion ausgebildet wurden. Gesättigte Luftmassen befinden sich unterhalb der Tropopause, die Messung von Zirruswolken andeuten (siehe Tabelle 3.5).

4.5 Der subtropische Übergang

Der Unterschied der Tropopausenhöhe bei den Überführungsflügen zwischen den tropischen Kampagnen lässt sich durch die Bewegung der tropischen Tropopause verbunden mit der Sonneneinstrahlung erklären. Die Neigungen, die bei einigen Kampagnen zu sehen sind, zeigen die Position der nördlichen Grenze der tropischen Tropopause, welche eine saisonale Bewegung aufweist. Diese erstreckt sich bis zu etwa 50 °N in den Sommermonaten und erreicht die maximale Position auf der Nordhalbkugel. In den Wintermonaten kehrt sie dann in die südliche Richtung bis auf etwa 20 °N zurück [Tilmes, 2007].

Abbildung 4.6 zeigt die saisonale Bewegung der tropischen Tropopause während der Messungen in den Tropen. Die Region für den Einbau und die Testflüge ist durch graue Farbe gekennzeichnet. Diese streckt sich von etwa 44 (APE-THESEO und AMMA-Kampagnen) bis etwa 48 °N (TROCCINOX und SCOUT-O3-Kampagnen).

Da der Einbau und die Testflüge für TROCCINOX und SCOUT-O3 in Oberpfaffenhofen (48 °N) durchgeführt wurden, ist deutlich zu sehen, dass der Ort für Instrumenteneinbau und die Testflüge wegen seiner Lokalisierung nicht ganz von der nördlichen Grenze der subtropischen Tropopause umfasst wird. Für den Zeitraum dieser beiden Kampagnen befindet sich der Übergang immer noch weiter südlich von Oberpfaffenhofen, also bei niedrigen Breiten.

Für TROCCINOX (Winter) befindet sich die nördliche Grenze der subtropischen Tropopause ungefähr bei 20 °N. Für SCOUT in Spätherbst bewegt sich die tropische Tropopause in südliche Richtung etwa nahezu 20 °N Breite als Folge der Sonneneinstrahlung. Deswegen ist während der Überführungsflüge bei diesen Kampagnen die subtropische Grenze deutlich als eine Neigung zu beobachten.

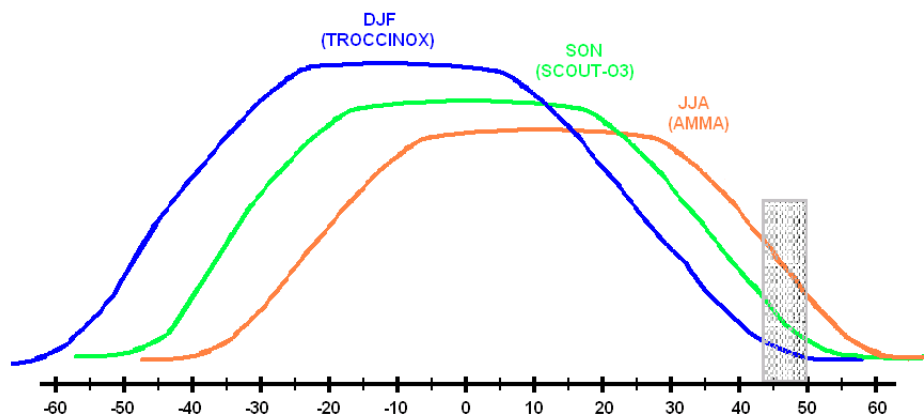


Abbildung 4.6: Der subtropischer Übergang: TROCCINOX (blau), SCOUT-O3 (grün) und AMMA (orange). Region des Instrumenteneinbaus und der Testflüge (grau).

Der Instrumenteneinbau und der Testflug für die AMMA-Kampagne wurde in Forli, Italien, (etwa 44 °N) durchgeführt. Die Tatsache, dass die Neigung während der Überführungsflüge bei dieser Kampagne nicht so deutlich zu sehen ist, wie bei der TROCCINOX und SCOUT-O3, lässt sich ebenso als Folge der Bewegung der tropischen Tropopause auf der Nordhalbkugel erklären. In dem Zeitraum (Sommer) für den Instrumenteneinbau für AMMA wird die Region von der nördlichen Grenze der tropischen Tropopause erreicht.

Kapitel 5

H₂O-Vertikalprofile

Dieses Kapitel besteht aus einer Vorstellung der vertikalen Wasserverteilung während der im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Messkampagnen in den Tropen. Grundlage der Analyse bilden Daten von relativer Feuchte über Eis bzw. Gesamtwasser in Koordinaten der potenziellen Temperatur. Somit wird eine ausführliche Diskussion über die Variabilität der Wasserkonzentration zwischen den verschiedenen Messungen durchgeführt. Darüber hinaus werden Mittelwerte des gemessenen Wassermischungsverhältnisses berechnet, um den Untergrund der TTL für die jeweilige Kampagne zu erhalten.

Die in diesem Kapitel gesammelten Daten bestehen aus insgesamt 25 erfolgreichen Flügen des FISH-Hygrometers (5 APE-THESEO, 8 TROCCINOX, 7 SCOUT und 5 AMMA), die im Kapitel 3 vorgestellt wurden. Anhand der Eigenschaft des FISH-Einlasses wird das Gesamtwasser gesammelt und somit sind auch Wolkenpartikel eingeschlossen (siehe Abschnitt 2.4.4). Auf diese Weise können die verschiedenen Hypothesen über die verschiedenen Mechanismen, die den stratosphärischen Wassergehalt bestimmen (siehe Abschnitt 1.5), diskutiert werden.

5.1 Das Gesamtwasser in der TTL

Um einen Einblick in die vertikale Wasserverteilung in der TTL zum Zeitpunkt der Messungen zu erhalten, sind in Abbildung 5.1 die Wasserprofile (Gesamtwasser gegen potenzielle Temperatur) aus den tropischen Kampagnen: (a) APE-THESEO, (b) TROCCINOX, (c) SCOUT und (d) AMMA; gezeigt.

Die Hygropause weist Werte des Wassermischungsverhältnisses zwischen 1 und 5 ppmv auf, die in die Stratosphäre aufsteigen. Im Bereich zwischen 360

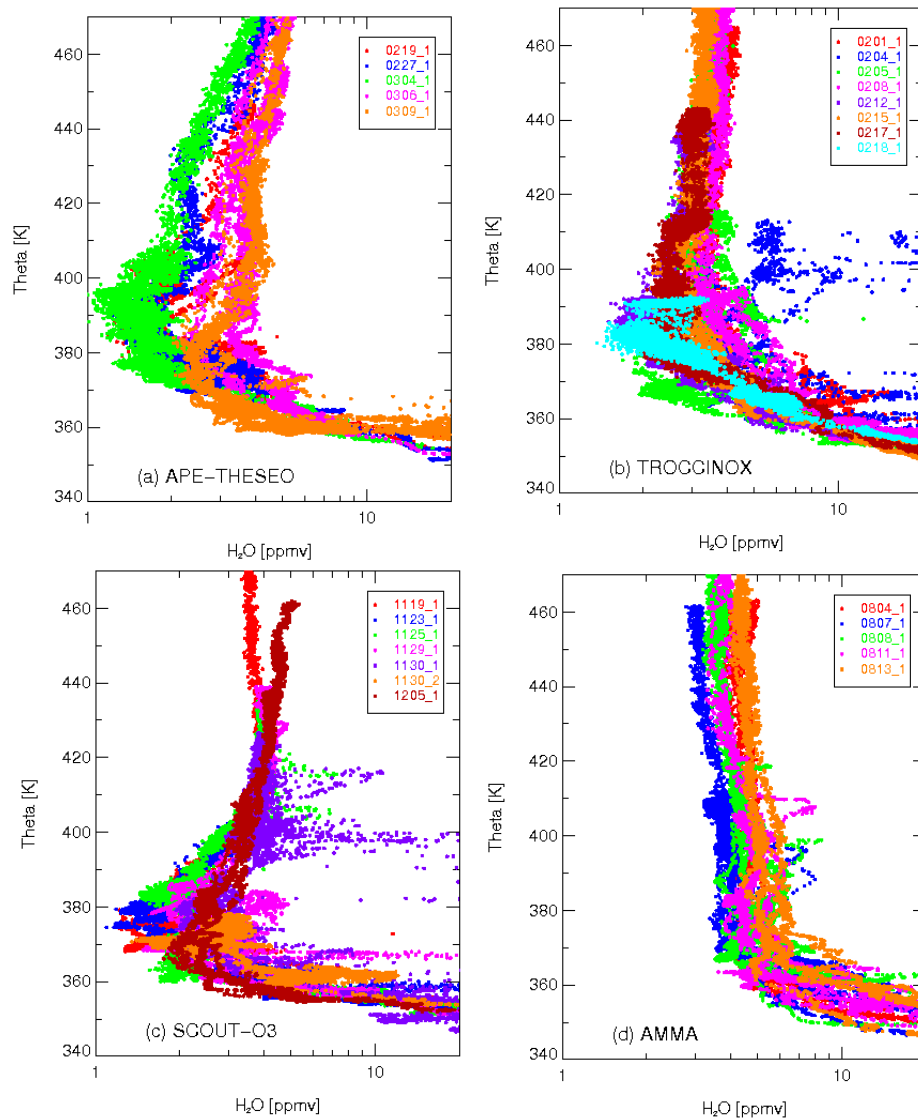


Abbildung 5.1: Vertikalprofile von Gesamtwasser gegen potenzielle Temperatur: (a) APE-THESEO, (b) TROCCINOX, (c) SCOUT-O3 und (d) AMMA. Die Farben entsprechen den durchgeführten Flügen der jeweiligen Kampagne.

und 400 K zeigen die Daten, dass das Wassermischungsverhältnis während der AMMA-Kampagne wesentlich höher im Vergleich zu den drei anderen tropischen Kampagnen war. Abbildung 5.1 zeigt, dass bei dieser Kampagne die Wassermischungsverhältniswerte an der Tropopause im Mittel bei etwa 5 ppmv liegen. Die SCOUT-O3- und APE-THESEO-Kampagne weisen

die trockensten absoluten Wasserwerte (Wassermischungsverhältnis von etwa 2 ppmv) auf. Diese beiden Kampagnen sind diejenigen, bei denen die kälteste TTL während der gesamten Messperiode beobachtet wurde. Die Werte von TROCCINOX zeigen ein Wassermischungsverhältnis an der TTL etwa 1 ppmv größer als während der APE-THESEO-SCOUT-O3 und etwa 1 ppmv niedriger als die TTL während der AMMA-Kampagne. Um diesen Unterschied zu erklären, ist es notwendig die Jahreszeit bzw. die lokalen TTL-Eigenschaften zu betrachten, denn sie sind wichtige Faktoren zur Erklärung des Unterschieds der Wassermischungsverhältnisse der jeweiligen Messkampagne. Diese Faktoren werden im Abschnitt 5.4 diskutiert.

Im Auftreten von hochreichender Konvektion (blau auf der Abbildung 5.1(b)) und Hector (grüne und lila Punkte auf der Abbildung 5.1(c) aus zwei verschiedenen Flügen am 25. und 30.11.) sieht man eine starke Erhöhung der Wasserkonzentration (bis etwa 7 ppmv am 25.11. und bis etwa 50 ppmv am 30.11. — nicht auf der Abbildung gezeigt). Darüber hinaus beobachtet man, dass sich die erhöhten Wasserkonzentrationen an der Grenze zur Stratosphäre (bei etwa 380 K) und zum Teil noch einige Kilometer darüber (bis zu einer Fläche von etwa 420 K) befinden. Diese Daten zeigen Luftmassen, die sich innerhalb eines konvektiven Systems befinden. Diese enthalten Eis (Teilchen) und sind so ein experimenteller Hinweis für die stratosphärische Höhe, die eine Konvektion erreichen kann. Eine Diskussion über Konvektionsuntersuchung wird im Kapitel 6 gegeben.

Bei der SCOUT-O3-Kampagne ist außerdem die Erhöhung des Gesamtwassers unterhalb einer potenziellen Temperatur von 380 K bei zwei Flügen zu sehen, 29.11. (pink) und am 30.11. (orange). Bei dem Flug am 29.11. wurde die Umgebung von Zirruswolken untersucht und Werte des Gesamtwassers bis 20 ppmv gemessen (nicht auf der Abbildung gezeigt). Bei dem zweiten Flug am 30.11. wurde die Region des Hector untersucht, nachdem dieser zerfallen (abgeklungen) war.

Während der APE-THESEO-Kampagne ist keine Konvektion bis in die Stratosphäre über der Region von Mahé zu beobachten (siehe Abbildung 5.1(a) und 5.1.1(d)). Während der AMMA-Kampagne sind aber Spuren von erhöhtem Wassersignal zwischen 380 und 410 K zu sehen, die Werte bis etwa 10 ppmv (siehe Abbildung 5.1(d)) erreichten, nämlich während der Flüge am 07./08./11.08. (beziehungsweise blaue, grüne und pinke Zeichen).

Da auch keine Konvektion bis in die Stratosphäre während AMMA beobachtet wurde und kein Partikelsignal von Geräten beteiligter Gruppen detektiert wurde, ist die Anwesenheit der Eiswolken bei den Messungen von erhöhtem Wasserdampf auszuschließen. Auftreten von Wolken einige Stunden vor den Messflügen wurde jedoch von Satelliten gezeigt. Dies bedeutet, dass diese erhöhten Wasserwerte (in Abbildung 5.1(d) bei 380-410 K) Spu-

ren der Luftmassen aus Konvektionsgebieten aufweisen. Eine Diskussion über dieses Phänomen anhand einer Fallstudie für den Flug am 11.08. wird im Abschnitt 6.4 gegeben.

5.2 Die relative Feuchte in der TTL

Die Abbildung 5.2 zeigt die Werte relativer Feuchte während der tropischen Kampagnen. Die TTL ist normalerweise sehr feucht und die gemessenen Daten zeigen eine relative Feuchte häufig höher als 100%. Wenn die aus FISH-Messungen abgeleitete relative Feuchte große Werte ($\gg 100\%$) aufweist, zeigt dies die Existenz von Eisteilchen mit teilweise hohem Eiswassergehalt¹. Bemerkenswert ist, dass die Werte an der TTL häufig gesättigt sind. In den tropischen Luftmassen mit sehr niedrigen Mischungsverhältnissen unter 3 ppmv sind die Tropopausenwerte jedoch nicht gesättigt (relative Feuchte $< 50\%$). Das heißt, dass diese Luftmassen in einer anderen Region gefriergetrocknet wurden.

Die gestreuten Punkte auf der Fläche von etwa 400 K in Abbildung 5.2(b) zeigen Daten aus dem Konvektionsflug am 04.02. in Brasilien (siehe Abbildung 5.1(b)). Sie weisen Werte im Durchschnitt von etwa 120% relativer Feuchte auf, welche sogar maximale Werte bis zu 200% erreichen. Die 200% relative Feuchte, die auf etwa 360 K zu sehen ist, wurde ebenso bei diesem Flug gemessen. Außer dem Flug am 04.02. wurden hohe Werte von relativer Feuchte ebenso während der Flüge am 01. bzw. 08.02. gemessen, welche von einem besonderen Phänomen beeinflusst wurden: Austausch mit dem Subtropen durch einen südamerikanischen Zyklon, „Bolivian High“ genannt. Eine ausführliche Diskussion dieses Phänomens wird im Kapitel 7 dargestellt.

Abbildung 5.2(c) zeigt, dass bei der SCOUT-O3-Kampagne ebenso gesättigte Daten vorhanden sind, welche so wie bei der TROCCINOX-Kampagne einen Transport durch Konvektion anzeigen. Die Anzahl der Daten, die eine relative Feuchte um etwa 200% erreichen, ist aber häufiger bei der SCOUT-O3- als bei der TROCCINOX-Kampagne. Die Daten, die auf etwa 360 K mit einer relativen Feuchte größer als 200% zu sehen sind, wurden nicht während des Hector-Fluges gemessen, sondern auf dem zweiten Flug am gleichen Tag, welcher etwa vier Stunden nach der Bildung des Hector durchgeführt wurde. Während dieses zweiten Fluges (als „1130_2“ in oranger Farbe auf der Abbildung 5.1(c) gekennzeichnet) war die Konvektion bereits geschehen. Diese

¹Der Eiswassergehalt, in englischer Sprache „Ice Water Content“ genannt oder IWC, besteht aus der Differenz zwischen dem Gesamtwasser und Gasphase und liefert im Zusammenhang mit Eiskristallzahlen und -größen gute Informationen zur Untersuchung von Eiswolken [Schlicht, 2006].

hinterläßt Spuren, die sich in den hohen Werten der relativen Feuchte widerspiegeln, welche eigentlich das Auftreten von Zirruswolken zeigen (siehe Abschnitt 4.1). Diese Spuren sind sogar oberhalb des „cold point“ zu sehen (siehe Abbildung 4.4). Dies weist darauf hin, dass sich solche Zirruswolken, die aus einer hochreichenden Konvektion ausgelöst werden, bis etwa 24 Stunden über der „cold point“-Region ausbreiten können [Massie et al., 2002].

Bei den vorhergehenden Fällen, bei denen eine relative Feuchte bis et-

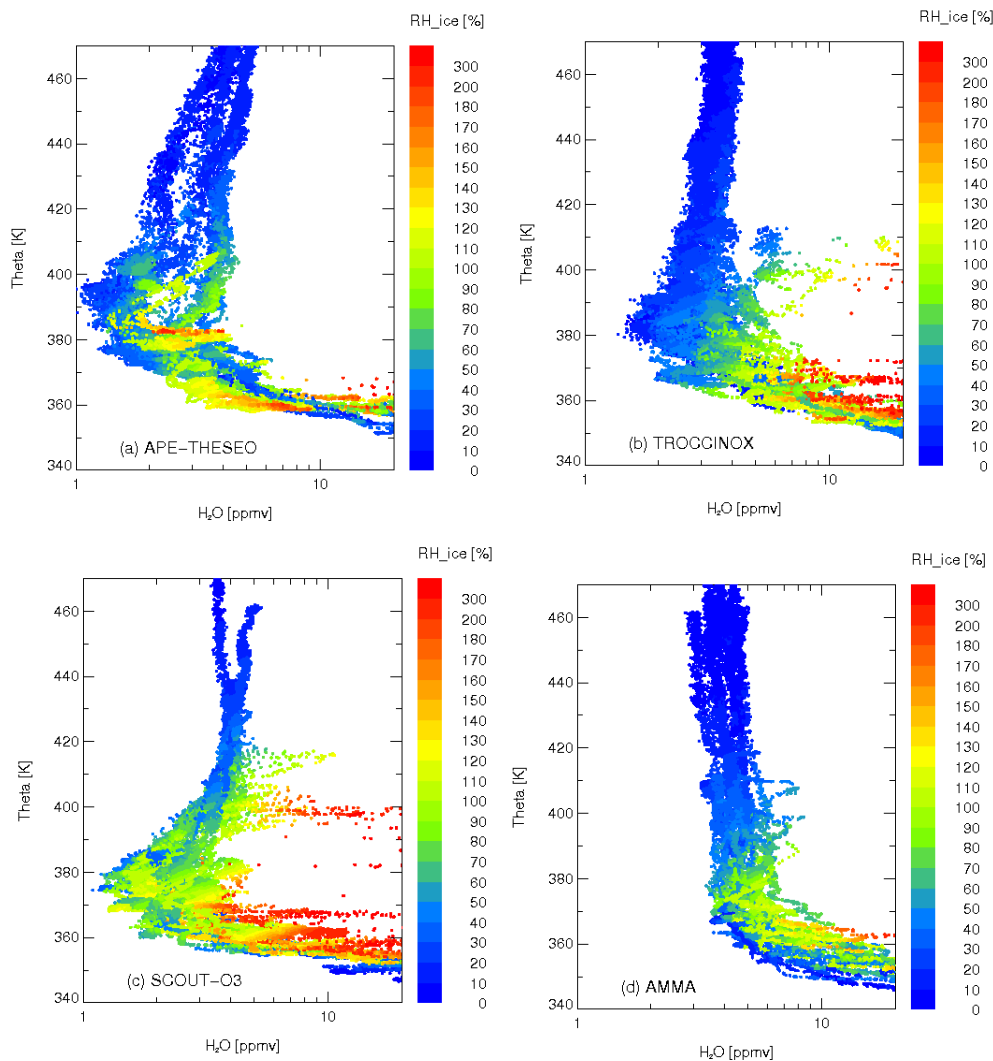


Abbildung 5.2: Vertikalprofile von Gesamtwasser gegen potenzielle Temperatur während: (a) APE-THESEO, (b) TROCCINOX, (c) SCOUT-O3 und (d) AMMA. Die Farben zeigen die relative Feuchte über Eis.

wa 200% beobachtet wurde, ist zu sehen, dass ein konvektives System in der Lage ist, sowohl Teilchen als auch eine große Feuchtigkeitsmenge in die Stratosphäre zu transportieren. Dies kann darauf hinweisen, dass die durch Konvektion transportierten troposphärischen Luftmassen die untere Stratosphäre zur Hydratation führen können [Nielsen et al., 2007].

Da während der AMMA- und APE-THESEO-Kampagne keine Konvektion bis in die Stratosphäre beobachtet wurde, lässt es sich erklären, warum extreme Werte der relativen Feuchte und Teilchen mit hohem Eiswassergehalt Werte deutlich über 100% für diese Kampagne im Vergleich zu den anderen Kampagnen weniger häufig beobachtet wurden. Ausnahmen davon sind zwei Flüge während APE-THESEO am 19.02. und 09.03., welche erhöhte Werte von relativer Feuchte aufweisen.

Die hohen relativen Feuchtwerte auf der 360 K Fläche (die roten Punkte auf der Abbildung 5.2(a)) bei der APE-THESEO-Kampagne wurden während des Fluges am 19.02. gemessen, dessen Ziel die Untersuchung der Zirruswolken in der Nähe der Konvektion nördlich von Mahé war. Doch für diesen Fall wurde diese große relative Feuchte durch keinen Transport aus der Konvektion verursacht, sondern die Ursache war ein turbulenter Wassertransport aus dem Bereich der Konvektion infolge von Wellenbrechen [Stefanutti et al., 2004].

Die großen Werte auf etwa 380 K (die roten Punkte auf der Abbildung 5.2(a)) entsprechen den gemessenen Daten während der Untersuchung des Zyklons „Davina“ am 09.03. Dieser Flug wurde in Richtung Südosten (60 °E, 20 °S) durchgeführt (der Flugpfad und die Wassermischungsverhältnisswerte dieses Fluges sind in Abbildung 3.3 und in Abbildung 5.1(a) durch eine orange Farbe zu sehen). Die großen Werte der relativen Feuchte bei diesem Flug sind daher auf den schnellen vertikalen Transport durch den Zyklon zurückzuführen.

Im Vergleich zu anderen Kampagnen weist die gemessene relative Feuchte während der AMMA-Kampagne wesentlich niedrigere Werte auf. Die relative Feuchte besteht hauptsächlich aus Werten unterhalb von 100% und ein großer Teil davon befindet sich sogar unterhalb von 60%. Ein geringer Teil diesen Daten liegt allerdings oberhalb 100% auf einer Fläche von etwa 360 K, welche sogar Werte von 200% erreichen (siehe Abbildung 5.2(d)). Diese erhöhten Werte relativer Feuchte entsprechen den gemessenen Daten während der Flüge am 08. und 11.08., bei denen das Ziel die Untersuchung der MCSs war. Diese Daten zeigen, dass die Umgebung der Eiswolken bei der AMMA-Kampagne ebenso wie bei den anderen bereits diskutierten Kampagnen große Werte relativer Feuchte aufweist.

5.3 Der Untergrund der TTL

Das Auftreten von Partikeln bei einer stratosphärischen Höhe, wie bei SCOUT-O3- und TROCCINOX-Kampagne mit dem FISH gemessen wurde, wurde schon in der Literatur beschrieben [Kelly et al., 1993; Sherwood und Dessler, 2000]. Die Luftpakete können demnach durch die hochreichende Konvektion mit einer großen Geschwindigkeit aus der Troposphäre in die Stratosphäre transportiert werden. Diese Phänomene sollen zunächst nicht berücksichtigt werden, wenn das Ziel eine Analyse eines „reinen“ Untergrundes der tropischen Tropopause ist.

Nach einer genauen Betrachtung der Vertikalprofile aus den Abbildungen 5.1 und einer sorgfältigen Untersuchung wurden die geeigneten Daten ausgewählt und dadurch Vertikalprofile der jeweiligen Kampagne erhalten (siehe Abbildung 5.3), welche (im Rahmen dieser Arbeit) dem Untergrund der tropischen Tropopause entsprechen. Diese Profile sollen daher eine tropische Tropopause ohne Einflüsse von außergewöhnlichen (oder nicht repräsentativen) Phänomenen zeigen. Um solche Profile zu erhalten wurden alle Daten, die eine relative Feuchte über Eis größer als 100% aufweisen, herausgenommen. Darüber hinaus wurden die folgenden Daten entfernt:

- APE-THESEO — der Flug am 09.03. („Davina“-Flug), bei dem große Werte von relativer Feuchte gemessen wurden,
- TROCCINOX — die Flüge am 04./05.02. zur Konvektionsuntersuchung;
- SCOUT-O3 — der Flug am 29.11. (MCS-Untersuchung) und die zwei Flüge am 30.11. (Hectorsuntersuchungen);
- AMMA — die Daten mit erhöhtem Wasserdampf während der Flüge am 08./11. und 13.08.

Die Werte aus verschiedenen Kampagnen sind selbstverständlich nicht gleich, weil sie die jeweiligen lokalen Eigenschaften der TTL-Region widerspiegeln. Sie zeigen aber eine ähnliche Tendenz: Das Verhalten des Wassermischungsverhältnisses (für APE-THESEO, TROCCINOX und SCOUT-O3) weist eine ähnliche Neigung während dieser Kampagnen bis etwa 380 K auf (siehe Abbildung 5.3), das heißt ein einigermaßen linearer Abfall (in der logarithmischen Darstellung) der Daten bis 380 K. Die Daten von TROCCINOX zeigen allerdings, bei einer potenziellen Temperatur von etwa 380 K ein um etwa 1 ppmv höheres Wassermischungsverhältnis im Vergleich zu den anderen beiden Kampagnen.

Die Daten der AMMA-Kampagne zeigen ein völlig anderes Verhalten, denn es ist keine Neigung zu sehen, die ein Minimum des Wassermischungsverhältnisses im Bereich der Tropopause zeigt. Das Mischungsverhältnis fällt monoton mit der Höhe ab. Deswegen ist kein Minimum des Wassersignals

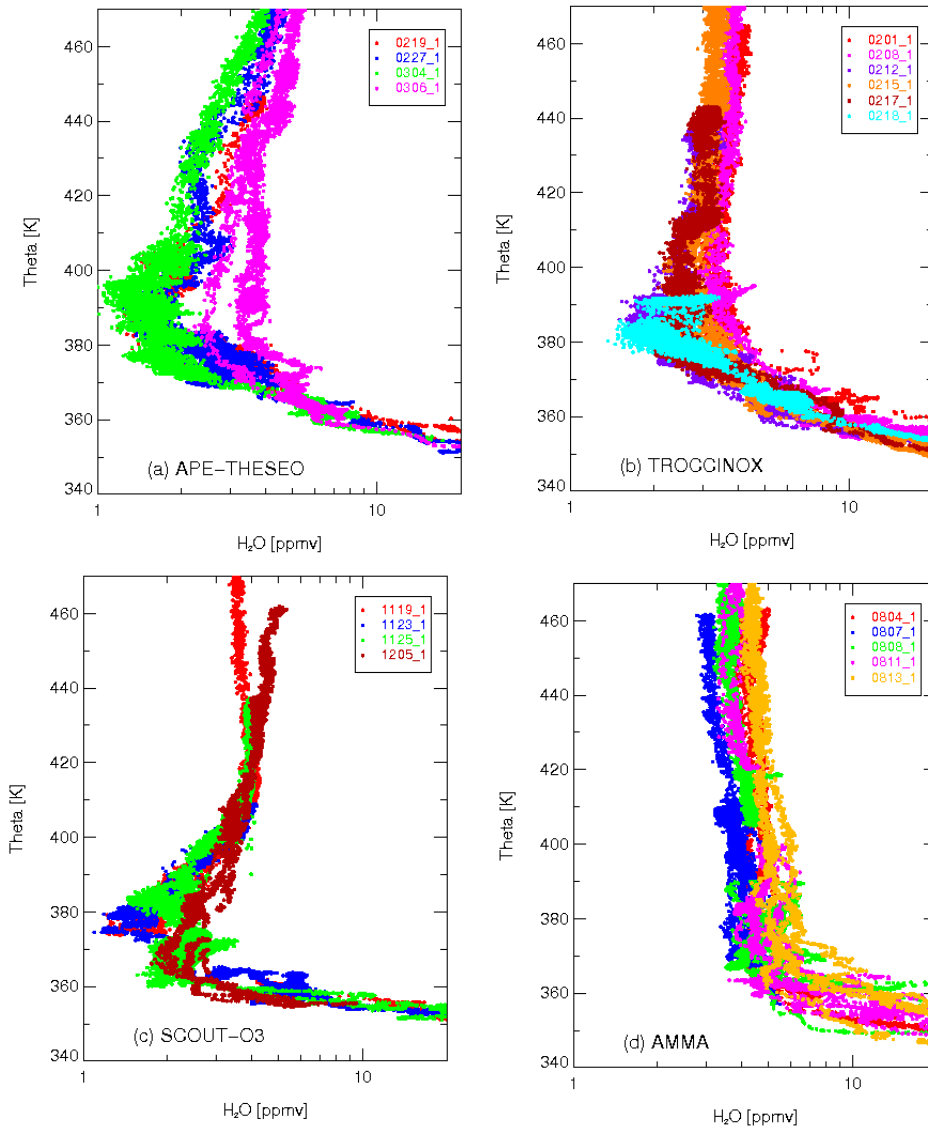


Abbildung 5.3: Vertikalprofile von Gesamtwasser gegen potenzielle Temperatur, Datenpunkte mit Partikelmessungen und relativer Feuchte sind nicht dargestellt, (a) APE-THESEO, (b) TROCCINOX, (c) SCOUT-O3 und (d) AMMA.

an der TTL zu erkennen. Allerdings erkennt man eine Änderung des Gradienten der Tropopause, die während der AMMA-Kampagne im Mittel bei 370 K liegt (siehe Abschnitt 4.4). Hier weist das Wassermischungsverhältnis bei dieser Kampagne Werte von etwa 4-5 ppmv auf.

Dieses Verhalten des Wassermischungsverhältnisses während der AMMA-Kampagne ist im Einklang mit dem jährlichen Zyklus der TTL (siehe Kapitel 4). In den Sommermonaten ist das Wassermischungsverhältnis an der TTL höher und die TTL selbst wärmer im Vergleich zu den Wintermonaten. Unter dieser Bedingung kann das Wassermischungsverhältnis tatsächlich an der TTL Werte bis etwa 5 ppmv erreichen [Fueglistaler et al., 2005].

Die Tatsache, dass das Wasserminimum innerhalb der Stratosphäre beobachtet wird, lässt sich als Folge der Ausbreitung des „tape recorder“ erklären, wie im Abschnitt 4.4 im Zusammenhang mit der Untersuchung der Hygropausenhöhe während der AMMA-Kampagne bereits angesprochen wurde. Das Thema „tape recorder“ selbst wird im letzten Abschnitt dieses Kapitels diskutiert.

5.4 Vertikale Mittelwerte des Wassermischungsverhältnisses

Aus den Werten der vorhergehenden Abbildung 5.3 werden die Mittelwerte der Wassermischungsverhältnisse für die jeweilige Kampagne berechnet (siehe Abbildungen 5.4).

Aus Abbildung 5.4 erkennt man deutlich die Übereinstimmung der Mischungsverhältnisse unterhalb von etwa 410 K zwischen der SCOUT-O3- und APE-THESEO-Kampagne. In beiden Kampagnen befinden sich die niedrigen Werte des Wassermischungsverhältnisses auf einer potenziellen Temperatur von etwa 385 K. Die TROCCINOX-Kampagne zeigt eine ähnliche Tendenz, wobei das Wassermischungsverhältnis bei dieser Kampagne etwa 1 ppmv größere Werte als SCOUT-O3 und APE-THESEO aufweist. Wie bereits im vorhergehenden Abschnitt vorgestellt wurde, wurden höhere Werte des Wassermischungsverhältnisses an der TTL in den Sommermonaten während der AMMA-Kampagne gemessen.

Das Wassermischungsverhältnis unterhalb etwa 410 K wird demnach von lokalen Eigenschaften beeinflusst, beispielsweise durch physikalische Eigenschaften wie die Temperatur, welche einen starken Einfluss auf die stratosphärische Wasserkonzentration hat [Gettelman et al., 2002b; Jensen und Pfister, 2004].

An dieser Stelle ist es wichtig darauf hinzuweisen, dass die APE-THESEO-

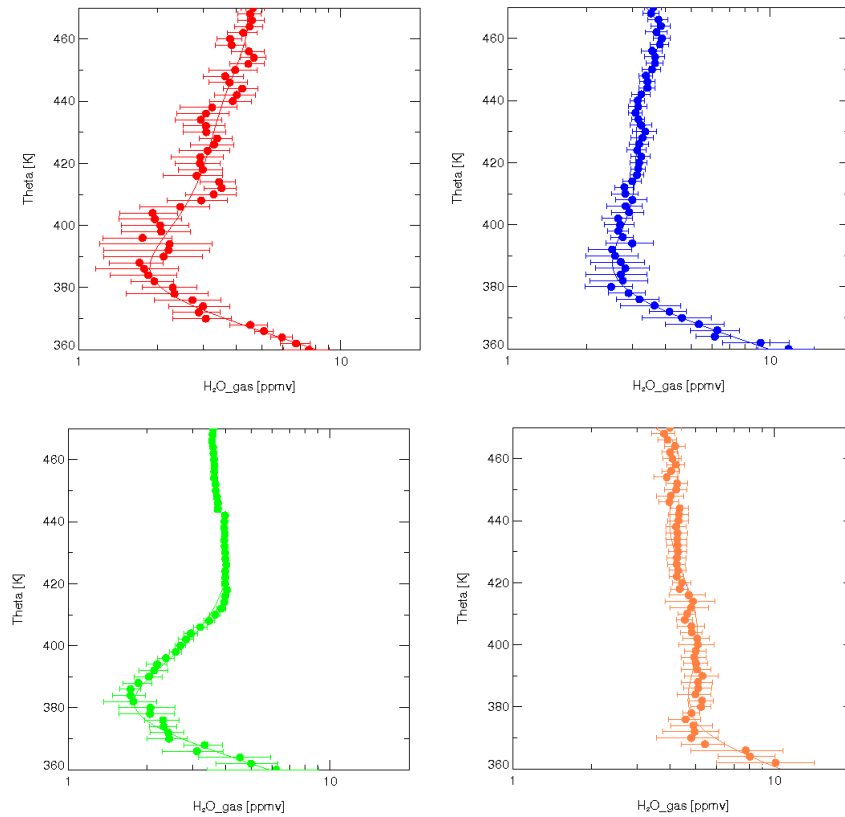


Abbildung 5.4: Vertikale Mittelwerte vom Wassermischungsverhältnis für jeweilige Kampagnen: APE-THESEO (oben, links), TROCCINOX (oben, rechts), SCOUT-O3 (unten, links) und AMMA (unten, rechts).

Region sich westlich von Regionen befindet, wo niedrige Temperaturen während des nordhemisphärischen Winters beobachtet werden. Newell und Gould-Stewart [1981] zeigten, dass sich zwischen November und März ein Bereich über Indien und der Bengalabucht mit niedrigen Temperaturen auf einer Höhe von etwa 100 hPa befindet. Diese niedrige Temperatur erstreckt sich in Richtung Westen bis zum afrikanischen Kontinent und umfasst die Region, wo die APE-THESEO-Kampagne durchgeführt wurde. Darüber hinaus wurden in der Region über dem westlichen Indischen Ozean im Jahr 1999, also genau während der Durchführung der APE-THESEO-Kampagne, extrem kalte Temperaturen beobachtet [Stefanutti et al., 2004], welche sich in den Werten des Wassermischungsverhältnisses der APE-THESEO-Kampagne widerspiegeln.

Ein Vergleich der Temperatur während der TROCCINOX- und SCOUT-O3-Kampagne zeigt den Einfluss der Temperatur auf das Wassermi-

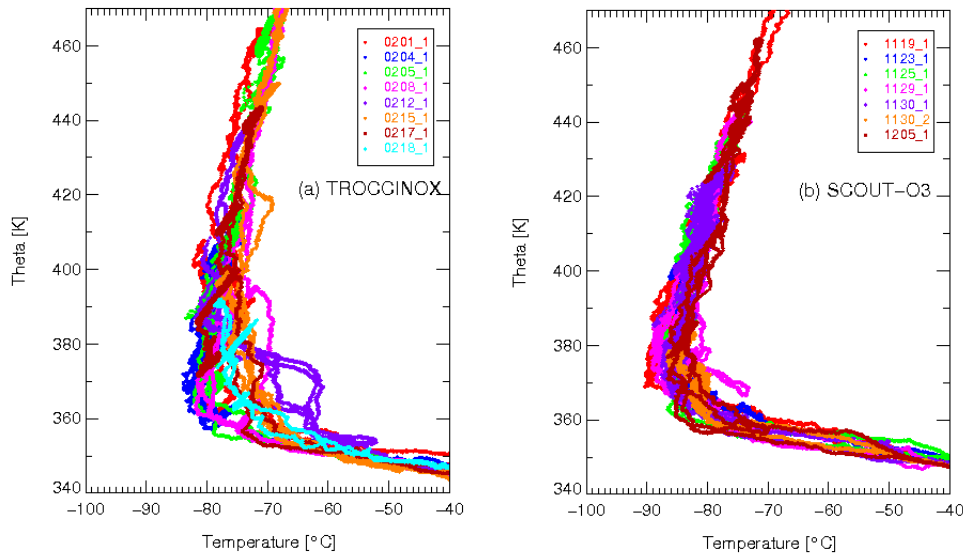


Abbildung 5.5: Die Temperaturprofile während: (a) TROCCINOX und (b) SCOUT-O3.

sungsverhältnis für den gesamten Zeitraum dieser beiden Kampagnen (siehe Abbildung 5.5). Die Höhe der Tropopause während TROCCINOX liegt im Mittel² auf einer potenziellen Temperatur von etwa 374 K mit dem „cold-point“ bei einer mittleren Temperatur von etwa -81 °C. Bei der SCOUT-O3-Kampagne liegt die Tropopause (im Mittel) bei einer Fläche von etwa 377 K, aber der „cold point“ für diese Kampagne ist etwa 7 °C niedriger (ein Mittelwert von etwa -88 °C) als bei TROCCINOX. Die Tropopause während SCOUT-O3 ist kälter als während TROCCINOX. Dies zeigt die jahreszeitliche Variabilität der Temperatur an der tropischen Tropopause und somit lässt sich das niedrigere Wassermischungsverhältnis bei SCOUT-O3 im Vergleich zu den TROCCINOX-Daten erklären [Hatsushika und Yamazaki, 2001].

Da die APE-THESEO- und TROCCINOX-Kampagne zu der gleichen Jahreszeit stattfanden, muss es eine andere Erklärung neben der jahreszeitlichen Variabilität der Temperatur an der tropischen Tropopause geben, um die Variabilität des Wasserdampfes bei diesen beiden Kampagnen zu erläutern. In der Tat wird die Temperatur und damit der Wasserdampfgehalt von verschiedenen klimatologischen Phänomenen beeinflusst, die in der

²Während der TROCCINOX-Kampagne liegt die Tropopause eigentlich bei zwei verschiedenen Niveaus (siehe Abschnitt 4.2). Bei der hier dargestellten Diskussion wird daher die Tropopause als Mittelwert der gesamten Daten.

Literatur als *interannuale Variabilität* beschrieben werden [Fueglistaler und Haynes, 2005], neben den bereits erwähnten regionalen Unterschieden.

Ein Phänomen, das für die interannuale Variabilität beiträgt, ist die *quasi-zweijährige Schwingung* der Stratosphäre (engl. Akronym: QBO — Quasi-Biennial Oscillation), die durch Umkehr des Zonalwindes eine Temperaturschwingung verursacht und den Wasserdampfgehalt der Luftmassen beim Eintritt in die Stratosphäre hinein beeinflusst [Baldwin et al., 2001; Punge und Giorgetta, 2007]. Andere klimatologischen Ereignisse, die zur interannualen Variabilität ebenso beitragen, sind beispielsweise die Phänomene „El Niño“ und „La Niña“ [Hatsushika und Yamazaki, 2001; Bonazzola und Haynes, 2004] und der Ausbruch eines Vulkanes. Wie bereits im Abschnitt 4.1 vorgestellt wurde, waren die Wintermonate in 1998-1999 extrem kalt [Fueglistaler und Haynes, 2005]. Der Unterschied von etwa 1 ppmv zwischen APE-THESEO und TROCCINOX lässt sich durch diese außergewöhnliche Abnahme der Tropopausentemperatur während dieses Zeitraums erklären.

Als zusätzliche Information über den Einfluss von lokalen Prozessen unterhalb 410 K sind die mittleren Wassermischungsverhältnisse aus Ballonmessungen des SOWER-Projekts (engl.: Soundings of Ozone and Water in Equatorial Regions) angegeben. Das SOWER-Projekt hat den Zweck der Untersuchung zonaler Wasser- und Ozon-Verteilungen durch den äquatorialen Pazifik [Vömel et al., 2002]. Die hier vorgestellten SOWER-Daten bestehen aus einer Ballon-Messung dieses Projekts, welche im Januar 2006 in Biak, Indonesien, (1 °S, 136 °O) durchgeführt wurde (siehe Abbildung 5.6).

Die SOWER 2006-Kampagne wurde während der Wintermonate durchgeführt und weist deswegen eine niedrige Temperatur an der tropischen Tropopause auf. Biak befindet sich außerdem innerhalb der so genannten „stratospheric fountain“ Region [Newell und Gould-Stewart, 1981], wo die stratosphärische Tropopause am kältesten ist. Dies hat zur Folge, dass ein geringes Wassermischungsverhältnis in diesem Bereich gemessen wird.

Unterhalb des Bereichs von 410 K zeigt das Vertikalprofil bei SOWER eine ähnliche Tendenz wie die Profile für die SCOUT-O3-, APE-THESEO- und TROCCINOX-Kampagne mit einem Minimum des Wassermischungsverhältnisses von etwa 1,5 ppmv. Die Abbildung 5.6 zeigt, dass die Hygropause während der SOWER-Kampagne im Vergleich zu den anderen Kampagnen bei einer Höhe von etwa 5 K niedriger liegt.

Die Ergebnisse der tropischen Messungen zeigen demnach, dass die Höhe bei 410 K den oberen Rand eines lokal kontrollierten unteren Regimes markiert, welches die stratosphärische Wasserkonzentration beeinflusst. Der Bereich oberhalb der Fläche von 410 K wird im nächsten Abschnitt ausführlich diskutiert. Es handelt sich dabei — kurz gesagt — um ein großskalig kontrolliertes Regime.

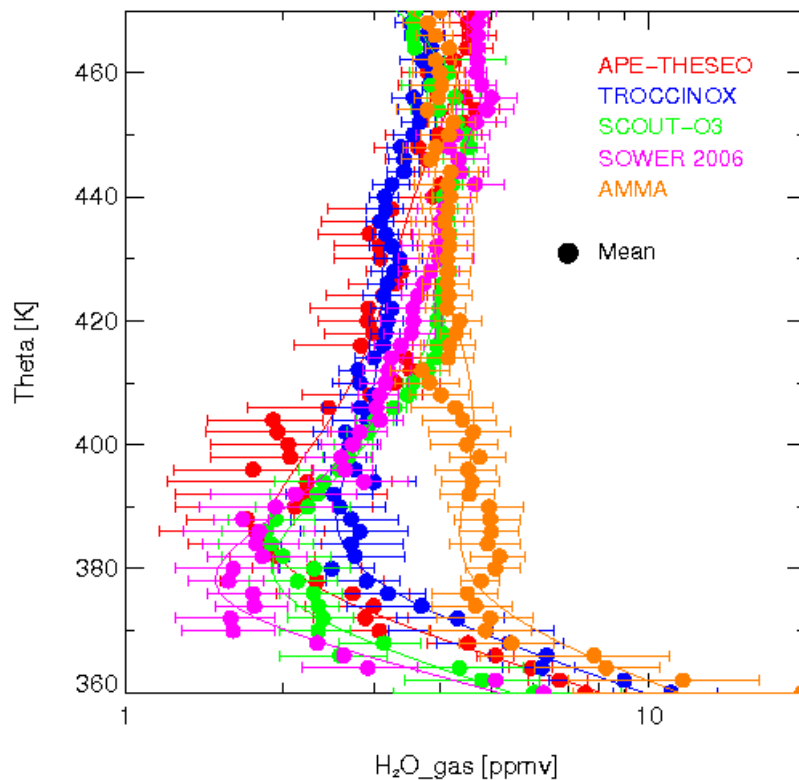


Abbildung 5.6: Der Vergleich von Mittelwerten zwischen den verschiedenen tropischen Kampagnen. Der Bereich unterhalb 410 K entspricht dem Bereich, der von lokalen Prozessen beeinflusst wird.

5.5 Der „Tape Recorder“

In der Abbildung 5.6 wurden die Vertikalprofile während der tropischen Kampagnen gezeigt. Die Daten unterhalb des Höhenbereichs von 410 K wurden im letzten Abschnitt besprochen. In diesem Abschnitt werden die Daten oberhalb 410 K diskutiert, also die Daten, die sich innerhalb der Stratosphäre befinden.

Die Identifikation einer saisonalen Variation von Wasserdampfkonzentration in der oberen Stratosphäre war eine wichtige Entdeckung von Mote et al. [1995] anhand von HALOE-Daten (engl.: Halogen Occultation Experiment), einem Satellitenexperiment auf UARS (engl.: Upper Atmosphere Research Satellite) [Russell et al., 1993]. Diese Variation wird verursacht während des Aufwärtstransports von Luftmassen durch die Tropopause. Wenn ein bestimmtes Luftpaket aus der Troposphäre in die Stratosphäre hinein transportiert wird, wird es durch sein Wassermischungsverhältnis im Moment des

Durchganges in der Tropopause markiert [Mote et al., 1995]. Im Lauf der Zeit wandert das Luftpaket kontinuierlich nach oben und behält die Markierung – also das an der Tropopause aufgeprägte Wassermischungsverhältnis (siehe Abbildung 5.7).

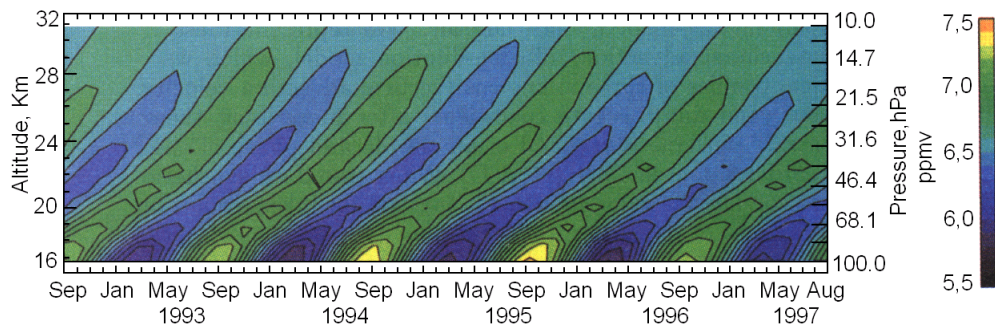


Abbildung 5.7: Saisonaler Verlauf der Vertikalschnitte von HALOE-Wasserdampfmessungen gemittelt über 10 °N bis 10 °S. Aus Mote et al. [1998].

Das Luftpaket kann in Analogie zu einem Band, auf dem ein Signal von einem Schreibkopf (die Tropopausentemperatur) aufgenommen wird, betrachtet werden. Diese Theorie wurde als „tape recorder“ bekannt. Die Studien von Mote et al. [1996] zeigten, dass die Luftmassen mit niedrigstem Wassermischungsverhältnis mit den tiefsten Tropopausentemperatur verbunden sind, das heißt sie passieren die Tropopause vollständig im Spätwinter. Luftmassen mit höheren Wassermischungsverhältniswerten erreichen die Stratosphäre im Spätsommer. Das Signal bleibt erkennbar in der Stratosphäre für etwa 18 Monate bis zu einer Höhe von etwa 10 hPa.

Neben einer Datenuntersuchung auf der „tape recorder“ Basis soll die vertikale Geschwindigkeit eines Luftpaketes betrachtet werden. Transport von Luft oberhalb des sogenannten „level of zero net radiative heating“ (beschrieben als „Q=0“) wird durch Strahlung angetrieben. Unterhalb dieses Niveaus wird der vertikale Lufttransport z. B. durch Konvektion verursacht. Das „level of zero net radiative heating“ befindet sich auf einer potenziellen Temperatur bei freiem Himmel („clear sky“) von etwa 360 K, doch bei bewölktem Himmel ungefähr 0,5-1,0 km tiefer [Corti et al., 2006]. Unter der Annahme eines Zustands von „clear sky“ passiert die Luftmasse die Tropopause mit einer Vertikalgeschwindigkeit von etwa 0,6 K Tag⁻¹. Das bedeutet, dass ein Vertikaltransport aus der Tropopause (380 K) bis in die Stratosphäre (auf einer Fläche von etwa 420 K) ungefähr 66 Tage dauert. Diese Zahl wird in der vorliegenden Arbeit benutzt, um den Vertikaltransport der Luftmassen zu diskutieren.

Zwischen TROCCINOX- und APE-THESEO- ist gegenüber den SCOUT-O3-Daten ein Unterschied von ungefähr 1 ppmv oberhalb einer Fläche von etwa 410 K zu beobachten (siehe Abbildung 5.6). Bei dieser Höhe liegen die Daten für TROCCINOX und APE-THESEO bei etwa 3 ppmv. Die SCOUT-O3-Daten liegen andererseits bei etwa 4 ppmv.

Mit Anwendung der oben beschriebenen Vertikalgeschwindigkeit erreichten die in der Stratosphäre befindlichen Luftmassen von APE-THESEO- und TROCCINOX — also die im Februar-März gemessenen Daten (rote bzw. blaue Linie in Abbildung 5.6) — die Tropopause ungefähr im Dezember-Januar, das heißt zu einem Zeitraum, der genau dem Mittelpunkt der nordhemisphärischen Wintersaison entspricht. Diese niedrigen Werte lassen sich daher durch eine geringe mittlere Tropopausentemperatur dieser Jahreszeit erklären, die ein geringes Sättigungsmischungsverhältnis bedingen. Auf diese Weise ist der Unterschied zwischen den vorhergehenden Kampagnen auf den „tape recorder“ zurückzuführen, was außerdem im Einklang mit den Studien von Mote et al. [1995, 1996] ist.

Eine ähnliche Interpretation gilt für das beobachtete Wassermischungsverhältnis während der SCOUT-O3-Kampagne oberhalb 410 K (grüne Linie in Abbildung 5.6), welches den höchsten Wert im Vergleich zu anderen Kampagnen (APE-THESEO, TROCCINOX und SOWER-2006) aufweist. Da die SCOUT-O3-Kampagne im Zeitraum von Ende November/Anfang Dezember stattfand, erreichten die in der Stratosphäre befindlichen Luftmassen die Tropopause schon etwa Ende September/Anfang Oktober. Das bedeutet, dass diese Luftmassen bei hohen Temperaturen im nordhemisphärischen Sommer eingetragen wurden und dementsprechend feucht sind.

Für die SOWER-2006-Kampagne (pinke Linie in Abbildung 5.6) liegen die über 410 K befindlichen Daten zwischen den Werten der anderen Kampagnen. Die Umrechnung der Vertikalgeschwindigkeit bei dieser Kampagne deuten auf eine Luftmassenherkunft bei einem Höhenbereich von etwa 380 K vom Anfang November hin. Zu diesem Zeitraum ist die Temperatur an der tropischen Tropopause zwischen denen des Winters und des Sommers und somit lässt sich der mittlere Wert für SOWER im Vergleich zu den APE-THESEO- und TROCCINOX-Kampagnen erklären.

Oberhalb des Bereichs von 410 K sind die Daten der AMMA-Kampagne (orange Linie in Abbildung 5.6) mit den SCOUT-O3-Daten einigermaßen übereinstimmend. Die umgerechnete Vertikalgeschwindigkeit bei diesem Fall deutet an, dass diese Luftmassen im Spätfrühling/Frühsummer die Tropopause passierten. Bei diesem Zeitraum fängt die Tropopausentemperatur an anzusteigen. Da die Temperatur an der tropischen Tropopause das Maximum im Sommer aufweist, kann dies die großen Wasserkonzentration in diesen Bereich während der AMMA-Kampagne erklären. Darüber hinaus wird der strato-

sphärische Bereich über der Region der Messungen für die AMMA-Kampagne stark vom asiatischen Monsun beeinflusst. ECMWF-Daten zeigen im Tropopausenbereich isentropen Transport aus Asien zum Zeitraum der Kampagne, welcher die Luftmassen aus subtropischem Bereich zum afrikanischen Gebiet transportiert [Konopka, 2007]. Der Beitrag aus der Monsunregion kann demnach die Wasserverteilung oberhalb der Höhe bei 410 K beeinflussen und somit ebenso zur Erhöhung oder Erniedrigung der Wasserkonzentration führen. Abbildung 5.8 zeigt die berechneten Rückwärtstrajektorien des Fluges am 11.08. Über der Monsunregion werden die Positionen, bei denen Sättigung auf der 370-380 K Fläche entlang Rückwärtstrajektorien gefunden wurden, gezeigt. Auch für die anderen AMMA-Flüge wurden die niedrigsten Temperaturen entlang der Rückwärtstrajektorien im Bereich des asiatischen Monsuns bestimmt, die Berechnung zeigen einen erheblichen Einfluss des Monsuns, so dass diese Region wichtig für die Wasserkonzentration der Tropopause auch über Afrika ist.

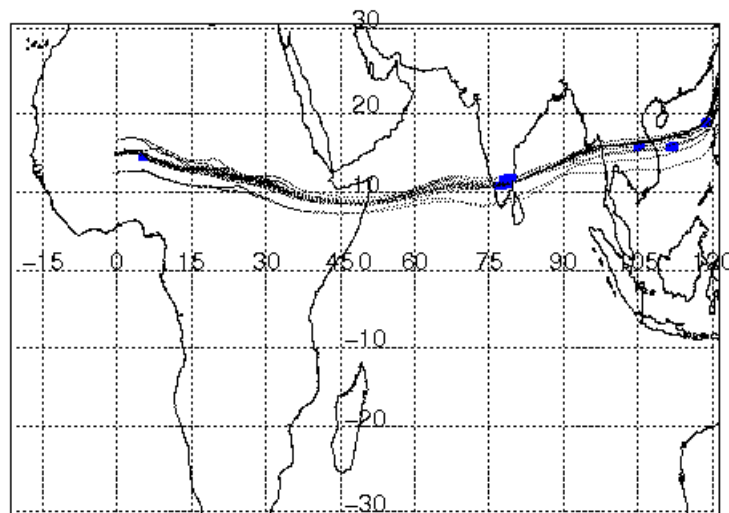


Abbildung 5.8: Position der Sättigung entlang Rückwärtstrajektorien über der Monsunregion Asiens.

Der „tape recorder“, der in der Abbildung 5.7 gezeigt wurde, wurde umgerechnet und gegen die potenzielle Temperatur als graue Linien in der Abbildung 5.9 eingezeichnet. Die grauen Linien beschreiben die kontinuierliche Ausbreitung der maximalen Werte des Wassers in die Stratosphäre hinein, das die Tropopause ungefähr während des Sommers verlässt.

Die Farben zeigen die erhaltenen vertikalen Wasserprofile für jede Kampagne und beschreiben die gleichen Daten, die in der Abbildung 5.6 zu sehen

sind. Die Übereinstimmung zwischen dem „tape recorder“ und den gemessenen Daten ist deutlich zu erkennen. Die großen Werte jeweiliger Kampagnen treffen sich außerdem mit dem „tape recorder“ innerhalb der Stratosphäre für alle Messungen.

Bei der APE-THESEO-Kampagne ((a) in Abbildung 5.9) wurde die höchste Wasserkonzentration von etwa 4,7 ppmv bei einer Höhe von etwa 470 K gemessen, welche mit dem „tape recorder“ übereinstimmt. Dies zeigt, dass diese Luftmassen die Tropopause während des Sommers 1998 durchquerten.

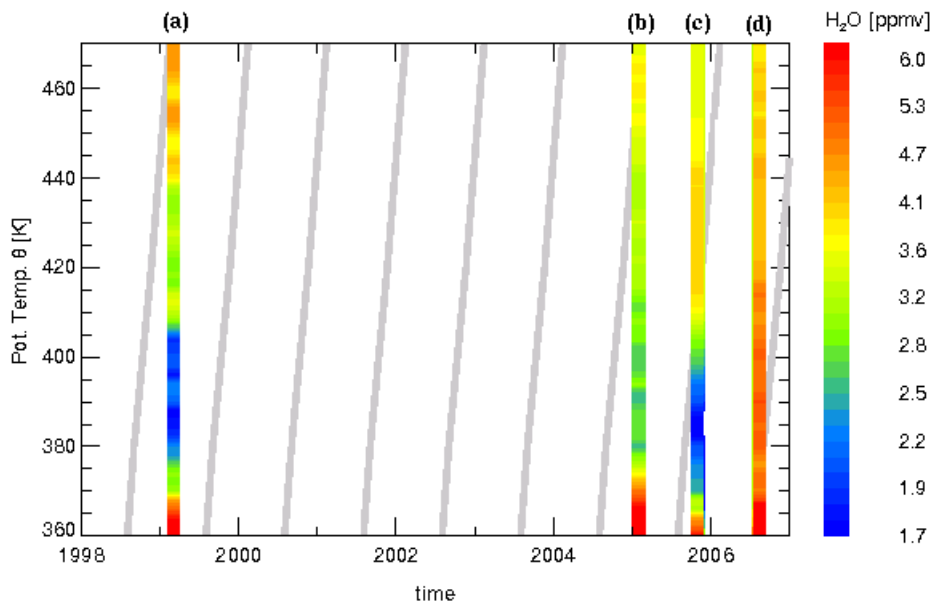


Abbildung 5.9: Der „tape recorder“ (graue Linie) und die Vertikalprofile des Gesamtwassers (bunt, in ppmv) während der tropischen Kampagnen: (a) APE-THESEO, (b) TROCCINOX, (c) SCOUT-O3 und (d) AMMA.

Für die TROCCINOX-Kampagne ((b) in Abbildung 5.9) ist der maximale Wert von Wasser (etwa 4 ppmv) bei etwa 460-465 K zu sehen, also auf einer ähnlichen Höhe wie bei der APE-THESEO-Kampagne. Ein Wassermilieu an der tropischen Tropopause während der TROCCINOX-Kampagne ist aber schwierig zu erkennen. Das Wassermilieu bei TROCCINOX (etwa 2.8 ppmv) erstreckt sich zwischen etwa 370 und 440 K. Dies lässt sich als Folge der beobachteten Durchlässigkeit der Tropopause in Brasilien verstehen, welche insbesondere bei den Flügen am 01. und 08.03. als Folge des Austausches von Luftmassen zwischen Troposphäre und Stratosphäre beobachtet wurde (siehe Kapitel 7).

Bei der SCOUT-O3-Kampagne können drei verschiedene Werte des Wassermixingminimums entlang des Vertikalprofils beobachtet werden. Oberhalb einer potenziellen Temperatur von etwa 450 K wird eine Wasserkonzentration von etwa 3,6 ppmv beobachtet. Dieser Wert liegt zwischen den höchsten und den niedrigsten Werten, die das Vertikalprofil für diese Kampagne aufweist und ist auf die Frühlingsmonate zurückzuführen. Die höchsten Werte des Wassermischungsverhältnisses (etwa 4,1 ppmv) erstrecken sich zwischen etwa 410 und 450 K. Außerdem treffen sie sich mit dem „tape recorder“ bei einer Höhe von etwa 420 K ((c) in Abbildung 5.9). Diese Werte bestehen aus Luftmassen, die etwa 66 Tage (Spätsommer/Frühherbst) vor den Messungen die Tropopause passierten. Die niedrigste Wasserkonzentration liegt zwischen 370 und 410 K und ist im Einklang mit der niedrigen Temperatur, die an der Tropopause während der Messungen gemessen wurde (siehe Abschnitt 5.4). Diese Daten zeigen, dass die verschiedenen Wasserwerte entlang der Vertikalverteilung sich in den Jahreszeiten während des Übergangs in die Tropopause widerspiegeln.

Da die AMMA-Kampagne im Spätsommer stattfand, ist zu erwarten, dass das höchste Wassermischungsverhältnis an der tropischen Tropopause als Folge der hohen Temperatur dieser Jahreszeit liegt. Abbildung 5.9(d) zeigt dieses Verhalten. Es wird außerdem bei dieser Kampagne beobachtet, dass die höchste Wasserkonzentration (etwa 5,3 ppmv) bei etwa 380 K mit der „tape recorder“-Linie zusammentrifft. Dieses hohe Signal des Wassermischungsverhältnisses erstreckt sich bis zu einer potenziellen Temperatur von etwa 420 K. Oberhalb dieser Höhe weist das Wassermischungsverhältnis Werte von etwa 4,5 ppmv auf. Dies ist auf Luftmassen, die während Spätfrühling/Frühsummer die Tropopause passierten, zurückzuführen. Da während dieser Saison die Tropopause große Temperaturwerte aufweist, lässt sich das große Wassermischungsverhältnis bei dieser Höhe erklären.

Abbildung 5.9 zeigt für alle Messkampagnen unterschiedliche Wasserwerte entlang der Vertikalverteilung der Daten. Dies weist darauf hin, dass das Wassermischungsverhältnis entlang der Vertikalprofile auf den Einfluss der Temperatur zurückzuführen ist, welche sich durch die Saisonalität erklären lässt.

Kapitel 6

Hochreichende Konvektion

In diesem Kapitel sollen die Konvektionsuntersuchungen im Rahmen der tropischen Kampagnen beschrieben werden. Ebenso soll ein Einblick in die Umgebung dieses Phänomens gegeben werden. Zuerst werden die Zeitserien einzelner Flüge zur Konvektionsuntersuchung vorgestellt. Vertikalprofile der Wasserverteilung werden im Folgenden gezeigt und diskutiert. Schließlich erfolgt eine Fallstudie für die AMMA-Kampagne, bei der gealterte Konvektion beobachtet wurde.

Konvektiver Transport hat einen wichtigen Einfluss auf die Verteilungen von Wasserdampf, anderen Spurenstoffen und Aerosolpartikeln in der Atmosphäre. Die klimawirksamen Stoffe werden durch hochreichende Konvektion und die damit verbundenen vertikalen Austauschprozesse innerhalb sehr kurzer Zeit umverteilt. Auf diese Weise funktioniert eine Konvektion wie ein Aufzug, der schnell die Luftmassen aus der Bodennähe in die UT/LS transportiert. Das Auftreten von Konvektion ist außerdem für die mikrophysikalischen Ausbildungsprozesse der Wolken und die Mischungs- und Strahlungsprozesse von Bedeutung [Danielsen, 1982]. Dadurch können die Konvektionswolken erheblich die Sonneneinstrahlung und die Absorption/Emission von Infrarotstrahlung beeinflussen.

Konvektion bewirkt Dehydratation als Folge von Niederschlag nach Kondensation [z.B. Danielsen, 1982; Sherwood, 2000; Sherwood und Dessler, 2000; Alcala und Dessler, 2002]. Konvektion kann aber auch als Hydratationsmechanismus fungieren [Lindzen, 1991; Liao und Rind, 1997].

Eine der wichtigsten offenen Fragen über Konvektion ist die Größe der Flüsse von Wasserdampf durch die Tropopause. Theoretische [Dessler, 2002] und modellierende Studien [Jensen und Pfister, 2004] schlagen vor, dass dieses Phänomen eine spürbare Auswirkung auf den tropischen Wasserdampf an der TTL haben kann. Beide Studien sagen eine Dehydratation voraus,

wobei Jensen und Pfister [2004] eine Möglichkeit zur Hydratation offen lassen. Aber trotz der überragenden Bedeutung der Konvektion für das globale Klima ist bislang noch nicht geklärt, inwieweit konvektive Ereignisse auf die Mechanismen zur De- oder Hydratation der Luftmassen im Bereich der tropischen Tropopause einwirken. Neben den verschiedenen Untersuchungsflügen während der tropischen Kampagnen spielen die Flüge zur Konvektionsuntersuchung eine bedeutende Rolle und waren deswegen sehr wichtige Aufgaben während der Messungen in den Tropen.

6.1 Konvektion während der TROCCINOX-Kampagne

Der Flug am 04.02.2005

Abbildung 6.1 zeigt die Zeitserie der Messung am 04.02. Das hochreichende Flugzeug Geophysica flog zweimal durch den oberen Teil einer Konvektion. Innerhalb des Ambosses weist das Luftpaket extrem hohe Werte des Wassermischungsverhältnisses (blau) auf, welche sich in Form von „Spikes“ in den Messdaten bemerkbar machen. Die überschießenden Türme, die für die in der Stratosphäre befindlichen Partikeln verantwortlich sind (siehe Abschnitt 5.1), wurden gegen etwa 18:30 UTC (schwarzer Kreis) getroffen.

Das gemessene Gesamtwasser innerhalb des Ambosses erreicht große Werte von etwa 1000 ppmv, also wird durch die Konvektion eine große Feuchtigkeitsmenge aufwärts in die TTL transportiert. Zusammen mit den FISH-Daten sind auch Ergebnisse aus Messungen des Geräts SIOUX (engl.: Stratospheric Observation Unit for nitrogen oXides)¹ dargestellt. Das SIOUX-Instrument liefert Spurengasmessungen von NO und NO_y (braun und orange in Abbildung 6.1). Im Amboss betragen NO und NO_y im Mittel 1,4 ppbv mit Maximalwerten von etwa 2,6 ppbv. Diese hohen Werten sind auf die Produktion durch Blitze innerhalb der Konvektion zurückzuführen, welche die Stickstoff- und Sauerstoff-Moleküle dissoziieren.

Nach dem zweiten Durchflug (der zweite „Spike“ um etwa 19:10 UTC auf der Abbildung 6.1) in den Amboss führte der Pilot den Flug oberhalb der Konvektion zwischen etwa 19:20 und 20:30 UTC auf einer Fläche von etwa 380 K weiter, bevor er zum Flugzeugstützpunkt zurückkehrte. Diese Luftmassen, die sich oberhalb der Konvektion befinden, weisen im Mittel Wasserverte von 3-4 ppmv auf. Die maximalen Werte erreichen etwa 5 ppmv, welche als kleine „Spikes“ zu sehen sind. Dieses Verhalten ist auf ausgelöste

¹Eine Beschreibung dieses Gerätes ist im Anhang B verzeichnet.

Teile der Konvektion zurückzuführen, welche den inneren Bereich der Konvektion als eine Art von Filamenten aufwärts verlassen und mit außerhalb der Konvektion befindlichen Luftpaketen vermischt werden.

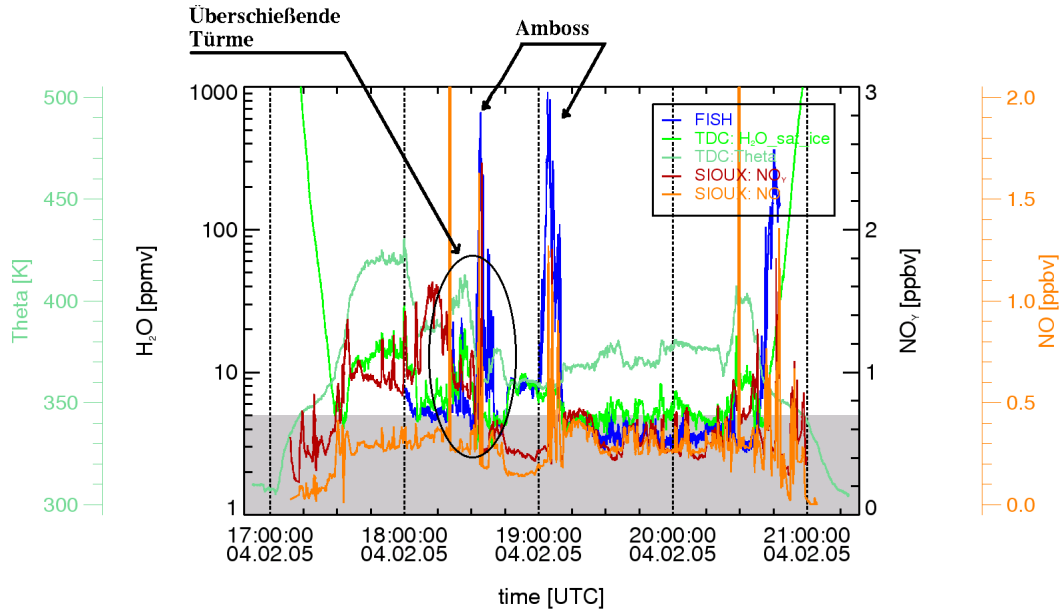


Abbildung 6.1: Zeitserie des Fluges zu einer Konvektionsuntersuchung am 04.02.2005 während der TROCCINOX-Kampagne: Gesamtwasser (FISH, blau), NO_y (SIOUX, braun), NO (SIOUX, orange), potenzielle Temperatur (TDC, aquamarin) und Übersättigung über Eis (TDC, grün).

Die starken Schwankungen bei den FISH-Daten zwischen etwa 19:20 und 20:30 UTC sind auch in den SIOUX-Daten erkennbar. Bemerkenswert ist, dass die mit beiden Geräten gemessenen „Spikes“ sehr gut übereinstimmen. NO weist innerhalb der Gewitterwolken hohe Konzentrationen auf, weil es durch Blitze gebildet wird und ist so ein Indiz dafür, dass das gemessene Wassermischungsverhältnis ebenfalls aus der Konvektion stammt.

6.2 Hector während der SCOUT-O3-Kampagne

Der Flug am 25.11.2005

Während SCOUT-O3 war die Untersuchung der Konvektion, „Hector“ genannt, eine wichtige Aufgabe. Nicht nur der Hector sondern auch seine Umgebung wurde untersucht. Mit diesem Ziel wurde der Flug am 25.11. oberhalb einer Region, wo ein Hector stattfand, durchgeführt (siehe Abbildung 6.2).

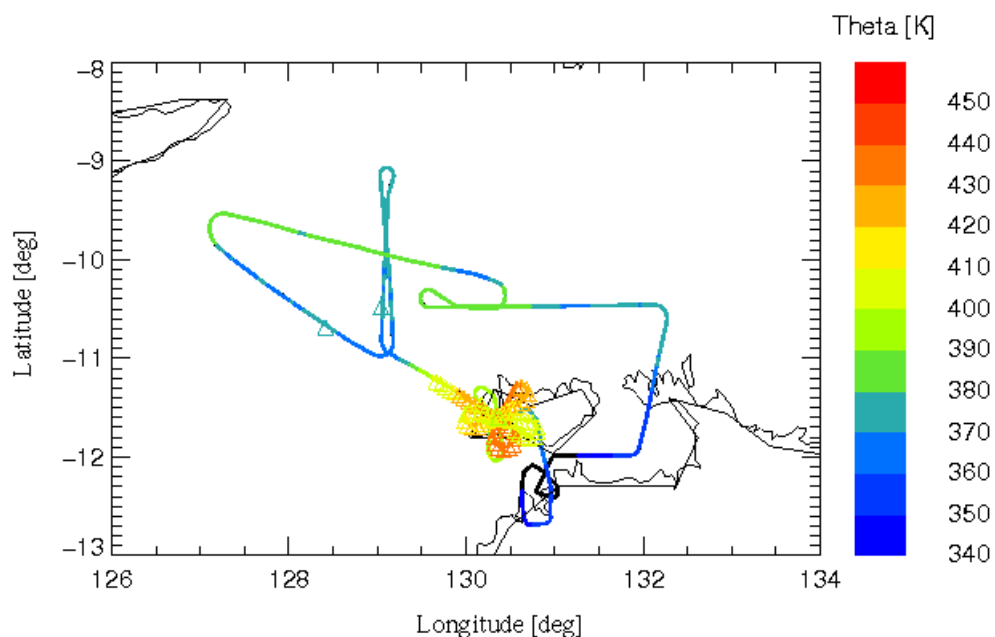


Abbildung 6.2: Flugpfad zur Untersuchung des Hector am 25.11.2005 während der SCOUT-O3-Kampagne. Farben: potenzielle Temperatur (TDC), Dreiecke: Wasserwerte größer als 3 ppmv.

Abbildung 6.2 zeigt den Flugpfad während der Untersuchung am 25.11. Die Geophysica kreiste oberhalb des Hector bei einer potenziellen Temperatur höher als 410 K, also innerhalb der Stratosphäre. Die Dreiecke beschreiben die Wasserwerte größer als 3 ppmv. Dies weist darauf hin, dass die Luftmassen oberhalb des Hector ein höheres Wassermischungsverhältnis aufweist als in der Umgebung. Die gemessenen Daten in diesem Bereich erreichen Werte von etwa 10 ppmv (siehe Abbildung 6.3). Entfernt von Hector sind die beiden blauen Dreiecke auf einen vom Pilot berichteten Nebel zurückzuführen.

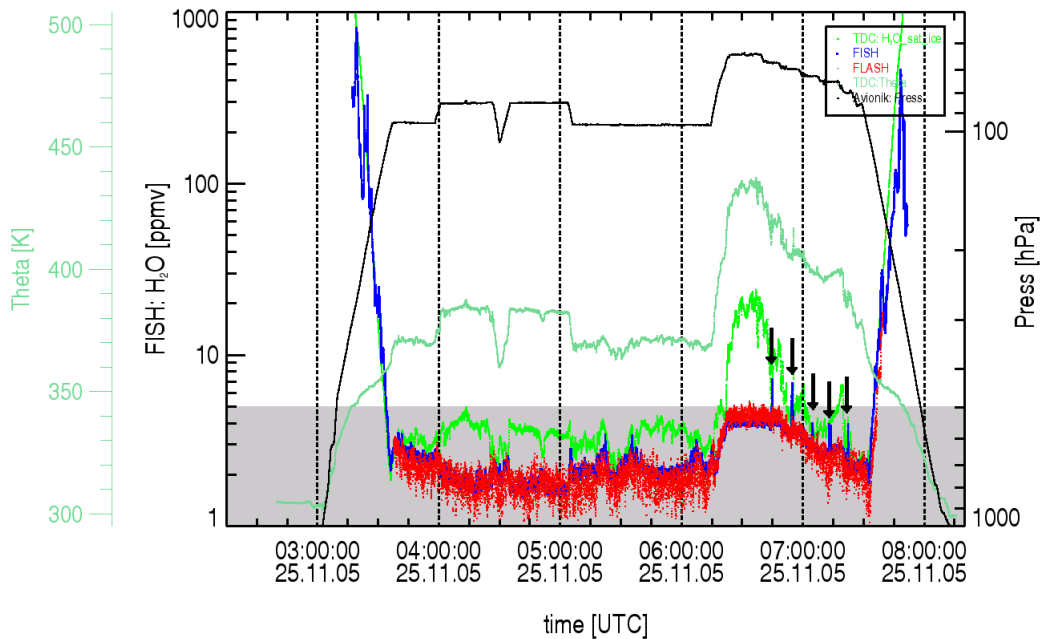


Abbildung 6.3: Zeitserie des Fluges zur Untersuchung des Hector am 25.11.2005 während der SCOUT-O3-Kampagne. Blau: Gesamtwasser (FISH), rot: Gasphase (FLASH), grün: Sättigung über Eis (Berechnet mit TDC-Daten), aquamarin: potenzielle Temperatur (TDC) und schwarz: Druck (UCSE).

Abbildung 6.3 zeigt die Zeitserie während dieser Messung. Die Region oberhalb des Hector wurde am Ende des Fluges gegen etwa 6:20 UTC erreicht. Die Daten zeigen eine gute Übereinstimmung zwischen Daten von Gesamtwasser (FISH, blau) und Gasphase (FLASH, rot). Bei den FISH-Daten sind allerdings einige „Spikes“ zu sehen, welche eine Erhöhung des Wassersignals zeigen (schwarze Pfeile). Eine Analyse der Flugtrajektorie deutet darauf hin, dass einige von diesen Signalen auf Kondensstreifen des Flugzeuges selbst zurückzuführen sind. Die übrigen Signale des erhöhten Wassers wurden nicht von den Geräten, die für Teilchenmessungen zuständig waren, detektiert. Dies zeigt, dass diese Signale auf verdampftes Wasser zurückzuführen sind. Daten von potenzieller Temperatur (TDC, aquamarin) zeigen, dass die erhöhten Wasserdampfwerte oberhalb einer Fläche von etwa 390 K (etwa zwischen 6:45 und 07:30 UTC) gemessen wurden, also bereits innerhalb der Stratosphäre. Dies weist darauf hin, dass die hochreichende Konvektion zu einer Hydratation der Stratosphäre führen kann. Dies ist im Einklang mit dem Ergebnis eines Simulationsmodells, wonach die Konvektion Hydratations- statt

Dehydratations-Effekte aufweisen kann [Chaboureau et al., 2006]. Welchen Einfluss auf den stratosphärischen Wassereintrag dieses global besitzt, ist abhängig von der Häufigkeit solcher Konvektion. Corti et al. [2007] schätzt aus unseren Daten ab, dass maximal nur 2-10% des stratosphärischen H_2O über solche Konvektion eingetragen wird.

Der (erste) Flug am 30.11.2005

Der Untersuchungstag am 30.11.2005 während der SCOUT-O3-Kampagne entspricht dem sogenannten „golden day“. Bei diesem Tag wurden zwei Flüge zur Untersuchung des Hector durchgeführt. Das Ziel des ersten Fluges war die Untersuchung des Hector im Zeitraum des Auftretens dieses Phänomens (siehe Abbildung 6.4). Der zweite Flug wurde etwa vier Stunden nach dem ersten Flug durchgeführt und besteht aus einer Untersuchung der Umgebung nach dem Auftreten des Hector. Während der Hectoruntersuchung war es wichtig, die Signale zu beobachten, die der Hector im Bereich der tropischen Tropopause hinterlässt. Hier wird es also der erste Flug am 30.11 gezeigt, da dieses Kapitel sich mit hochreichende Konvektion befasst.

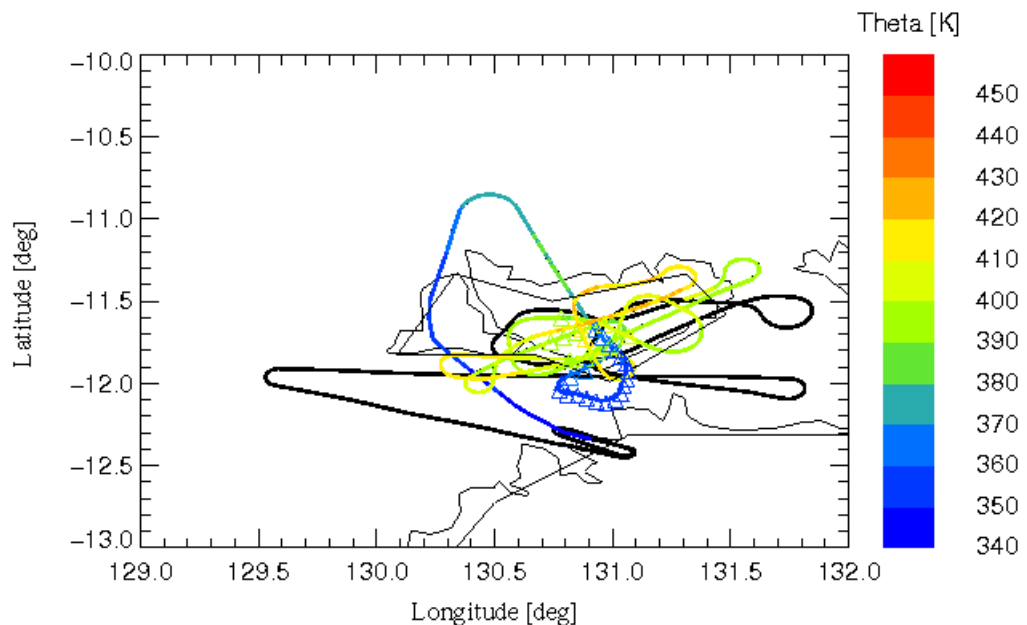


Abbildung 6.4: Flugpfad des ersten Fluges am 30.11.2005 zur Untersuchung des Hectors während der SCOUT-O3-Kampagne. Farben: potenzielle Temperatur (TDC), Dreiecke: Wasserwerte größer als 5 ppmv (FISH).

Abbildung 6.4 zeigt den Flugpfad des ersten Fluges am 30.11. Die Geophysica flog zuerst oberhalb des Hector bei einer potenziellen Temperatur von etwa 400 K (grün). Die Dreiecke zeigen Wasserte größer als 5 ppmv. Die grünen Dreiecke beschreiben daher die überschießenden Luftmassen aus dem Hector, welche ein Wassermischungsverhältnis bis etwa 50 ppmv aufweisen (siehe Abbildung 6.5). Die blauen Dreiecke zeigen die Messungen am Amboss bei etwa 370 K.

Abbildung 6.5 zeigt Gesamtwasser (FISH, blau) und Gasphase (FLASH, rot). Wenn die Daten nur aus Gasphase bestehen, ist die Übereinstimmung zwischen beiden Geräten deutlich zu erkennen. Die „Spikes“ um etwa 05:45 UTC bezeichnen die Wolken, die aus dem Hector ausgelöst wurden. Sie zeigen außerdem den Transport durch Konvektion bis in die Stratosphäre hinein, bei denen Wasserwerte bis etwa 60 ppmv zu sehen sind.

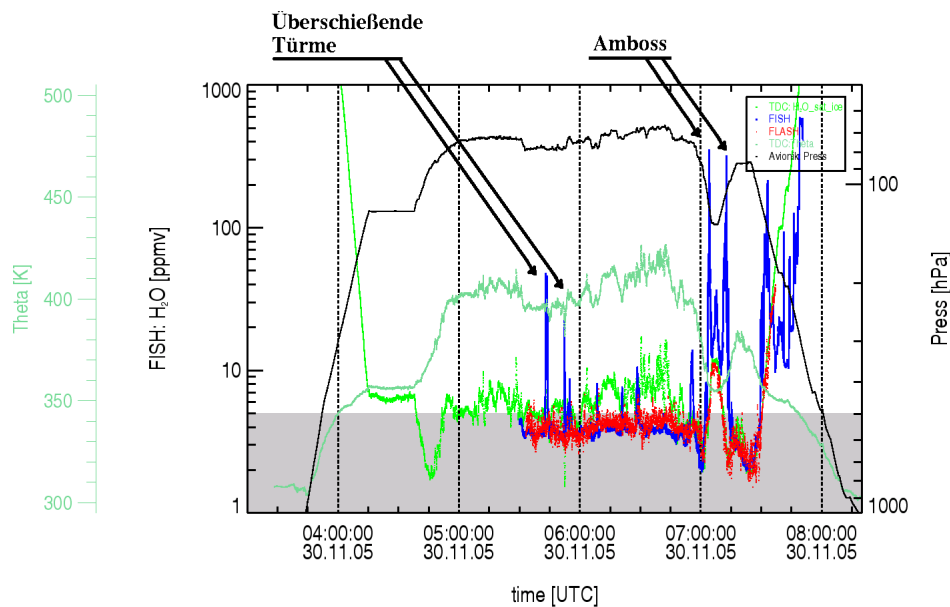


Abbildung 6.5: Zeitserie des ersten Fluges am 30.11.2005 zur Untersuchung des Hector während der SCOUT-O3-Kampagne. Blau: Gesamtwasser (FISH), rot: Gasphase (FLASH), grün: Sättigung über Eis (Berechnet mit TDC-Daten), aquamarin: potenzielle Temperatur (TDC) und schwarz: Druck (UCSE).

6.3 Erhöhung von Wasserwerten bei den konvektiven Systemen

In Abbildung 6.6 sind die Konvektionsuntersuchungen farbig markiert, um die vertikale Wasserverteilung an der tropischen Tropopause während der TROCCINOX- und SCOUT-O3-Kampagne zu zeigen. Beim Auftreten von hochreichender Konvektion sieht man eine starke Erhöhung der Wasserkonzentration von etwa 7 ppmv und sogar höher als 10 ppmv. Dies ist auf überschießende Konvektion zurückzuführen. Darüber hinaus beobachtet man, dass sich die erhöhten Wasserkonzentrationen an der Grenze zur Stratosphäre und zum Teil noch einige Kilometer darüber (bis zu einer Fläche von etwa 420 K) befinden.

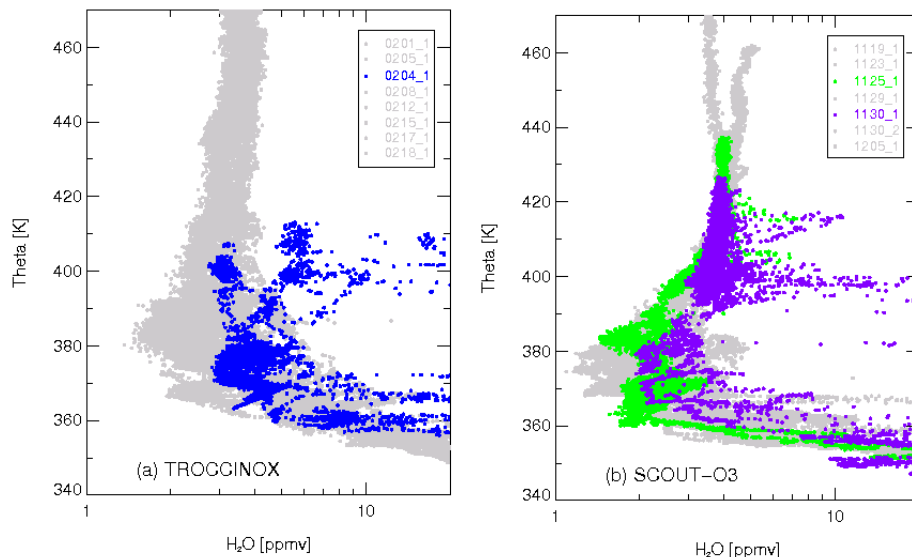


Abbildung 6.6: Vertikalprofile Gesamtwasser gegen potenzielle Temperatur: (a) TROCCINOX (b) SCOUT-O3. Die Farben zeigen die Flüge, die zur Konvektionsuntersuchung bestimmt waren.

Im oberen Gewitterteil (bei etwa 370 K), Amboss genannt, zeigen die Daten eine große absolute Feuchtigkeit (größer als 10 ppmv). Dort findet ein Ausmischen von Wolkenluft in die Umgebung (Detrainment) statt. Diese erfolgt durch turbulenten Masseaustausch sowie durch organisiertes Detrainment an der Wolkenoberseite. Da die Luftmassen innerhalb einer Konvektion während des Aufwärtstransports kontinuierlich gekühlt werden, kommt es zur Bildung von Eiskristallen, welche sich im Folgenden niederschlagen [Alcala und Dessler, 2002]. Die Niederschlagsgeschwindigkeit von Partikeln

6.3 Erhöhung von Wasserwerten bei den konvektiven Systemen 87

ist stark von dem Druck bzw. dem Radius abhängig [Müller und Peter, 1992]. Partikel mit einem Radius $> 40 \mu\text{m}$ sedimentieren. Partikel kleiner als $15 \mu\text{m}$ verdampfen dagegen innerhalb der Stratosphäre [Peter, 2007], weil sie eine geringe Fallgeschwindigkeit aufweisen.

Zur Berechnung des Partikelwachstums entwickelten Pruppacher und Klett [1978] eine Theorie, die wichtige Auswirkungen — beispielsweise Wärmediffusion, Strahlung und Ventilation — auf kleine Partikel bei kalter stratosphärischen Temperatur beschreibt. Eine annähernde Berechnung (siehe Gleichung 6.1) für den stratosphärischen Bereich ($T \simeq 190 \text{ K}$) wurde von Peter et al. [1994] später weiter entwickelt, welche ebenso zur Berechnung von Verdampfungszeit der Eispartikel anwendbar ist [Schiller, 2001].

$$\tau = 3,8 \cdot 10^{-5} \text{ s} \frac{1}{\chi} \frac{S}{S-1} \left(\frac{190 \text{ K}}{T} \right)^{\frac{1}{2}} \frac{r}{\mu\text{m}} \left[\frac{r}{\mu\text{m}} + 3, 2 \right] \quad (6.1)$$

Hierbei — in der Annahme, dass T und χ konstant sind — sind χ das Wassermischungsverhältnis und S die relative Feuchte über Eis. T und r sind die Temperatur bzw. der Partikelradius.

Mit Gleichung 6.1 kann man schätzen, ob die überschießenden Partikel die Stratosphäre hydrieren können. Hierzu ist wichtig zu wissen, ob diese Partikel schneller verdampfen als sie sich niederschlagen. Wir nehmen die SCOUT-O3-Daten als Beispiel, weil bei dieser Kampagne die kältesten Temperaturen gemessen wurden (siehe Abschnitt 5.4). Die Geschwindigkeit der Verdampfung und die Temperatur der Partikel sind zueinander invers proportional. Die beobachteten Partikel bei der SCOUT-O3-Kampagne verdampften daher im Vergleich zu den Partikeln bei der TROCCINOX-Kampagne langsamer.

In der Annahme, dass ein Partikel einen Radius von $15 \mu\text{m}$ unter den folgenden Bedingungen aufweist: $\chi = 50 \text{ ppmv}$ (der Flug am 30.11 während SCOUT-O3), 200% Relative Feuchte (siehe Abschnitt 5.2) und $T = 193 \text{ K}$ (siehe Abschnitt 5.4), benötigt es eine Zeit von etwa 400 s um zu verdampfen.

Müller und Peter [1992] schätzen die vertikale Geschwindigkeit eines Partikels ab (siehe Abbildung 6.7). Ein Partikel mit $r = 15 \mu\text{m}$ weist eine vertikale Geschwindigkeit von 10 cm s^{-1} auf (blaue Linie). Das heißt, ein Partikel fällt nur etwa 40 m bis es verdampft. Unter diesen Bedingungen ist klar, dass die Partikel kleiner als $15 \mu\text{m}$ tatsächlich verdampfen, bevor sie die Tropopause erreichen.

Unsere Rechnung zeigt außerdem, dass selbst die Partikel größer als $40 \mu\text{m}$ die Tropopause nicht erreichen. Unter der vorhergehenden Bedingungen braucht ein Partikel mit $r = 40 \mu\text{m}$ (rote Linie) etwa 2.600 s um zu verdampfen. Dies bedeutet, dass diese Partikel innerhalb 650 m verdampfen. Bei Untersuchungen oberhalb einer Konvektion fliegt die Geophysica norma-

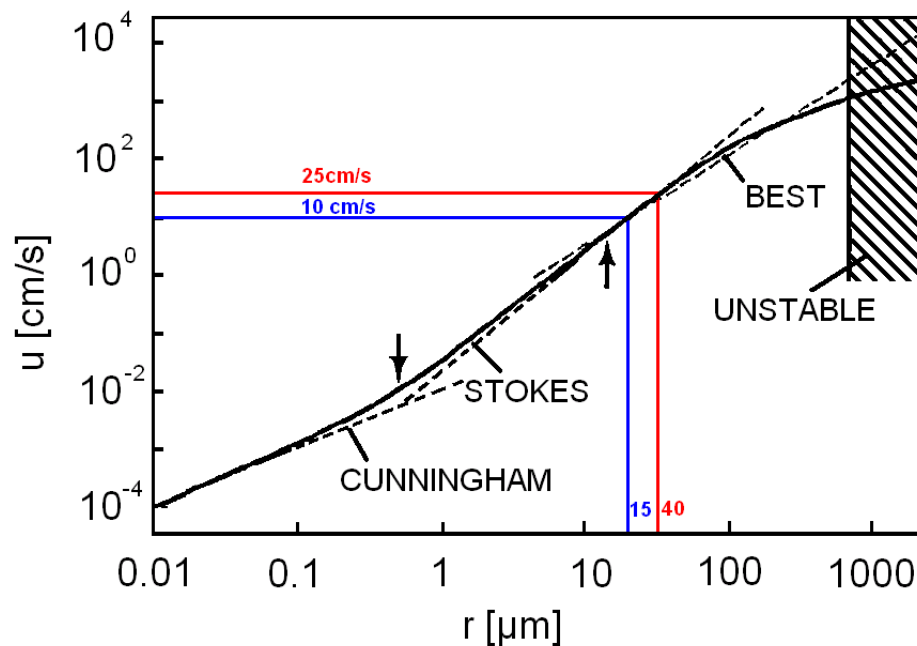


Abbildung 6.7: Fallgeschwindigkeit der Partikel gegen Radius. Drei relevanten Bedingungen: Stokes und Cunningham für $r < 10 \mu\text{m}$ und Best für $10 < r < 500 \mu\text{m}$. (Überarbeitete Version von Fig. 1 aus Müller und Peter [1992]).

lerweise bei einer Höhe von 19-20 km. Das heißt, selbst diese großen Partikel verdampfen innerhalb der Stratosphäre und erreichen nicht die Tropopause.

Eine überschießende Konvektion, die sich durch Ausmischung mit Umgebungsluft an der Oberseite eines Gewitters ausbreitet, kann daher den Wassergehalt in der Stratosphäre erhöhen. Inwieweit dies quantitativ einen Beitrag zur Hydratation der Stratosphäre bringt, ist zurzeit schwierig abzuschätzen. Die Messungen im Rahmen dieser Arbeit tragen aber zu wichtigen neuen Informationen über den stratosphärischen Wassereintrag bei. Sie zeigen, dass eine überschießende Konvektion in der Lage ist, eine Wasserkonzentration bis etwa 50 ppmv in die Stratosphäre zu transportieren. Nie zuvor wurde eine solche hohe absolute Feuchtigkeit in der Stratosphäre beobachtet.

Neben den im Rahmem dieser Arbeit tropischen Messungen wurden bereits in der Vergangenheit ähnliche Projekte zur Untersuchung der tropischen Tropopause durchgeführt. Hierzu zählt das ebenso in der Region Darwin (Australien) durchgeführte Experiment STEP (engl.: Stratosphere-Troposphere Exchange Project). Daten von STEP wurden an Bord des Flugzeuges NASA ER-2 im Januar-Februar 1987 gesammelt. Das STEP-Projekt verwen-

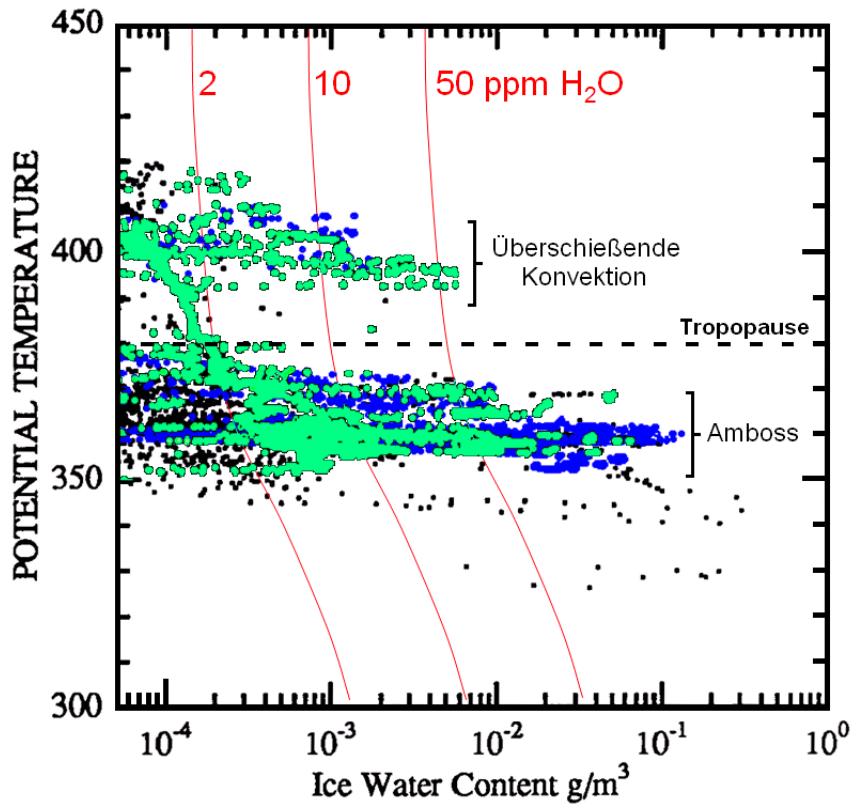


Abbildung 6.8: Eiswassergehalt gegen potenzielle Temperatur während STEP- (schwarz), TROCCINOX- (blau) und SCOUT-O3-Kampagne (grün).

dete 15 Instrumente, um die UT/LS zu untersuchen. Hauptziel war, die TTL bei Auftreten von hochreichender Konvektion — insbesondere an der Höhe der Ausbreitung von Amboss — zu untersuchen [STEP, 2007]. Abbildung 6.8 zeigt den Vergleich des Eiswassergehaltes zwischen STEP- und TROCCINOX/SCOUT-O3 Daten.

Die TROCCINOX- und SCOUT-O3-Daten (blau beziehungsweise grün) weisen Werte von Wassermischungsverhältnis bis etwa 50 ppmv auf. Die Daten von STEP (schwarz) zeigen ein Wassermischungsverhältnis von etwa 5 ppmv bis zu einer Fläche von etwa 420 K [Kelly et al., 1993].

Die Hypothesen eine Dehydratation durch Konvektion [z.B. Sherwood und Dessler, 2000] können daher nicht bestätigt werden. Die Ergebnisse im Rahmen dieser Arbeit zeigen vielmehr, dass eine überschießende Konvektion zu einer Hydratation führt. Wir haben gezeigt, dass sogar viel mehr Wasser als bisher vermutet, bis in die Stratosphäre durch überschießende Konvektion

transportiert wird. Die transportierten Partikel verdampfen innerhalb der Stratosphäre. Diese Verdampfung ist sehr schnell, so dass sogar große Partikel (beispielsweise $40\text{ }\mu\text{m}$) verdampfen, bevor sie die Tropopause erreichen.

6.4 Erhöhter Wasserdampf während der AMMA-Kampagne

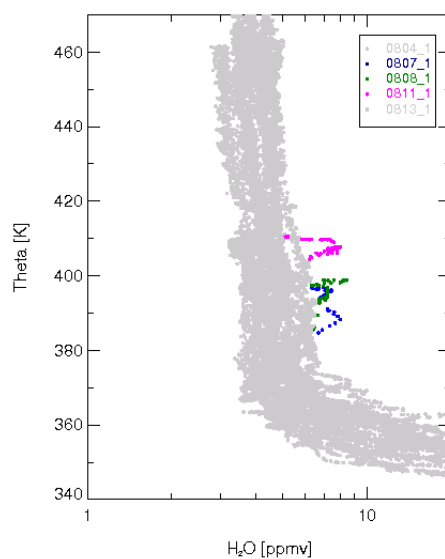


Abbildung 6.9: Erhöhter Wasserdampf während der AMMA-Kampagne.

Bei der AMMA-Kampagne wurde keine Konvektion bis in die Stratosphäre beobachtet. Deswegen wurde keine Untersuchung innerhalb einer Konvektion bei dieser Kampagne durchgeführt. Aber wie im Abschnitt 5.1 bereits angesprochen, zeigen die Vertikalprofile während AMMA ein Signal von erhöhtem Wasserdampf (bis etwa 10 ppmv) in einem Bereich zwischen 380 und 410 K (siehe Abbildung 6.9). Dies wird bei anderen Spurengasen nicht detektiert (z.B. CO_2 in Abbildung 6.10) und die Ergebnisse von Partikeln zeigen ebenso keine Spur von diesem Phänomen. Abbildung 6.10 zeigt CO_2 -Daten mittels des HAGAR-Gerätes (engl.: High Altitude Gas Analyser)² während der

AMMA-Kampagne. Kein Hinweis auf Konvektion ist zu sehen. Dieser Effekt ist zu klein für CO_2 , wenn nur wenig Luft (%) aus der Troposphäre in die Stratosphäre transportiert wird. Bei Wasser ist dies aber nachweisbar wegen des hohen Gradienten im Mischungsverhältnis.

Satellitendaten von EUMETSAT (engl.: European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites) zeigen aber das Auftreten von Konvektion nordöstlich (bei etwa 15°N , 12°O) von Ouagadougou etwa 12 Stunden vor dem Start der Messung. In der Abbildung 6.11 (oben, links) ist der synoptische Zeitpunkt des Fluges über der beobachteten Region gezeigt. Die erhöhten Wasserdaten aus dem Flug am 11.08. werden mittels eines Simulationsmodells zu den folgenden synoptischen Zeitpunkten zurück transportiert:

²Eine Beschreibung dieses Gerätes ist im Anhang B verzeichnet.

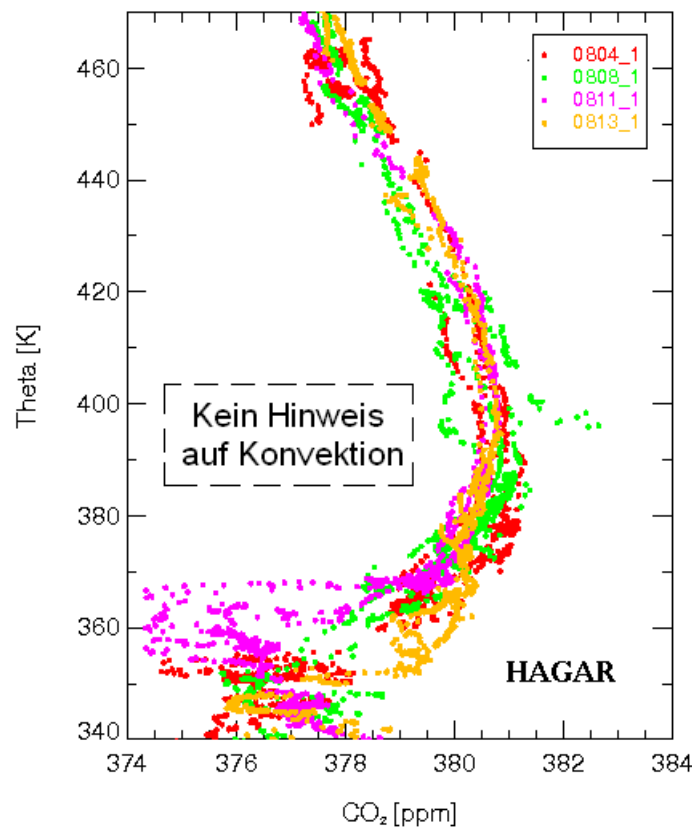


Abbildung 6.10: Vertikalprofile CO_2 gegen potenzielle Temperatur während der AMMA-Kampagne.

12:00 UTC (schwarzer Kreis in der Abbildung 6.11, oben rechts), 06:00 UTC (schwarzer Kreis in der Abbildung 6.11, unten links) und 03:00 UTC (schwarzer Kreis in der Abbildung 6.11, unten rechts).

Der Vergleich der Satellitendaten mit den gemessenen *in-situ* Daten zeigt, dass sich die vermessenen Luftmassen einige Stunden vor dem Flugstart in der Mitte eines konvektiven Systems befanden, welches eine Höhe von etwa 15 km erreicht. Einige Luftmassen lösen sich von der Konvektion ab und werden in die Stratosphäre sowohl vertikal als auch horizontal transportiert. Dieses Ergebnis zeigt, dass die Luftmassen aus der Konvektion in der Stratosphäre bleiben und noch Stunden nach dem Konvektionsereignis erhöhte Wasserwerte, die auf verdampfte Eispartikel zurückzuführen sind, nachweisbar sind. Dies zeigt in Ergänzung der Berechnung aus dem vorhergehenden Abschnitt, dass die in die Stratosphäre schießende Konvektion dauerhaft eine Erhöhung von Wasser bewirkt.

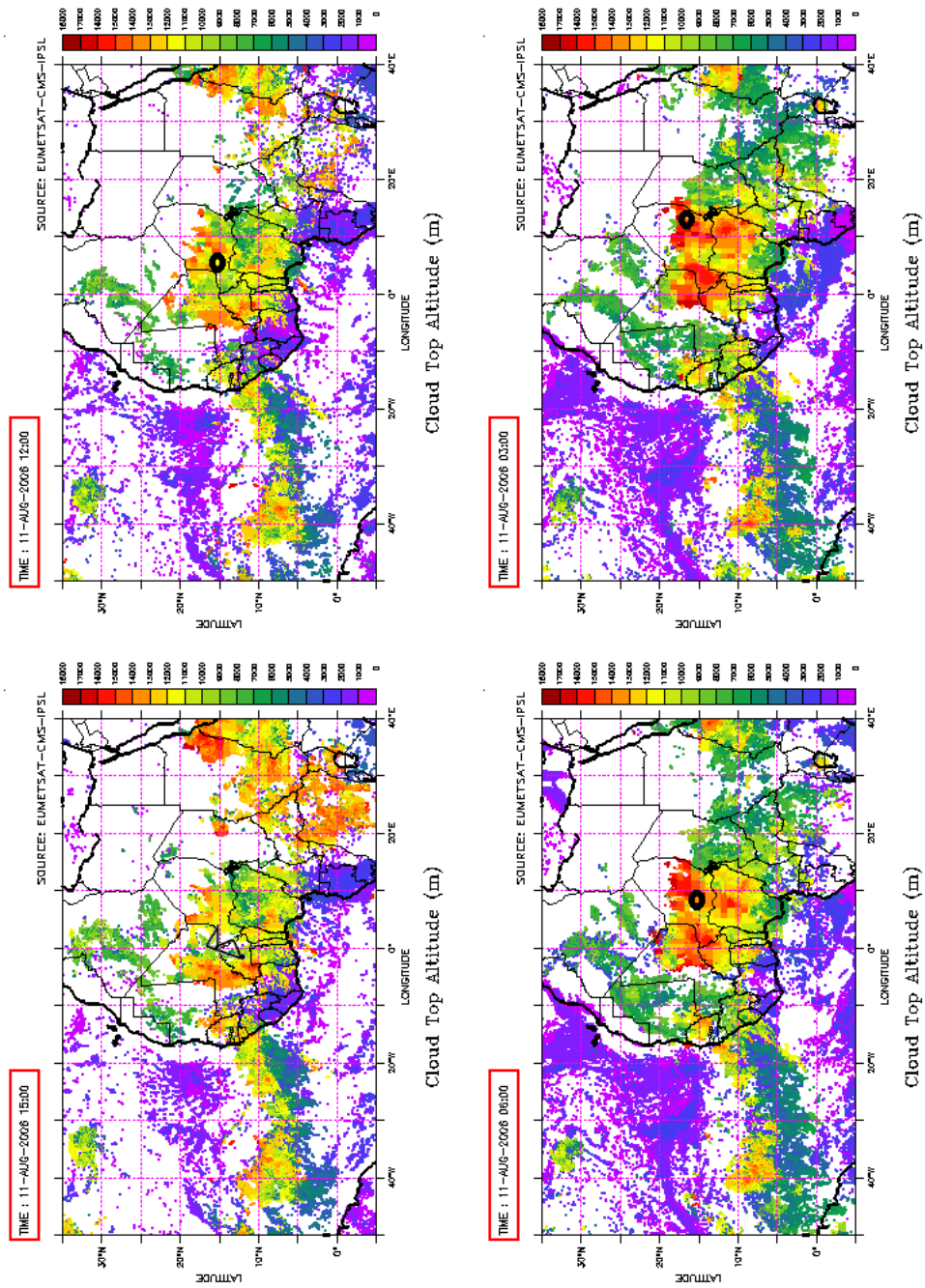


Abbildung 6.11: Wolkenhöhe für verschiedene synoptische Zeitpunkte: 15:00 UTC (oben, links) mit dem Flugpfad, 12:00 UTC (oben, rechts), 06:00 UTC (unten, links) und 03:00 UTC (unten, rechts). Daten von EUMETSAT.

H₂O-Austausch mit Extratropen

Um die Trockenheit der Stratosphäre besser zu verstehen, wurde zunächst primär der vertikale Transport betrachtet [Brewer, 1949; Danielsen, 1982]. Heute wissen wir, dass der horizontale Transport der Luft für den Wasserhaushalt der Stratosphäre eine wichtige Rolle spielt. Beispielsweise schlugen Sherwood und Dessler [2000] einen Mechanismus vor, der aus einer Kombination von Konvektion und Advektion besteht und wichtig für den Wassergehalt an der Tropopause ist.

Holton and Gettelman [2001] berichteten, die Advektion der Luft sei essentiell für die Trockenheit der Stratosphäre, weil die horizontale Geschwindigkeit eines Luftpaketes beträchtlich größer (ca. 5 ms^{-1}) als die vertikale Geschwindigkeit (ca. $0,5 \text{ mm s}^{-1}$) ist. Ein Luftpaket bewegt sich also schneller in der horizontalen als in der vertikalen Richtung.

In der Tat ist der Horizontalaustausch allein oder in Kombination mit der Vertikalbewegung der Luftmassen von Bedeutung. Dies gilt auch in subtropischen Regionen. Viel diskutiert wird in diesem Zusammenhang derzeit der bidirektionale isentropische Transport zwischen der Troposphäre und Stratosphäre.

In diesem Kapitel wird der Austausch der Luft zwischen Stratosphäre und Troposphäre untersucht. Die hier dargestellte Analyse betrachtet nicht nur den bisher in mehreren Studien berichteten Vertikalaustausch, sondern es wird versucht, das Zusammenspiel von vertikaler und horizontaler Bewegung der Luftmassen zur Dehydratation zu untersuchen. Darüber hinaus zeigen unsere Daten, dass nicht nur der Transport Troposphäre-Stratosphäre wichtig für De- und Hydratationsprozesse in der Atmosphäre ist, sondern auch der Transport in die umgekehrte Richtung, das heißt von der Stratosphäre in die Troposphäre.

Dieses Kapitel befasst sich mit zwei Flügen während der TROCCINOX-

Kampagne, bei denen Austauschprozesse zwischen der Troposphäre und der Stratosphäre beobachtet wurden. Dadurch wird versucht zu diskutieren, welche Rolle die Advektion spielt und wie sie das Wassermischungsverhältnis in der Luft beeinflussen kann. Als Beispiel für den Wassertransport von der Stratosphäre in die Troposphäre werden Daten des Fluges am 01.02.2005 dargestellt. Troposphären-Stratosphären Austausch wird durch Analyse der Daten des Fluges am 08.02.2005 diskutiert. Ein Teil der hier präsentierten Ergebnisse ist in Konopka et al. [2007] veröffentlicht.

Die experimentellen Studien werden ergänzt sowohl durch Simulationen mit dem Modell CLaMS (engl.: Chemical Lagrangian Model of the Stratosphere) des Forschungszentrums Jülich als auch durch die Analyse der Spurengase von anderen Instrumenten verschiedener an den Kampagnen beteiligter Gruppen. Das Modell zusammen mit der Spurengasenanalyse eignen sich aufgrund ihrer hohen räumlichen und zeitlichen Auflösung besonders für einzelne Fallstudien.

7.1 Die meteorologischen Besonderheiten in Südamerika

Um einen tieferen Einblick in die meteorologische Situation zum Zeitpunkt der Flüge während der TROCCINOX-Kampagne zu erhalten, werden zuerst einige Beobachtungen über den südamerikanischen Kontinent betrachtet.

Zhou und Lau [1998] berichteten die Bewegung eines Antizyklons in Richtung Subtropen, der sich während des südhemisphärischen Frühlings (September, Oktober und November) über dem Amazonasbecken befindet und während des Sommers (Dezember, Januar und Februar) den Altiplano in der subtropischen Region erreicht. Mit dem Begriff Altiplano wird ein Gebiet in Peru und Bolivien (15°- 21°S) bezeichnet, dessen Höhe 3700-4100 m beträgt, und eine Oberfläche von ungefähr 100.000 km² besitzt. Wenn der Antizyklon die Position auf dem Altiplano erreicht, wird er in der Literatur als „Bolivian High“ bezeichnet.

Während der Anwesenheit des Antizyklons auf dem Amazonasbecken finden starke Gewitter in Zentralamerika und im Amazonasbecken statt. Wenn der Antizyklon sich allerdings auf dem Altiplano befindet, werden diese Gewitter schwach und es gibt eine Steigerung der Gewitteraktivität in Südbrasilien und in einem Teil der Nachbarländer.

Zhou und Lau [1998] beschreiben die Entwicklung und Bewegung dieses Antizyklons über Südamerika und beobachteten, dass wenn er seine südlichste Position erreicht, zwei Zirkulationen nebeneinander in der oberen Troposphä-

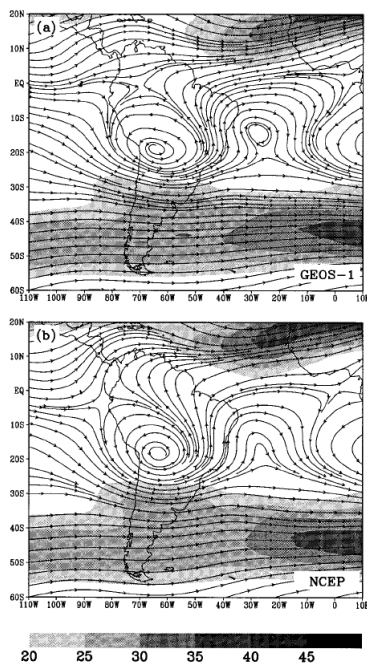


Abbildung 7.1: Die Klimatologie in Südamerika während des südhemisphärischen Sommers auf einer Fläche von etwa 200 hPa. Daten von GEOS-1 und NCEP. Die Schattierung beschreibt die Geschwindigkeit des Windes. Entnommen aus Zhou und Lau [1998].

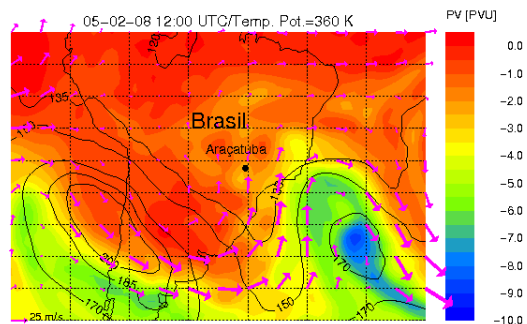


Abbildung 7.2: Potenzielle Vortizität (PV) aus ECMWF-Analyse auf dem isentropen Niveau $\theta = 360$ K für den synoptischen Zeitpunkt 08.02.2005, 12:00 UTC. Pinke Pfeile: horizontaler Wind und die schwarzen Linie: Druck (in hPa).

re ausgebildet werden: das „Bolivian High“ selbst und ein Tiefdruckgebiet über dem Atlantik (engl.: „South Atlantic Low“). Sie bemerken außerdem, dass zwischen beiden Zirkulationen Winde mit einer meridionalen Richtung anzutreffen sind (siehe Abbildung 7.1). Zhou und Lau [1998] verglichen ihre Beobachtungen mit den Zirkulationen während des Monsuns in Asien.

Die Vorhersage aus Daten von ECMWF (engl.: European Centre for Medium-Range Weather Forecast), umgerechnet mit dem CLaMS Modell des ICG-1 des FZJ [McKenna et al., 2002a,b; Konopka et al., 2004], für den Flug am 08.02.2005 (siehe Abbildung 7.2), zeigt eine obere Troposphäre über Südamerika, die sehr ähnlich wie die Beschreibung von Zhou und Lau [1998] aussieht. Die Winde aus der südlichen Richtung, das heißt die meridionalen Winde zwischen „Bolivian High“ und „South Atlantic Low“, sind in der Lage, die Luft aus südlichen Regionen, wo viele konvektiven Systeme stattfin-

den, nach Südostbrasilien zu transportieren. Die Luft, die sich innerhalb der Tropopause über Araçatuba befindet, wird von diesen meridionalen Winden deswegen stark beeinflusst.

7.2 Stratosphärische Intrusion in die TTL

Aus der Vorhersage von ECMWF auf der 360 K Isentrope für den 01.02.2005 war ersichtlich, dass sich eine stratosphärische Luft, gekennzeichnet durch PV-Werte ≤ -2 PVU (engl.: „potential vorticity unit“), aus der östlichen Richtung von Araçatuba annähert (siehe Abbildung 7.3). Eine Beschreibung von PV und PVU ist im Anhang F verzeichnet.

Zielsetzung des Messfluges am 01.02.2005 war es, diese vermutliche stratosphärische Luft mittels hochauflösende Spurengasmessungen zu erfassen. Die Abbildung 7.3 zeigt die Flugroute des Messungsfluges auf dem 21 °S Breitenkreis in West-Ost Richtung, gekennzeichnet durch eine weiße Linie, dabei ist auch die Flugroute des Messfluges auf dem synoptischen Zeitpunkt zu sehen, gekennzeichnet durch eine schwarze dicke Linie.

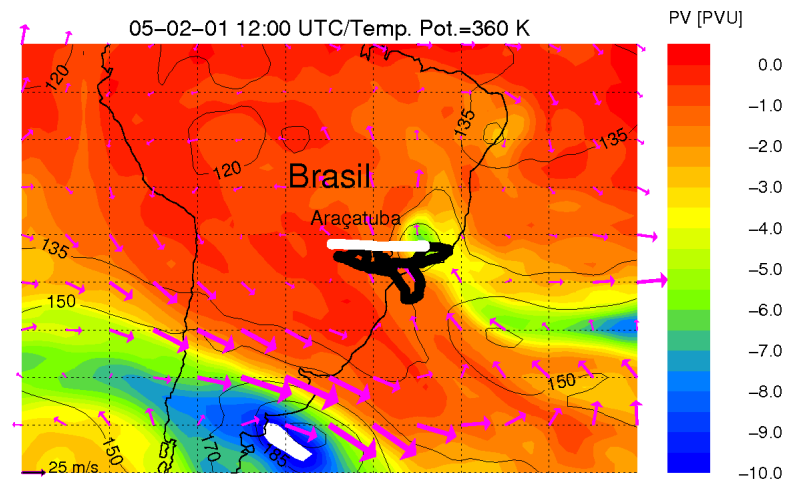


Abbildung 7.3: Potenzielle Vortizität (PV) aus ECMWF-Analysen auf dem isentropen Niveau $\theta = 360$ K für den synoptischen Zeitpunkt 01.02.2005, 12:00 UTC. Pinke Pfeile: horizontaler Wind, dünne schwarze Linie: Druck (in hPa). Die weiße Linie gibt die Flugroute und die schwarze dicke Linie gibt die transformierte Flugroute auf dem synoptischen Zeitpunkt wieder.

Das Flugprofil des Messfluges am 01.02.2005 bestand aus zwei isobaren Flugniveaus (siehe Abbildung 7.4) und die Daten auf diesen Höhenniveaus

entsprechen größtenteils *in-situ* Messungen auf den isentropen Flächen von etwa 360 bzw. 390 K (aquamarin in Abbildung 7.4). Das hohe Wasserdampf-mischungsverhältnis (ca. 10 ppmv, blau in Abbildung 7.4) im Zusammenhang mit dem niedrigen Ozonmischungsverhältnis (ca. 50 ppbv, rot in Abbildung 7.4) auf der 360 K Isentrope zeigt, dass der Flug überwiegend in troposphärischer Luft durchgeführt wurde. Die Änderung des Flugniveaus um etwa 17:10 UTC auf die 390 K Isentrope zeigt den Aufstieg in die Stratosphäre an. Ab diesem Zeitraum steigt das Ozonmischungsverhältnis von etwa 160 ppbv auf etwa 320 ppbv an, das Wasserdampfmischungsverhältnis hingegen nimmt auf etwa 4 ppmv ab. Diese O_3 - H_2O -Antikorrelation entspricht üblicherweise Luftmassen stratosphärischen Charakters bzw. stratosphärischer Herkunft.

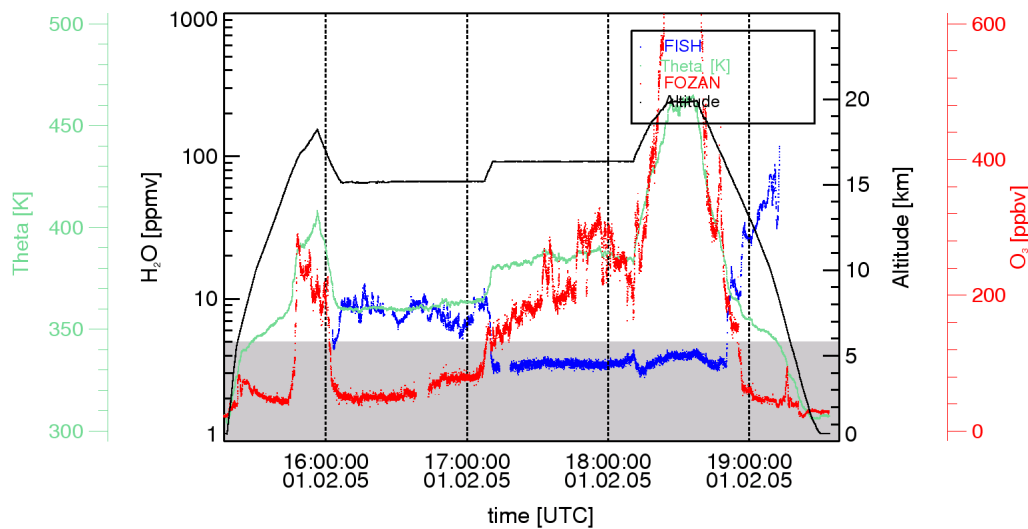


Abbildung 7.4: Zeitserie des Fluges am 01.02.2005: Höhe (schwarz, TDC), potentielle Temperatur (aquamarin, TDC), H_2O (blau, FISH) und O_3 (rot, FOZAN).

Um die dynamischen Prozesse in der TTL besser analysieren zu können, werden Daten von der Simulation mit dem CLaMS Modell benutzt. Das Modell ist ein wichtiges Werkzeug, mit dem beispielsweise zweidimensionale Rechnungen für eine vertikale Fläche senkrecht zur synoptischen Flugroute durchgeführt werden können, um die Dreidimensionalität des Messfluges zu visualisieren. Eine vertikale Fläche kann beispielsweise aus künstlichen Spurengasen bestehen, die die Luft aus verschiedenen Herkunftsmarkierungen markieren. Die Abbildung 7.5 zeigt einen ST-Querschnitt (engl.: „Stratospheric Tracer“) entlang des Messfluges, der mit CLaMS gerechnet wurde. Die ST-Daten entsprechen künstlichen Spurengasen, deren Initialisierung innerhalb der Strato-

sphäre erfolgte. Der ST-Wert eines Luftpaketes bleibt konstant während der ganzen Simulationszeit bzw. ändert sich nur durch Vermischung. ST zeigt auf diese Weise Prozentanteil stratosphärischer Luft in einem Luftpaket an.

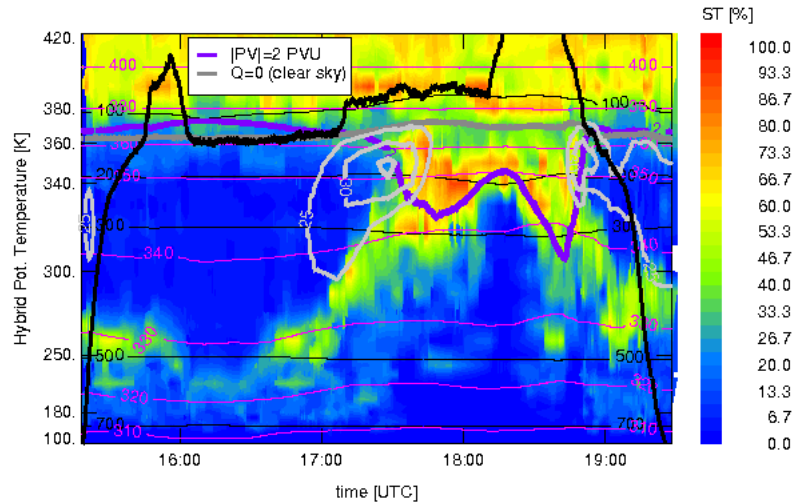


Abbildung 7.5: Vertikale Verteilung von ST (engl.: „stratospheric tracer“) entlang des Fluges am 01.02.2005, gerechnet von CLaMS. Dünne schwarze und pinke Linie geben Druck bzw. θ -Isolinien an. Die violette Linie entspricht dem Wert von $|PV| = 2$ PVU und beschreibt die Tropopause. $Q=0$ ist die null Radiation. Hellgraue Konturen zeigen die horizontalen Winde an.

Abbildung 7.5 zeigt die vertikale ST-Verteilung oberhalb und unterhalb der Flugroute am 01.02.2005, die Tropopause (gekennzeichnet durch $|PV| = 2$ PVU) und $Q=0$. Um die Troposphäre zu beschreiben, werden ζ -Koordinaten als vertikale Koordinaten statt der üblichen θ -Koordinaten benutzt. Die Ursache liegt darin, dass unterhalb der Tropopause die θ -Koordinaten eine fast vertikale Komponente aufweisen und deshalb kreuzen sie die Druckniveaus. Die ζ -Koordinaten laufen stattdessen parallel mit den Druck-Niveaus. Außerdem stimmt das $\zeta=0$ Niveau mit dem $p=p_0$ Niveau überein, deswegen bieten die ζ -Koordinaten eine bessere Beschreibung der TTL als die θ -Koordinaten [Konopka et al., 2007].

Die vertikale Verteilung von ST entlang des Messfluges zeigt, dass die stratosphärische Luft sich abwärts bewegt, unterhalb der meridionalen Winde (hellgrau in Abbildung 7.5), bis zu etwa 500 hPa. Diese simulierte Vermischung stimmt mit den gemessenen Daten überein, da Spuren von stratosphärischer Luft nach etwa 17:10 UTC zu beobachten sind (siehe Abbildung 7.4).

7.3 Transport zwischen Troposphäre und Stratosphäre

Die ECMWF Vorhersage auf der 360 K Isentrope für den 08.02.2005 (siehe Abbildung 7.6) für 12:00 UTC zeigt eine stratosphärische Luftmasse, gekennzeichnet durch PV-Werte ≤ -2 PVU, über dem Atlantik und über der Region von Rio de Janeiro. Die zwei Druckgebiete, nämlich „Bolivian High“ und „South Atlantic Low“, lassen sich erkennen, ebenso die meridionalen Winde zwischen beiden Druckgebieten. Zielsetzung des Messfluges am 08.02.2005 war es, die östliche Region von Araçatuba zu untersuchen, in der Austauschprozesse zwischen Troposphäre und Stratosphäre stattfinden konnten. Die Abbildung 7.6 zeigt außerdem die Flugroute des Messungsfluges in West-Ost Richtung, gekennzeichnet durch eine weiße Linie, dabei ist auch die Flugroute des Messfluges auf dem synoptischen Zeitpunkt zu sehen, gekennzeichnet durch eine schwarze dicke Linie. Diese wurde durch Trajektorienrechnungen bestimmt.

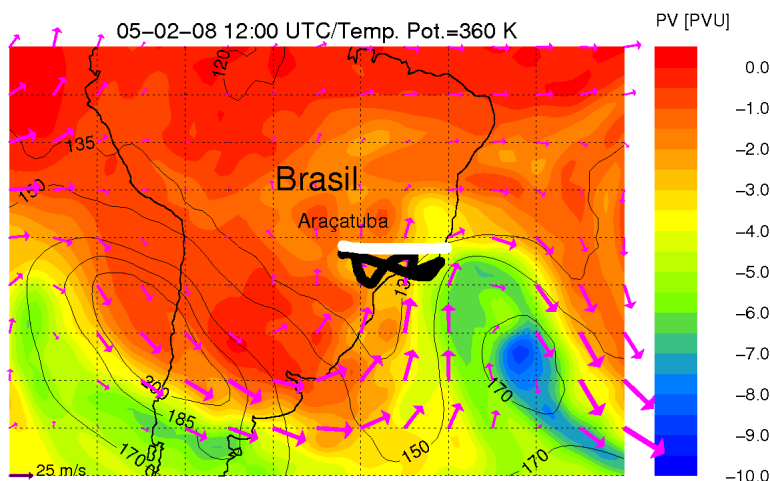


Abbildung 7.6: Potenzielle Vortizität (PV) aus ECMWF-Analyse auf dem isentropen Niveau $\theta = 360$ K für den synoptischen Zeitpunkt am 08.02.2005, 12:00 UTC. Pinke Pfeile: horizontaler Wind, schwarze dünne Linien: Druck (in hPa). Die schwarze dicke Linie gibt die Flugroute und die weiße Linie gibt die transformierte Flugroute auf dem synoptischen Zeitpunkt an.

Das Flugprofil des Messfluges am 08.02.2005 bestand aus zwei isobaren Niveaus (siehe Abbildung 7.7) und die Daten auf diesen Höhenniveaus entsprechen größtenteils *in-situ* Messungen auf isentropen Flächen von etwa 360 K bzw. 400 K.

Die Zeitserie der Spurengase H₂O und O₃ auf dem isentropen Niveau von etwa 360 K (siehe Abbildung 7.7) wird in diesem Abschnitt diskutiert. Sowohl das Wasser- (> 10 ppmv) als auch das Ozonmischungsverhältnis (etwa 100 ppbv) zeigen, dass die gemessene Luft zwischen 13:40 und 14:00 UTC troposphärische Herkunft besitzt. Die Wasserwerte nehmen um 14:00 UTC ab und die Ozonwerte steigen entsprechend an. Solches Verhalten zeigt eine Luft mit stratosphärischer Signatur. Diese Wasser-Ozon-Antikorrelation hört um etwa 14:30 UTC auf und eine ungewöhnliche Wasser-Ozon-Korrelation ist zu beobachten (mit ansteigendem Ozon und ansteigendem Wasser).

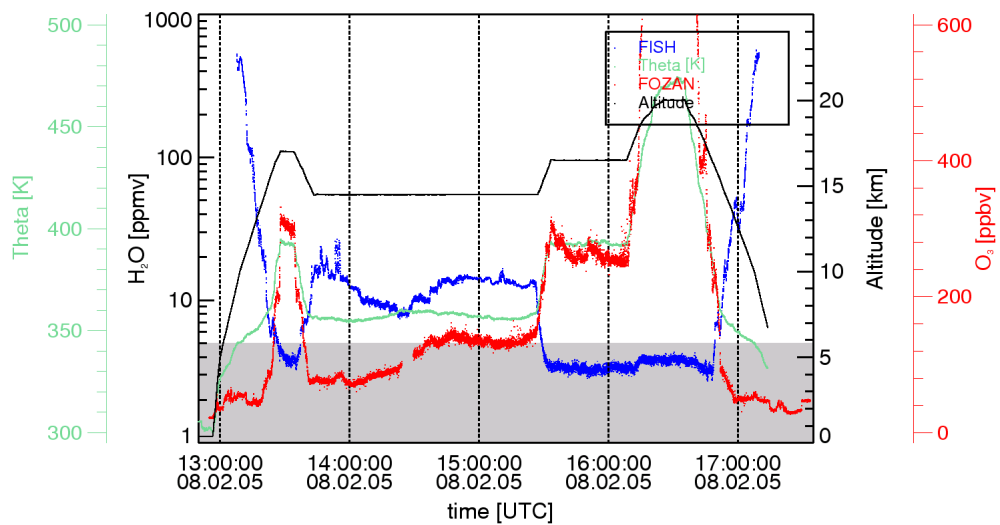
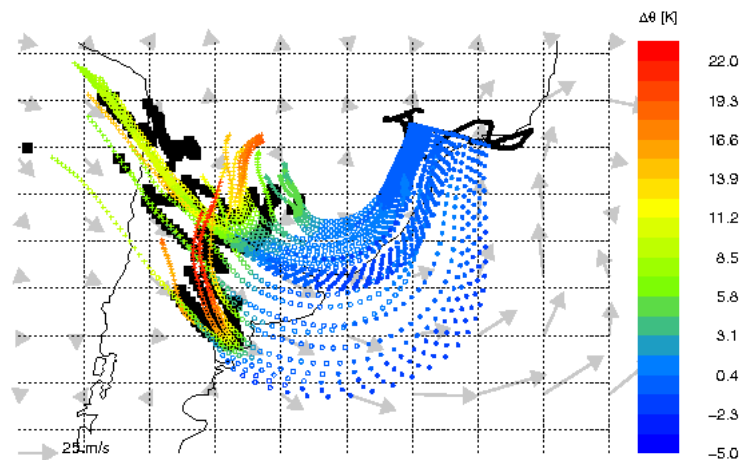


Abbildung 7.7: Zeitserie des Fluges am 08.02.2005: Flughöhe (schwarz, TDC), potenzielle Temperatur (aquamarin, TDC), H₂O (blau, FISH) und O₃ (rot, FOZAN).

In den letzten Jahren entstanden Techniken zur Untersuchung mesoskaliger Prozesse und Effekte auf kleineren Skalen [Beuermann, 2000]. Weit verbreitet sind die Reverse-domain-Filling (RDF) Technik anhand von Rückwärtstrajektorien und die Contour Advection with Surgery (CAS) Methode. Diese Techniken werden häufig für die Interpretation von Tracermessungen in Hinblick auf Spurengastransport bzw. Luftmassenaustausch eingesetzt.

Hier werden Rückwärtstrajektorien verwendet, um die unerwartete Wasser-Ozon-Korrelation während des Messfluges am 08.02.2005 zu analysieren. Sie sind in der Abbildung 7.8 dargestellt und wurden bis zu 3 Tage rückwärts berechnet. Sie wurden aus technischen Gründen bei einer potenziellen Temperatur von ca. 25 K unterhalb der nicht synoptischen Flugzeugpositionen des Fluges am 08.02.2005 initialisiert [Konopka, 2007]. Der vertikale



Abbildungung 7.8: Rückwärtstrajektorien für den Messflug am 08.02.2005. Die Farbe entlang der Rückwärtstrajektorien bezeichnen die vertikale Absetzung der Luft (gekennzeichnet durch $\Delta\theta$). Die schwarzen Vierecke zeigen Orte, an denen die Luft ihre Herkunft unterhalb eines Niveaus von 500 hPa aufweist. Die Zeichen entlang der Rückwärtstrajektorien geben die Zeit vor dem Messflug an: gefüllte Kreise (0 bis 24 Stunden), leere Kreise (24 bis 48 Stunden), Kreuze (48 bis 72 Stunden).

Transport der Luft in den letzten Tagen vor dem Messflug ist entlang der Rückwärtstrajektorien durch $\Delta\theta$ gekennzeichnet. Positive Werte entsprechen dabei einem Aufwärtstransport.

Die initialisierte Luft erfährt ein $\Delta\theta = 22$ K, das heißt eine vertikale Veränderung der Position seiner Herkunft bis zum Ort, an dem sie gemessen wurde. Die schwarzen Vierecke in Abbildung 7.8 bezeichnen die Position, an denen die Luft die Fläche von 500 hPa durchquert. Diese Positionen befinden sich in südlichen Region, in denen die starken Gewitter durch das „Bolivian High“ geschehen während des südhemisphärischen Sommers [Zhou und Lau, 1998]. Die Laufzeit des Transports variiert zwischen etwa 24 und 70 Stunden (siehe Zeichen entlang der Rückwärtstrajektorien in Abbildung 7.8).

Eine Analyse von Bildern aus dem Kanal 4 (infrarot) des geostationären Satelliten GOES-E (engl.: Geostationary Operational Environmental Satellite-East)¹ zeigt im Vergleich mit Abbildung 7.8 die Anwesenheit starker

¹Ein Satellit, der die Erde in einem Abstand von etwa 36.000 km über dem Äquator umkreist und der sich in derselben Richtung bewegt wie die Drehrichtung der Erde. Seine Bewegungsgeschwindigkeit hält ihn über dem gleichen hemisphärischen Teil des Globus.

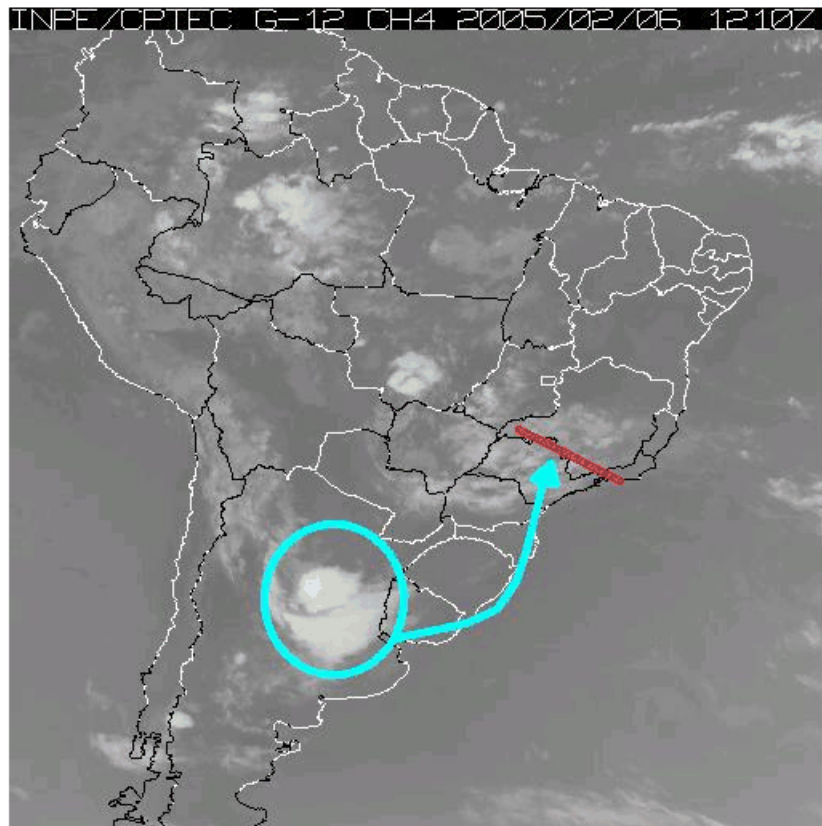


Abbildung 7.9: Bild aus dem Kanal 4 des GOES-E Satelliten am 06.02.2005.

Konvektion über der südlichen Region Südamerikas zwei Tage vor dem Untersuchungsflug am 08.02.2005 (siehe Abbildung 7.9).

Die Daten der TROCCINOX-Kampagne zeigen, dass die in der TTL gemessenen Luftpakete von einem kombinierten Transport aus Konvektion und Mischung entlang des Jets transportiert wurden.

Zusammenfassung

Ziel dieser Arbeit war die Bestimmung des Wassergehaltes im Bereich der tropischen Tropopause, um die Prozesse, die zur De- und Hydratation in diesem Bereich beitragen, zu untersuchen. Dazu wurde das im ICG-1 entwickelte Lyman- α -Hygrometer FISH in das Höhenforschungsflugzeug Geophysica integriert und zu Messungen in den Tropen eingesetzt.

Im Rahmen dieser Doktorarbeit beschäftigte ich mich mit der Kalibrierung und Vorbereitung des FISH-Hygrometers während der Feldmessungen sowie mit der Auswertung bzw. Analyse der gemessenen Daten. Zwei Kampagnen im Jahr 2005 bilden den Kern dieser experimentellen Arbeiten: TROCCINOX in Brasilien und SCOUT-O3 in Australien. Zusätzliche Daten anderer Kampagnen, bei denen das FISH-Hygrometer auch beteiligt war, nämlich AMMA (Ouagadougou – Burkina Faso) im Jahr 2006 und die frühere APE-THESEO (Mahé – Seychellen) im Jahr 1999, werden hier auch analysiert, um die Messungen in einen erweiterten Kontext zu stellen.

Die Analyse der Vertikalprofile bezüglich Wasserminimum (Hygropause), Sättigungsmischungsverhältnis über Eis und Temperaturminimum (thermische Tropopause) bestätigen, dass die Tropopausenhöhe einen saisonalen Zyklus aufweist (Kapitel 4). Dieser wirkt auch sowohl auf die Tropopausentemperatur als auch auf das Wassermischungsverhältnis an der Tropopause. Damit lassen sich die niedrigen Wasserwerte an der Tropopause von z.T. unter 2 ppmv während der SCOUT-O3 und APE-THESEO-Kampagne ebenso erklären wie die hohen Werte während der AMMA-Kampagne. Ferner wird der Wassergehalt an der Tropopause über dem afrikanischen Gebiet von Luftmassen mit Ursprung aus der Monsunregion Asiens bestimmt (Abschnitt 5.5).

Daten, die während der Überführungsflüge gemessen wurden, zeigen den saisonalen Gang der tropischen Tropopause. Auch ein Unterschied der Tro-

popausenhöhe wurde beobachtet. Beide Phänomene lassen sich durch die Bewegung der Sonne zwischen den Wendekreisen erklären, die wesentlich auf die tropische Tropopause wirkt (Abschnitt 4.5).

In dieser Doktorarbeit wurde gezeigt, dass das Wassermischungsverhältnis im Bereich der UT/LS in zwei Regimen unterschiedlich kontrolliert wird. Unterhalb einer potenziellen Temperatur von etwa 410 K wird das Wassermischungsverhältnis von lokalen Prozessen beeinflusst. Unter anderem wirkt die Temperatur stark auf die Wasserkonzentration. So lässt sich beispielsweise der Unterschied zwischen TROCCINOX (Sommer)- und SCOUT-O3 (Spätherbst)-Wasserkonzentrationen erklären (Abschnitt 5.4). Lokal ist der Einfluss von Konvektion nachweisbar (siehe unten). Oberhalb der Fläche von 410 K wird der Wassergehalt von großskaligen Prozessen kontrolliert. In diesem Bereich ist eine saisonale Variation der stratosphärischen Wasserkonzentration entlang der Vertikalprofile bei unseren Messungen deutlich zu erkennen. Unsere Daten zeigen eine Ausbreitung des Wassersignals weiter oben in die Stratosphäre, die im Einklang mit der „tape recorder“-Theorie steht (Abschnitt 5.5).

Unsere Daten zeigen, dass Partikel bis in eine Höhe von 420 K durch überschießende Konvektion transportiert werden können. Während frühere Daten Eiswassergehalte von 2 ppmv für solche Teilchen zeigen, ergeben unsere Messungen einen Eiswassergehalt von über 10 ppmv. Es wurde gezeigt, dass diese in der Stratosphäre eingetragenen Partikel verdampfen, bevor sie die Tropopause durch Sedimentation wieder erreichen. Dies ist ein Hinweis, dass eine überschießende Konvektion zu Hydratation führt und nicht, wie bisher in verschiedenen Studien vermutet, zu einer Dehydratation (Abschnitt 6.3). Die Tatsache, dass die verdampften Partikel zur Erhöhung des stratosphärischen Wassergehaltes führen können, wird durch die AMMA-Daten bestätigt. In drei Flügen während dieser Kampagne wurde erhöhter Wasserdampf beobachtet, der aber von anderen beteiligten Partikelmessungen nicht detektiert wurde. Rückwärtstrajektorien zu den gemessenen Daten im Zusammenhang mit Satellitendaten weisen darauf hin, dass der erhöhte Wasserdampf aus einem Gebiet mit überschießender Konvektion stammt, die Stunden vor dem Startflug auftrat (Abschnitt 6.4).

Abkürzungsverzeichnis

A.1 Institute und Organisationen

ASI	Agenzia Spaziale Italiana
BoM	Australian Bureau of Meteorology
CAO	Central Aerological Observatory (Russland)
CNES	Centre National d'Etudes Spatiales
CTA	Comando-Geral de Tecnologia Aeroespacial
DLR	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ESF	European Science Foundation
EUMETSAT	European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites
FZJ	Forschungszentrum Jülich GmbH
GFD	Gesellschaft für FlugzielDarstellung mbH
ICG-1	Institut für Chemie und Dynamik der Geosphäre 1: Stratosphäre
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPMET	Instituto de Pesquisas Meteorológicas
MDB	Myasishchev Design Bureau
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NERC	Natural Environment Research Council
UNESP	Universidade Estadual Paulista „Júlio de Mesquita Filho“
USP	Universidade de São Paulo

A.2 Andere Abkürzungen

ACTIVE	Aerosol & Chemical Transport in Tropical ConVEction
CALIPSO	Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations
CLaMS	Chemical Lagrangian Model of the Stratosphere
ENVISAT	Environmental Satellite
FISH	Fast In-situ Stratospheric Hygrometer
GEOS-1	Goddard Earth Observing System-1
GOES-E	Geostationary Operational Environmental Satellite-East
HALOE	Halogen Occultation Experiment
INDOEX	Indian Ocean Experiment
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
ITCZ	Innertropical Convergence Zone
IWC	Ice Water Content
MARSCHALS	Millimetre-Wave Airborne Receivers for Spectroscopic CHaracterisation in Atmospheric Limb Sounding
MCS	Mesoscale Convective System
PSCs	Polar Stratospheric Clouds
PV	Potenzielle Vortizität (engl.: „Potential vorticity“)
PVU	Potential Vorticity Unit
SOWER	Soundings of Ozone and Water in Equatorial Regions
ST	Stratospheric Tracer
STE	Stratosphere Troposphere Exchange
STEP	Stratosphere-Troposphere Exchange Project
TROCCIBRAS	Tropical Convection and Cirrus Experiment Brasil
TTL	Tropical Tropopause Layer
UARS	Upper Atmosphere Research Satellite
UCSE	Unit for Connection with Scientific Equipment
UdSSR	Union der Sozialistischen Sowjetrepubliken
UNEP	United Nations Environment Program
UTC	Coordinated Universal Time
UT/LS	Upper Troposphere und Lower Stratosphere
UTTCs	Ultrathin Tropical Tropopause Clouds
UV	Ultraviolettstrahlung
WMO	World Meteorological Organization

Beteiligte Messinstrumente

B.1 FLASH

Das FLASH-Hygrometer (engl.: FLuorescent Airborne Stratospheric Hygrometer) wurde für troposphärische-stratosphärische *in-situ* Wasserdampfmessung am CAO (engl.: Central Aerological Observatory, Russland) entwickelt und in verschiedenen Versionen für Ballon und Flugzeug betrieben [Yushkov et al., 1998]. Wie FISH beruht FLASH auf dem Prinzip der Photodissoziations-Fluoreszenz und besteht im Grunde aus einer Lyman- α -Lichtquelle und einem Photomultiplier. Das Gerät besitzt einen Einlass, der nicht zum Sammeln von Eispartikeln geeignet ist, das heißt FLASH misst nur die Gasphase und ist daher komplementär zu FISH auf der Geophysica. Es ist ziemlich leicht (bis zu etwa 6 kg) und klein, und kann an unterschiedliche Plattformen ohne wesentliche Umbauten integriert werden. Die technischen Eigenschaften des Geräts sind: Zeitauflösung von 1 s, Präzision von 8% und Messbereich von 0,3 bis 300 ppmv [Sitnikov et al., 2007].

B.2 FOZAN

Das Messgerät FOZAN (engl.: Fast Ozon ANalyzer) ist ein chemolumineszenz-Sensor, der besonders für stratosphärische Messungen von O_3 entwickelt wurde. Das FOZAN-Messverfahren beruht auf dem Prinzip der Chemolumineszenz, deren wichtige Vorteile ihre große Sensitivität und große Reaktionszeit sind.

Das Gerät wurde erstmals bei der APE-Kampagne an Bord des Höhenforschungsflugzeuges Geophysica getestet. Die detektierte Probenluft wird von einer pneumatischen Pumpe angesaugt. Der Chemolumineszenz-Sensor

befindet sich entlang der analysierten Probenluft. Das Flusssystem durch den Sensor produzierte Licht wird mittels eines optischen Choppers modelliert, welcher von einem Mikroprozessor kontrolliert wird. FOZAN ist in der Lage, die O_3 -Konzentration von 10 bis 10000 ppbv zu messen, und besitzt eine Zeitauflösung von 2 s, die Informationen über schnelle Schwankung der O_3 -Konzentration liefert [Yushkov et al., 1999].

B.3 HAGAR

HAGAR (engl.: High Altitude Gas Analyser) wurde zur Untersuchung der Ausbreitung von Schadstoffen in der Stratosphäre vom Institut für Atmosphäre und Umwelt der Universität Frankfurt (Johann Wolfgang Goethe Universität Frankfurt am Main) entwickelt. Das Gerät kann flexibel sowohl auf stratosphärischen Forschungsballonen als auch auf speziellen Höhenforschungsflugzeugen, wie der Geophysica, eingesetzt werden.

Das Messprinzip des Gerätes beruht auf zwei verschiedenen Messtechniken [HAGAR, 2007]:

- Gaschromatographie (GC) und Elektroneneinfangdetektion mit einer Zeitauflösung von 90 s und durch zwei GC-Kanäle zur Ermittlung der Moleküle von N_2O , F_{12} (CCl_2F_2), H-1211 ($CBrClF_2$), F11 (CCl_3F), SF_6 , H_2 und CH_4 .
- ein kommerzieller CO_2 -Sensor für die Messung von CO_2 , der auf der Basis von IR-Absorption funktioniert und eine Zeitauflösung von ca. 5 s mit einer Präzision unterhalb 0,1% erreicht.

B.4 SIOUX

SIOUX (engl.: StratospherIc Observation Unit for nitrogen oXides) ist ein *in-situ* Gerät, das zur Anwendung auf der russischen Geophysica entwickelt wurde. Das Gerät kam 2001 zum Einsatz an Bord des hochreichenden Flugzeuges.

SIOUX misst reaktive Stickstoffverbindungen und besteht aus einem vollautomatischen Zweikanalmessgerät, das automatisch ab einem Umgebungsdruck von unter 500 hPa startet. In Kanal A wird Stickstoffmonoxid (NO) und in Kanal B die Summe der reaktiven Stickstoffverbindungen (NO_y) gemessen. Das SIOUX-Messverfahren beruht auf dem Prinzip der Chemilumineszenz. Die Empfindlichkeit des Gerätes liegt bei 21 (1/s)(pmol/mol) in

Kanal A und $18 \text{ (1/s)(pmol/mol)}$ in Kanal B [Schmitt, 2003]. Die Nachweisgrenze beträgt 6 pmol/mol für Kanal A und 10 pmol/mol für Kanal B bei einer Integrationszeit von 1 s .

B.5 TDC

Das TDC-Gerät (engl.: Thermo Dynamic Complex) wurde von CAO für Anwendung in der Atmosphäre auf hochreichenden Flugzeugen von der Firma Rosemount (USA) erworben. Es besteht aus einem Sensor, der Druck, Temperatur und Wind misst.

Anhang **C**

Zusammensetzung der Atmosphäre

Tabelle C.1: Die Zusammensetzung der Atmosphäre (Quelle: Salby [1996]). Die Werte sind troposphärische Werte. Bis auf O₃ und NO handelt es sich um stratosphärische Werte.

Molekül	Mischungsverhältnis	vertikale Verteilung	wichtige Prozesse
N ₂	78,08%	homogen	vertikale Mischung
O ₂	20,95%	homogen	vertikale Mischung
H ₂ O	≤ 3,0%	starke Abnahme in der Troposphäre; nimmt in der Stratosphäre zu; hohe Variabilität	Evaporation, Kondensation, Transport; Produktion durch CH ₄ Oxidation
Ar	0,93%	homogen	vertikale Mischung
CO ₂	345 ppmv	homogen	vertikale Mischung; Produktion durch anthropogene bzw. heterogene Prozesse
O ₃	10 ppmv	starke Zunahme in der Stratosphäre, hohe Variabilität	photochemische Produktion in der Stratosphäre
CH ₄	1,6 ppmv	homogen in der Troposphäre; nimmt in der mittleren Atmosphäre ab	Produktion durch heterogene Prozesse; H ₂ O-Produktion durch Oxidation
N ₂ O	350 ppbv	homogen in der Troposphäre; nimmt in der mittleren Atmosphäre ab	Produktion durch heterogene bzw. anthropogene Prozesse; Dissoziation in der mittleren Atmosphäre
CO	70 ppbv	nimmt in der Troposphäre ab; Zunahme in der Stratosphäre	Produktion entweder durch heterogene- oder CH ₄ -Oxidation
NO	0,1 ppbv	vertikale Zunahme	Produktion durch N ₂ O-Dissoziation aus katalytischer O ₃ -Zerstörung
CFC-11	0,2 ppbv	homogen in der Troposphäre	industrielle Produktion; Mischung in der Troposphäre; Photodissoziation in der Stratosphäre
CFC-12	0,3 ppbv	nimmt in der Stratosphäre ab	industrielle Produktion; Mischung in der Troposphäre; Photodissoziation in der Stratosphäre

Thermodynamik der Gase

Ein thermodynamisches System betrachtet eine bestimmte gesammelte Masse, die das Ziel einer Untersuchung ist. Dieses System ist geschlossen und eine Änderung seiner inneren Energie ist durch mechanische (Arbeit) und thermische (Wärmeaustausch) Energien bestimmt, deren mathematische Darstellung durch den *1. Hauptsatz der Thermodynamik* beschrieben wird.

$$du = dq - dw \quad (\text{D.1})$$

Hierbei ist du die innere Energie, dq die thermische Energie und dw die mechanische Energie (Arbeit).

Trotz der Anwesenheit fester bzw. flüssiger Partikel ist das Gas das relevanteste System in der Atmosphäre. Auf diese Weise wird durch Expansion und Kompression der Luft die mechanische Energie des Systemes mit seiner Umgebung (Atmosphäre) ausgetauscht.

$$dw = p dV \quad (\text{D.2})$$

Hierbei ist p der Druck, und dV entspricht der Änderung des Volumens (Expansion oder Kompression der Luft).

Der 1. Hauptsatz der Thermodynamik wird daher zu:

$$du = dq - p dV \quad (\text{D.3})$$

Die Änderung der inneren Energie ist abhängig von dem Anfangszustand bzw. Endzustand eines Systems. Die Gleichung D.3 zeigt diese Abhängigkeit für den Fall des Volumens, bei dem der Zustand eines Systems in sich eine Änderung seiner Eigenschaften schließt.

Eine andere Eigenschaft eines Systems, die in der Thermodynamik (und zur Studie der Gase in der Atmosphäre) wichtig ist, ist die Temperatur (T).

Diese kann mit dem Volumen in Energie (u) durch $u = u(T, V)$ umgerechnet werden [Castellan, 1971]. Eine Änderung der Temperatur ergibt sich aus der Bewegung eines Luftpaketes aus einer Umgebung zur anderen, die eine andere Temperatur ausweist im Vergleich zur ersten Umgebung, und somit erfolgt ein Wärmeaustausch. Die Änderung der inneren Energie (du) betrifft demnach sowohl die Variation der Temperatur (dT) als auch des Volumens (dV), welche durch eine Differentialgleichung beschrieben werden kann.

$$du = \left(\frac{\partial u}{\partial T} \right)_V dT + \left(\frac{\partial u}{\partial V} \right)_T dV \quad (\text{D.4})$$

Die Gleichung D.4 zeigt den Beitrag der Temperatur und des Volumens bei Änderung der inneren Energie (du):

$\left(\frac{\partial u}{\partial T} \right)_V dT$ = Änderung der Energie durch Änderung der Temperatur bei einem konstanten Volumen;

$\left(\frac{\partial u}{\partial V} \right)_T dV$ = Änderung der Energie durch Änderung des Volumens bei einer konstanten Temperatur.

Eine Kombination zwischen den Gleichungen (D.3) und (D.4) führt zu

$$dq - p dV = \left(\frac{\partial u}{\partial T} \right)_V dT + \left(\frac{\partial u}{\partial V} \right)_T dV \quad (\text{D.5})$$

Wenn das Volumen eines Systemes während eines Änderungszustandes konstant bleibt, wird $dV = 0$.

$$dq = \left(\frac{\partial u}{\partial T} \right)_V dT \quad (\text{D.6})$$

Die Gleichung D.6 zeigt daher, dass die Steigerung der Temperatur gleichzeitig mit Steigerung von dq erfolgt, das heißt der Wärmeaustausch spiegelt sich in der Temperatur wider. Darüber hinaus gilt: Gibt es keine Arbeit in einem solchem Prozess, dann wird die Gleichung D.1 zu $du = dq$ und somit erhält man eine wichtige Größe zur Studie der Thermodynamik, die spezifische Wärme bei konstantem Volumen (C_V)

$$C_V = \left(\frac{du}{dT} \right)_V \quad (\text{D.7})$$

Der 1. Hauptsatz der Thermodynamik wird somit zu:

$$dq = C_V dT + p dV \quad (\text{D.8})$$

Durch die Produktregel erhält man:

$$dq = C_V dT + d(pV) - V dp \quad (\text{D.9})$$

Mit der Idealen Gasgleichung

$$p V = R T \quad (\text{D.10})$$

Wird aus D.9:

$$dq = C_V dT + R dT - V dp \quad (\text{D.11})$$

Für den Fall eines konstanten Drucks, wird Gleichung D.11 zu:

$$\left(\frac{dq}{dt} \right)_p = C_V + R \quad (\text{D.12})$$

Damit erhält man die spezifische Wärme bei konstantem Druck c_p :

$$\left(\frac{dq}{dt} \right)_p = C_P \quad (\text{D.13})$$

Und somit:

$$C_P = C_V + R \quad (\text{D.14})$$

Durch diese mathematische Vorstellung kann die Gleichung D.11 umgeschrieben werden zu:

$$dq = C_P dT - V dp \quad (\text{D.15})$$

Gleichung D.15 ist wichtig, weil sie die Änderung innerer Energie eines Systemes bezüglich der Änderung von Wärme, Temperatur und Druck beschreibt. Dies ist behilflich — unter anderem — zur Erhaltung einer wichtigen Größe zur atmosphärischen Untersuchung: der potenziellen Temperatur (siehe Anhang E).

Potenzielle Temperatur

Die potenzielle Temperatur ist definiert als die Temperatur, die ein Luftpaket einnehmen würde, wenn es adiabatisch auf den Normaldruck p_0 gebracht würde. Als adiabatisch bezeichnet man einen Prozess, bei dem ein Luftpaket keine Wärme mit der Umgebung umtauscht, das heißt $dq = 0$.

Die Größe potenzielle Temperatur erhält man durch die Umwandlung des Volumens (V) zu RT/P aus der Idealen Gasgleichung D.10 und der Integration der Gleichung D.15 für den Fall eines adiabatischen Prozesses:

$$C_P dT - \frac{RT}{p} dp = 0 \quad (\text{E.1})$$

Durch die Integration der Gleichung E.1 von p_0 bis p , wo die Temperatur — nach oben beschriebener Definition — die potenzielle Temperatur (üblicherweise bezeichnet als θ) ist, kann die endgültige Version der Gleichung der potenziellen Temperatur erhalten werden.

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R}{C_P}} \quad (\text{E.2})$$

Die Gleichung E.2 gibt demnach die mathematische Definition der potenziellen Temperatur. R/C_p wird als Adiabatenexponente (k) bezeichnet und besitzt einen Wert von $2/7$ (oder 0,286) für trockene Luft.

Während eines adiabatischen Prozesses ändern sich die Temperatur und der Druck einer Luftmasse, aber nicht die potenzielle Temperatur. Da ein diabatischer Prozess im Zeitrahmen von einigen Tagen vernachlässigt werden kann, da die Prozesse in der Atmosphäre oft annähernd adiabatisch ablaufen, kann die potenzielle Temperatur als temporäre Erhaltungsgröße angesehen werden. Deshalb wird sie anstatt der geometrischen Höhe oder

des Drucks als Höhenkoordinate in der atmosphärischen Thermodynamik verwendet. Flächen gleicher potenzieller Temperatur, Isentropen genannt, besitzen eine gleiche Entropie.

Wirbelstärke

Angefangen mit einem rotierenden Koordinatensystem einer idealen kompressiblen Flüssigkeit wurde von Ertel [1942] ein hydrodynamischer Erhaltungssatz hergeleitet. Die Anwendung dieses Satzes sei die Einleitung einer adiabatischen Vertikalbewegung längs einer vertikalen Schrumpfungs- (bzw. Dehnungs)- Achse.

Ist die z -Achse der Vertikalkomponente eines kartesischen Rechtssystems (x, y, z) , dessen horizontale Ebene eine (x, y) -Ebene ist, dann wird die Rotation einer Luftmasse gegeben durch

$$rot_z \vec{v} = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} = \zeta \quad (\text{F.1})$$

ζ ist nun die vertikale Komponente eines Rotors $\vec{v}$ und wird relative Vortizität. Die ζ -Werte sind: $\zeta > 0$ bei zyklonalen oder $\zeta < 0$ bei antizyklonalen Wirbeln.

Wenn die horizontale (x, y) -Ebene die Erdoberfläche darstellt, muss die Corioliskraft (f) berücksichtigt werden:

$$f = 2\Omega \sin\phi \quad (\text{F.2})$$

Hierbei ist $\Omega = 2\pi \text{Tag}^{-1}$, ϕ ist die geografische Breite (und $f > 0$ in der Nordhemisphäre).

Die Summe von ζ und f ergibt die absolute Vortizität ($\eta = \zeta + f$), auch in englischer Sprache „absolute vorticity“ genannt. Die absolute Vortizität stellt in Analogie zum Drehimpuls eine Erhaltungsgröße für adiabatische Prozesse dar. Bei der Dehnung einer Luftmasse wird die absolute Vortizität vermindert und bei der Schrumpfung dementsprechend erhöht, so wie eine Eisläuferin ihr Trägheitsmoment reduziert, wenn sie ihre Arme anzieht und sich dadurch

schneller dreht. Die absolute Vortizität ist daher ein wichtiger Parameter für die Definition der Wirbelstärke.

Nach der Definition von Ertel [1942] ist die Wirbelstärke ein adiabatischer, reibungsfreier Strom und ein Produkt von absoluter Vortizität und statischer Stabilität. Diese Definition wird durch die folgende Gleichung widergegeben.

$$PV = -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta}{\partial p} \quad (\text{F.3})$$

Bei der Wirbelstärke (PV) handelt sich um eine Erhaltungsgröße für adiabatische Prozesse. Der Betrag nimmt mit der Höhe zu. Die Einheit der Wirbelstärke wird als PVU (engl.: Potential Vorticity Unit) bezeichnet, deren Wert $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ Km}^2 \text{ Kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ beträgt.

Die Wirbelstärke weist in der Stratosphäre hohe Werte auf ($\text{PVU} > |2|$) und in der Troposphäre dementsprechend niedrige ($\text{PVU} < |2|$). Dieser Sachverhalt ermöglicht eine alternative „dynamische“ Tropopausendefinition über PV und ermöglicht die Anwendung der Wirbelstärke als Werkzeug zur Interpretation/Vergleich der *in-situ* Daten mit (beispielsweise durch CLaMS) modellierten Daten.

Berechnung des Sättigungsmischungsverhältnisses über Eis

Der maximale Wasserdampfpartialdruck einer Luftmasse ergibt sich gemäß der Clausius-Clapeyron-Gleichung aus der Temperatur T , der molaren Verdampfungs- bzw. Sublimationsenthalpie ΔH und der allgemeinen Gaskonstante R :

$$\frac{d \ln p_{H_2O}}{dT} = \frac{\Delta H}{RT^2} \quad (G.1)$$

Über Näherungsformeln dieser Gleichung, wie z. B. der Relation von Marti und Mauersberger [1993] lässt sich der Wasserdampfpartialdruck für die Sättigung in Bezug auf Eis aus der Temperatur zu

$$p_{H_2O} = \frac{\left(10^{\left(\frac{-2663,5}{T} \right) + 12,537} \right)}{100} \quad (G.2)$$

berechnen.

Als Sättigungsmischungsverhältnis über Eis wird das Wasserdampf-mischungsverhältnis einer Luftmasse für den Fall der Eissättigung bezeichnet. Dieses ergibt sich unter Berücksichtigung des Gesamtdruckes p_0 zu:

$$\mu_{H_2O_{Eis}} = \frac{p_{H_2O}}{p_0} \quad (G.3)$$

Internetadressen der Messkampagnen

Ergänzende Informationen zu den durchgeführten Messungen im Rahmen dieser Arbeit sind erhältlich über folgenden Internetadressen:

APE-THESEO – Airborne Platform of Earth Observations-Third European Stratospheric Experiment on Ozone

<http://ape.ifac.cnr.it/aircraft.htm>

AMMA – African Monsoon Multidisiplinary Analyses

<http://www.amma-international.org/>

SCOUT-O3 – Stratosphere-Climate links with emphasis On the UTLS-O3

http://www.ozone-sec.ch.cam.ac.uk/scout_o3/

TROCCINOX – Tropical Convection Cirrus and Nitrogen Oxides Experiments

<http://www.pa.op.dlr.de/troccinox/>

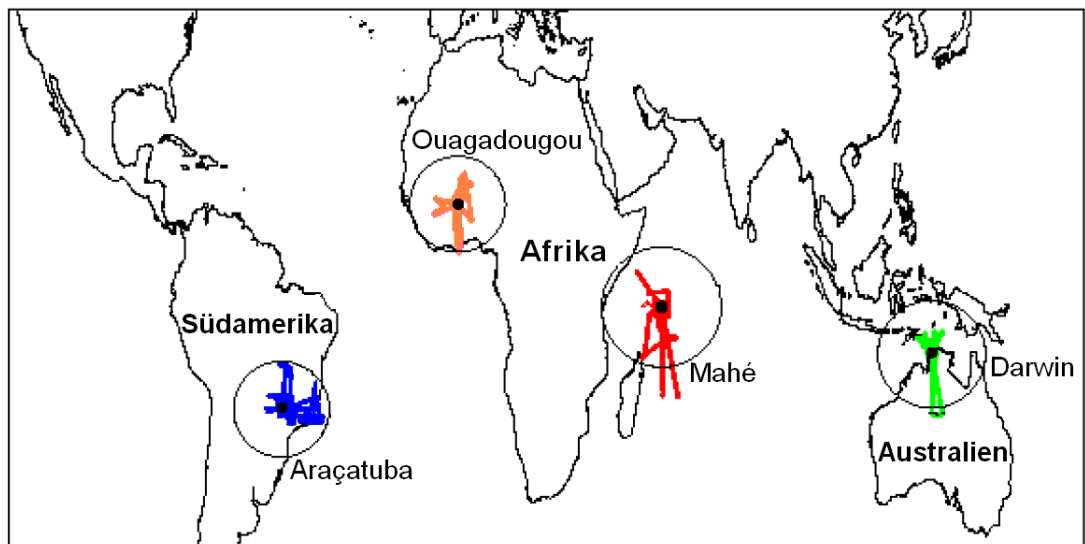


Abbildung H.1: Die gesamten durchgeführten Flüge während der im Rahmen dieser Arbeit betrachteten Kampagnen in den Tropen.

Literaturverzeichnis

- [Alcala und Dessler, 2002] Alcala, C. M. und A. E. Dessler; Observations of deep convection in the tropics using the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) precipitation radar, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 107, No. D24, 4792, doi:10.1029/2002JD002457, 2002.
- [Andreae und Crutzen, 1997] Andreae, M. O. und P. J. Crutzen; Atmospheric Aerosols: Biogeochemical Sources and role in Atmospheric Chemistry, *Science*, Volume 276, 1052-1058, 16 May 1997.
- [APE, 2007] Airborne Polar Experiment, <http://ape.ifac.cnr.it/rovaniem.htm>, Stand 10-2007.
- [Aßmann, 1902] Aßmann, R.; Über die Existenz eines wärmeren Luftstromes in der Höhe von 10 bis 15 km, Sitzungsbericht der Königlich-Preußischen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, Sitzung der physikalisch-mathematischen Klasse vom 1. Mai 1902, XXIV, 1-10.
- [Baldwin et al., 2001] Baldwin, M. P., L. J. Gray, T. J. Dunkerton, K. Hamilton, P. H. Haynes, W. J. Randel, J. R. Holton, M. J. Alexander, I. Hirota, T. Horinouchi, D. B. A. Jones, J. S. Kinnersley, C. Marquardt, K. Sato und M. Takahashi; The Quasi-biennial oscillation, *Reviews of Geophysics*, 39, 179-229, May 2001.
- [Bertaux und Delannoy, 1978] Bertaux, J. L. und A. Delannoy; Vertical distribution of H₂O in the stratosphere as determined by fluorescence in-situ measurements, *Geophysical Research Letters*, Vol. 5, No. 12, December 1978.
- [Beuermann, 2000] Beuermann, J.; Einfluss von Transportprozessen auf die Wasserdampfverteilung in der Tropopauseregion, Ph.D. Thesis, Universität Bonn, 2000.

- [Bonazzola und Haynes, 2004] Bonazzola, M. und P. H. Haynes; A trajectory-based study of the tropical tropopause region, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 109, D20112, doi: 10.1029/2003JD004356, 2004.
- [Brewer, 1949] Brewer, A. W.; Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 75, 351-363, 1949.
- [Buschwitz, 2000] Buschwitz, M.; Strahlungstransport- und Inversions-Algorithmen zur Ableitung atmosphärischer Spurengasinformationen aus Erdfernerkundungsmessungen in Nadirgeometrie im ultravioletten bis nahinfraroten Spektralbereich am Beispiel SCIAMACHY, Ph.D. Thesis, Universität Bremen, 2000.
- [Castellan, 1971] Castellan, G. W.; Physical chemistry, *Addison Wesley*, USA, second edition, 1971.
- [Chaboureaud et al., 2006] Chaboureaud, J. B., J. B. Cammas, J. Duron, P. J. Mascart, N. M. Sitnikov und H. J. Voessing, A numerical study of tropical cross-tropopause transport by convective overshoots during the troccinox golden day, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 6, 13.001-13.025, 2006.
- [Corti et al., 2006] Corti T., B. P. Luo, Q. Fu, H. Vömel und T. Peter; The impact of cirrus clouds on tropical troposphere-to-stratosphere transport, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 2539-2547, 2006.
- [Corti et al., 2007] Corti T., B. P. Luo, M. de Reus, D. Brunner, F. Cairo, M. J. Mahoney, G. Martucci, V. Mitev, F. H. S. dos Santos, C. Schiller, G. Shur, N. M. Sitnikov, H. J. Vössing und T. Peter; Unprecedented evidence for overshooting convection hydrating the tropical stratosphere, *eingereicht bei Geophysical Research Letters*, 2007.
- [Danielsen, 1982] Danielsen, E. F.; A Dehydration for the Stratosphere, *Geophysical Research Letters*, Vol. 9, No. 6, 605-608, June 1982.
- [de Reus et al., 1998] de Reus, M., J. Ström, M. Kulmala, L. Pirjola, J. Lelieveld, C. Schiller und M. Zöger; *Journal of Geophysical Research*, Vol. 103, No. D23, 32.255-31.263, December 20, 1998.
- [Dessler, 1998] Dessler, A. E.; A reexamination of the “stratospheric fountain” hypothesis, *Geophysical Research Letters*, Vol. 25, No. 22, 4165-4168, November 15, 1998.

- [Dessler, 2002] Dessler, A. E.; The effect of deep tropical convection on the tropical tropopause layer, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 107, No. D3, 4033, doi:10.1029/2001JD000511, 2002.
- [Dieke und Cunningham, 1952] Dieke, G. H. und S. P. Cunningham; A new type of hydrogen discharge tube, *J. Opt. Soc. America*, 42, 187-189, 1952.
- [Dobson, 1956] Dobson, G. M. B.; Origin and distribution of the polyatomic molecules in the atmosphere, *Proc. Roy. Soc. London A*, 236, 187-193, 1956.
- [Eicke, 1999] Eicke, N.; In-situ-Messung von Wasserdampf in der unteren Stratosphäre und im Bereich der Tropopause, Ph.D. Thesis, Universität Bonn, 1999.
- [Ertel, 1942] Ertel, H., Ein neuer hydrodynamischer Wirbelsatz, *Meteorol. Z.*, 59, 271-281, 1942.
- [Fahey, 2003] Fahey, D. W.; Twenty Questions und Answers About the Ozone Layer: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002, 42 pp., World Meteorological Organization, Geneva, 2003. [Reprinted from *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002*, Global Ozone Research und Monitoring Project – Report No. 47, 498 pp., World Meteorological Organization, Geneva, 2003.]
- [Folkins et al., 1999] Folkins, I., M. Loewenstein, J. Podolske, S. J. Oltmans und M. Proffitt; A barrier to vertical mixing at 14 km in the tropics: Evidence from ozonesondes and aircraft measurements, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 104, No. D18, 22,095-22,102, September 27, 1999.
- [Forster und Shine, 1997] Forster, P. M. de F. und K. P. Shine; Radiative forcing and temperature trends from stratospheric ozone changes, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 102, NO. D9, 10,841-10,855, May 20, 1997.
- [Forster und Shine, 1999] Forster, P. M. de F. und K. P. Shine, Stratospheric water vapor changes as a possible contributor to observed stratospheric cooling, *Geophysical Research Letters*, Vol. 26, 3309-3312, November 1, 1999.
- [Fueglistaler et al., 2005] Fueglistaler, S., M. Bonazzola, P. H. Haynes, und T. Peter; Stratospheric water vapor predicted from the Lagrangian temperature history of air entering the stratosphere in the tropics, *Journal*

- of Geophysical Research*, Vol. 110, D08107, doi:10.1029/2004JD005516, 2005.
- [Fueglistaler und Haynes, 2005] Fueglistaler, S. und P. H. Haynes; Control of interannual and long-term variability of stratospheric water vapor, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 110, D24108, doi:10.1029/2005JD00556019, 2005.
- [Geophysica, 2007] Geophysica, <http://www.geophysica-eeig.eu/index.php>, Stand 05-2007.
- [Gettelman und Forster, 2002] Gettelman, A. und P. M. de F. Forster; A climatology of the Tropical Tropopause Layer, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol. 80, N° 4B, 911-924, 2002.
- [Gettelman et al., 2002a] Gettelman, A., M. L. Salby und F. Sassi; Distribution and influence of convection in the tropical tropopause region, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 107, No. D10, 4080, 10.1029/2001JD001048, 2002.
- [Gettelman et al., 2002b] Gettelman, A., W. J. Randel, F. Wu und S. T. Massie; Transport of water vapor in the tropical tropopause layer, *Geophysical Research Letters*, Vol. 29, No. 1, 1009, 10.1029/2001GL013818, 2002.
- [HAGAR, 2007] High Altitude Gas Analyser, <http://www.geo.uni-frankfurt.de/iau/PhysAtm/Instrumente/HAGAR/index.html>, Stand 11-2007.
- [Hatsushika und Yamazaki, 2001] Hatsushika, H. und K. Yamazaki; Interannual variations and vertical motion at the tropical tropopause associated with ENSO, *Geophysical Research Letters*, Vol. 28, No. 15, 2891-2894, August 1, 2001.
- [Hatsushika und Yamazaki, 2003] Hatsushika, H. und K. Yamazaki; Stratospheric drain over Indonesia and dehydration within the tropical tropopause layer diagnosed by air parcel trajectories, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 108, NO. D19, 4610, doi: 10.1029/2002JD002986, 2003.
- [Haynes et al., 1991] Haynes, P. H., C. J. Marks, M. E. McIntyre, T. G. Sheperd und K. P. Shine; On the 'downward control' of extratropical diabatic circulations und eddy-induced mean zonal forces, *J. Atmos. Sci.*, 48, 651-679, 1991.

- [Highwood und Hoskins, 1998] Highwood, E. J. und Hoskins, B. J.; The tropical tropopause, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 124, 1579-1604, 1998.
- [Hinds, 1982] Hinds, W. C.; Aerosol technology: properties, behaviour and measurement of fine particle, J. Wiley & Sons Inc., New York, 1982.
- [Hofmann und Oltmans, 1992] Hofmann, D. J. und S. J. Oltmans; The effect of stratospheric water vapor on the heterogeneous reaction rate of ClONO_2 and H_2O for sulfuric acid aerosol, *Geophysical Research Letters*, Vol. 19, No. 22, 2211-2214, November 20, 1992.
- [Holton et al., 1995] Holton, J. R., P. Haynes, M. E. McIntyre, A. R. Douglas, R. B. Rood, und L. Pfister; Stratosphere-troposphere exchange, *Reviews of Geophysics*, 33, 4, pp. 403-439, November 1995.
- [Holton und Gettelman, 2001] Holton, J. R. und A. Gettelman; Horizontal transport and the dehydration of the stratosphere, *Geophysical Research Letters*, Vol 28, No. 14, 2799-2802, July 15, 2001.
- [Huntrieser et al., 2007] Huntrieser, H., H. Schlager, A. Roiger, M. Lichtenstern, U. Schumann, C. Kurz, D. Brunner, C. Schwierz, A. Richter und A. Stohl; Lightning-produced NO_x over Brazil during TROCCINOX: airborne measurements in tropical and subtropical thunderstorms and the importance of mesoscale convective systems, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 2987-3013, 2007.
- [IPCC, 2007] Trenberth, K. E., P. D. Jones, P. Ambenje, R. Bojariu, D. Easterling, A. K. Tank, D. Parker, F. Rahimzadeh, J. A. Renwick, M. Rusticucci, B. Soden und P. Zhai, Observation: Surface und Atmospheric Climate Change. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor und K. L. Miller (eds.)], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom und New York, NY, USA, 2007.
- [Jensen et al., 1996a] Jensen E. J., O. B. Toon, L. Pfister und H. B. Selkirk; Dehydration of the upper and lower stratosphere by subvisible cirrus clouds near the tropical tropopause; *Geophysical Research Letters*, Vol. 23, No. 8, 825-828, April 15, 1996.
- [Jensen et al., 1996b] Jensen, E. J., O. B. Toon, H. B. Selkirk, J. D. Spinhirne und M. R. Schoeberl; On the formation and persistence of subvisible

- cirrus clouds near the tropical tropopause, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 101, No. D16, 21361-21375, September 27, 1996.
- [Jensen und Pfister, 2004] Jensen, E. J. und L. Pfister; Transport und freeze-drying in the tropical tropopause layer, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 109, D02207, 2004.
- [Kärcher, 2004] Kärcher, B.; Cirrus clouds in the tropical tropopause layer: Role of heterogeneous ice nuclei, *Geophysical Research Letters*, Vol. 31, L12101, doi: 10.1029/2004GL019774, 2004.
- [Kelly et al., 1993] Kelly, K. K., M. H. Proffitt, K. R. Chan, M. Loewenstein, J. R. Podolske, S. E. Strahan, J. C. Wilson und D. Kley, Water vapor and cloud water measurements over Darwin during the STEP 1987 tropical mission, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 98, No. D5, 8713-8723, May 20, 1993.
- [Khaykin, 2007] Khaykin, S.; „Persönliches Gespräch“.
- [Kirk-Davidoff et al., 1999] Kirk-Davidoff, D. B., E. J. Hints, J. G. Anderson und D. W. Keith; The effect of climate change on ozone depletion through changes in stratospheric water vapour, *Nature*, Vol. 402, 399-491, November 1999.
- [Kley und Stone, 1978] Kley, S. und E. J. Stone; Measurement of water vapour in the stratosphere by photodissociation with Ly α (1216 Å) light, *Rev. Sci. Instrum.*, Vol. 49, No. 6, June 1978.
- [Kley et al., 1979] Kley, S., E. J. Stone, W. R. Henderson, J. W. Drummond, W. J. Harrop, A. L. Schmeltekopf, T. L. Thompson und R. H. Winkler; *In situ* measurements of stratospheric water vapor in the stratosphere, *J. Atmos. Sci.*, 36, 2513-2524, 1979.
- [Kley et al., 1982] Kley, D., A. L. Schmeltekopf, K. Kelly, R. H. Winkler, T. L. Thompson und M. McFarland; Transport of water through the tropical tropopause, *Geophysical Research Letters*, Vol. 9, No. 6, 617-620, June 1982.
- [Konopka, 2007] Konopka, P.; „Persönliches Gespräch“.
- [Konopka et al., 2004] Konopka, P., H.-M. Steinhorst, J.-U. Groö, G. Günther, R. Müller, J. W. Elkins, H.-J. Jost, E. Richard, U. Schmidt, G. Toon und D. S. McKenna; Mixing and Ozone Loss in the 1999-2000 Arctic Vortex: Simulations with 3-dimensional Chemical Lagrangian Model

- of the Stratosphere (CLaMS), *Journal of Geophysical Research*, 109, D02315, doi: 10.1029/2003JD003792, 2004.
- [Konopka et al., 2007] Konopka, P., G. Günther, R. Müller, F. H. S. dos Santos, C. Schiller, F. Ravagnani, A. Ulanovsky, H. Schlager, C. M. Volk, S. Viciani, L. Pan, D. -S. McKenna und M. Riese; Contribution of mixing to the upward transport across the TTL, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 3285-3308, 2007.
- [Krämer, 1992] Krämer, M.; Unlösliche und gelöste Inhaltsstoffe in Wolkenwasser, Ph.D. Thesis, Johannes Gutenberg – Universität Mainz, 1992.
- [Krämer und Afchine, 2004] Krämer, M. und A. Afchine; Sampling characteristics of inlets operated at low U/U_0 ratios: new insights from computational fluid dynamics (CFX) modeling, *Aerosol Science*, 35, 683-694, 2004.
- [Kraus, 2000] Kraus, H.; Die Atmosphäre der Erde, 3. Auflage, *Friedr. Vieweg & Sohn Verlagsgesellschaft GmbH, Braunschweig/Wiesbaden*, 2004.
- [Krebsbach, 2005] Krebsbach, M.; Trace gas transport in the UT/LS: Seasonality, stratosphere-troposphere exchange and implications for the extratropical mixing layer derived from airborne O_3 and H_2O measurements, Ph.D. Thesis, Universität Wuppertal, 2005.
- [Liao und Rind, 1997] Liao, X. und D. Rind; Local upper tropospheric/lower stratospheric clear-sky water vapor and tropospheric deep convection, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 102, No. D16, 19543-19557, August 27, 1997.
- [Lindzen, 1990] Lindzen, R. S.; Some coolness concerning global warming, *American Meteorological Society*, Vol. 71, No. 3, 288-299, March, 1990.
- [Lindzen, 1991] Lindzen, R. S.; Some uncertainties with respect to water vapor's role in climate sensitivity; *Proceedings of NASA Workshop on the role of water vapor in Climate Processes*, October 29-November 1, 1990 in Easton, Maryland (D.O.C. Starr and H. Melfi, editors).
- [Liu und Zipser, 2005] Liu, C., und E. J. Zipser; Global distribution of convection penetrating the tropical tropopause, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 110, D23104, doi:10.1029/2005JD006063, 2005.
- [Luo et al., 2003a] Luo, B. P., T. Peter, S. Fueglistaler, H. Wernli, M. Wirth, C. Kiemle, H. Flentje, V. A. Yushkov, V. Khattatov, V. Rudakov, A.

- Thomas, S. Borrmann, G. Toci, P. Mazzinghi, J. Beuermann, C. Schiller, F. Cairo, G. Di Donfrancesco, A. Adriani, C. M. Volk, J. Strom, K. Noone, V. Mitev, R. A. MacKenzie, K. S. Carslaw, T. Trautmann, V. Santacesaria und L. Stefanutti; Dehydration potential of ultrathin clouds at the tropical tropopause, *Geophysical Research Letters*, Vol. 30, No. 11, 1557, doi: 10.1029/2002GL016737, 2003a.
- [Luo et al., 2003b] Luo, B. P., T. Peter, H. Wernli, S. Fueglistaler, M. Wirth, C. Kiemle, H. Flentje, V. A. Yushkov, V. Khattatov, V. Rudakov, A. Thomas, S. Borrmann, G. Toci, P. Mazzinghi, J. Beuermann, C. Schiller, F. Cairo, G. DiDon-Francesco, A. Adriani, C. M. Volk, J. Strom, K. Noone, V. Mitev, R. A. MacKenzie, K. S. Carslaw, T. Trautmann, V. Santacesaria und L. Stefanutti; Ultrathin Tropical Tropopause Clouds (UTTCS): II. Stabilization mechanisms, *Atmos. Chem. Phys.*, 3, 1093-1100, 2003b.
- [MacKenzie et al., 2006a] MacKenzie, A. R., C. Schiller, T. Peter, A. Adriani, J. Beuermann, O. Bujok, F. Cairo, T. Corti, G. DiDonfrancesco, I. Gensch, C. Kiemle, M. Krämer, C. Kröger, S. Merkulov, A. Oulanosky, F. Ravegnani, S. Rohs, V. Rudakov, P. Salter, V. Santacesaria, L. Stefanutti und V. Yushkov; Tropopause and hygropause variability over the equatorial Indian Ocean during February and March 1999, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 111, D18112, doi: 10.1029/2005JD006639, 2006.
- [MacKenzie et al., 2006b] MacKenzie, A. R., C. Schiller und T. Peter; The SCOUT-O3 Tropical Aircraft Campaign Darwin 2005 - an overview, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 8, 08967, SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU06-A-08967, European Geosciences Union, 2006.
- [Mangold, 2004] Mangold, A.; Untersuchungen zur Mikrophysik von Eiswolken – Simulationsexperimente in der Aerosolkammer AIDA, Ph.D. Thesis, Universität Wuppertal, 2004.
- [Marcy et al., 2007] Marcy, T. P., P. J. Popp, R. S. Gao, D. W. Fahey, E. A. Ray, E. C. Richard, T. L. Thompson, E. L. Atlas, M. Loewenstein, S. C. Wofsy, S. Park, E. M. Weinstock, W. H. Swartz und M. J. Mahoney; Measurements of trace gases in the tropical tropopause layer, *Atmospheric Environment*, 41, 7253-7261, 2007.
- [Marti und Mauersberger, 1993] Marti, J. und K. Mauersberger; A survey and new measurements of ice vapor pressure temperatures between 170 and 250 K, *Geophys. Res. Lett.*, 20, 363-366, 1993.

- [Massie et al., 2002] Massie, S., A. Gettelman, W. Randel, D. Baumgardner; Distribution of tropical cirrus in relation to convection, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 107, No. D21, 4591, doi: 10.1029/2001JD001293, 2002.
- [May und Webster, 1993] May, R. D. und C. R. Webster; Data processing and calibration for tunable diode laser harmonic absorption spectrometers, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, Vol. 49, No. 4, 335-347, 1993.
- [MayComm Instruments, 2003] MayComm Instruments, L.; Enviscope Laser Hygrometer – Operations Guide, rev. a edition. veraltet, 2003.
- [McKenna et al., 2002a] McKenna, D. S., P. Konopka, J.-U. Grooß, G. Günther, R. Müller, R. Spang, D. Offermann und Y. Orsolini; A new Chemical Lagrangian Model of the Stratosphere (CLaMS) 1. Formulation of advection und mixing, *Journal Geophys. Res.*, 107, D16, 10.1029/2000JD000114, 2002(a).
- [McKenna et al., 2002b] McKenna, D. S., J.-U. Grooß, G. Günther, P. Konopka, R. Müller, G. Carver, Y. Sasano; A new Chemical Lagrangian Model of the Stratosphere (CLaMS) 2. Formulation of chemistry scheme und initialization, *Journal Geophys. Res.*, 107, D15, 10.1029/2000JD000113, 2002(b).
- [Mörschel, 1992] Mörschel, U.; Entwicklung eines ballongetragenen Stratosphärenhygrometers, Ph.D. Thesis, Rheinisch-Westfälische Technische Hochschule, Aachen, 2000.
- [Mote et al., 1995] Mote P. W., K. H. Rosenlof, J. R. Holton, R. S. Harwood, und J. W. Waters; Seasonal Variations of Water Vapor in the Tropical Lower Stratosphere, *Geophysical Research Letters*, Vol. 22, No. 9, 1093-1096, May 1, 1995.
- [Mote et al., 1996] Mote P. W., K. H. Rosenlof, M. E. McIntyre, E. S. Carr, J. C. Gille, J. R. Holton, J. S. Kinnersley, H. G. Pumphrey, J. M. Russell III und J. W. Waters; An atmospheric tape recorder: The imprint of tropical tropopause temperatures on stratospheric water vapor, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 101, No. D2, 3989-4006, February 20, 1996.
- [Mote et al., 1998] Mote P. W., T. J. Dunkerton, M. E. McIntyre, E. A. Ray, P. H. Haynes und J. M. Russell III; Vertical velocity, vertical diffusion, and dilution by midlatitude air in the tropical lower stratosphere, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 103, No. D8, 8651-8666, April 27, 1998.

- [Müller, 2003] Müller, R.; Impact of Cosmic Rays on stratospheric Chlorine Chemistry und Ozone Depletion, *Physical Review Letters*, Vol. 91, Number 5, August 1, 2003.
- [Müller et al., 1997] Müller, R., P. J. Crutzen, J.-U. Grooß, C. Brühl, J. M. Russell III, H. Gernandt, D. S. McKenna und A. F. Tuck; Several chemical ozone loss in the Arctic during the winter of 1995-96, *Nature*, Vol. 389, 16 October 1997.
- [Müller und Peter, 1992] Müller, R. und T. Peter; The numerical modelling of the sedimentation of polar stratospheric cloud particles, *Ber. Bunsenges. Phys. Chem.*, 96, No. 3, 1992.
- [Newell und Gould-Stewart, 1981] Newell, R. E. und S. Gould-Stewart; A stratospheric fountain?, *J. Atmos. Sci.*, 38, 2789-2796, 1981.
- [Nielsen et al., 2007] Nielsen, J. K., N. Larsen, F. Cairo, G. Di Francesco, J. M. Rosen, G. Duryy, G. Held und J. P. Pommereau; Solid particles in the tropical lowest stratosphere, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 685-695, 2007.
- [Oltmans et al., 2000] Oltmans, S. O., H. Vömel, D. J. Hofmann, K. H. Rosenlof und D. Kley; The increase in stratospheric water vapor from balloonborne, frostpoint hygrometer measurements at Washington, D. C., and Boulder, Colorado; *Geophysical Research Letters*, Vol. 27, No. 21, 3453-3456, November 1, 2000.
- [Pavelin und Whiteway, 2002] Pavelin, E. und Whiteway, J. A.; Gravity wave interactions around the jet stream, *Geophysical Research Letters*, Vol. 29, No. 21, 2002, doi:10.1029/2002GL015783, 2002.
- [Peter, 2007] Peter, T.; „Persönliches Gespräch“.
- [Peter et al., 1994] Peter, T., R. Müller, P. J. Crutzen und T. Deshler; The lifetime of leewave-induced ice particles in the Arctic stratosphere: II. Stabilization due to NAT-coating; *Geophysical Research Letters*, Vol. 21, No. 13, 1331-1334, June 22, 1994.
- [Plumb, 1996] Plumb, R. A.; A “tropical pipe” model of stratospheric transport, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 101, No. D2, 3957-3972, February 20, 1996.
- [Plumb, 2002] Plumb, R. A.; Stratospheric Transport, *Journal of Meteorological Society of Japan*, Vol. 80, No. 4B, 793-809, 2002.

- [Plumb, 2007] Plumb, R. A.; Tracer interrelationships in the stratosphere, *Rev. Geophys.*, 45, RG4005, 2007.
- [Potter und Holton, 1995] Potter, B. E. und J. R. Holton; The role of monsoon convection in the dehydration of the lower tropical stratosphere, *J. Atmos. Sci.*, 52, 1034-1050, 1995.
- [Pruppacher und Klett, 1978] Pruppacher, H. R. und J. D. Klett; Microphysics of clouds and precipitation, D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, 1978.
- [Punge und Giorgetta, 2007] H. J. Punge und M. A. Giorgetta; Differences between QBO in the first and in the second half the ERA-40 reanalysis, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 599-608, 2007.
- [Raes et al., 2000] Raes F., R. van Dingenen, E. Vignati, J. Wilson, J. P. Putaud, J. H. Seinfeld und P. Adams; Formation and cycling aerosols in the global troposphere, *Atmos. Environ.*, 34, 4214-4240, 2000.
- [Randel et al., 2004] Randel, W. J., F. Wu, S. J. Oltmans, K. Rosenlof und G. E. Nedohula; Interannual Changes of Stratospheric Water Vapour and Correlations with Tropical Tropopause Temperatures, *American Meteorological Society*, 2133-48, 2004.
- [Redelsperger et al., 2006] Redelsperger J.-L., C. D. Thorncroft, A. Diedhiou, T. Lebel, D. J. Parker und J. Polcher; African Monsoon Multidisciplinary Analysis – An International Research Project and Field Campaign, *American Meteorological Society*, doi: 10.1175/BAMS-87-12-1739, 7 July 2006.
- [Richard et al., 2006] Richard, E. C., A. F. Tuck, K. C. Aikin, K. K. Kelly, R. L. Hermann, R. F. Troy, S. J. Hovde, K. H. Rosenlof, T. L. Thompson und E. A. Ray; Hight-resolution airborne profiles of CH₄, O₃, and water vapor near tropical Central America in late January to early February 2004, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 111, D13304, doi: 10.1029/2005JD006513, 2006.
- [Rohs et al., 2006] Rohs, S., C. Schiller, M. Riese, A. Engel, U. Schmidt, T. Wetter, I. Levin, T. Nakazawa und S. Aoki; Long-term changes of methane and hydrogen in the stratosphere in the period 1978-2003 and their impact on the abundance of stratospheric water vapor, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 111, D14315, doi:10.1029/2005JD006877, 2006.

- [Rosenlof et al., 2001] Rosenlof, K. H., S. J. Oltmans, D. Kley, J. M. Russell III, E-W. Chiou, W. P. Chu, D. G. Johnson, K. K. Kelly, H. A. Michelsen, G. E. Nedoluha, E. E. Remsberg, G. C. Toon und M. P. McCormick; Stratospheric water vapour increases over the past half-century, *Geophysical Research Letters*, Vol. 28, No. 7, 1195-1198, April 1, 2001.
- [Roumeau et al., 2000] Roumeau, S., P. Brémaud, E. Rivière, S. Baldy und J. L. Baray; Tropical cirrus clouds: a possible sink for ozone, *Geophysical Research Letters*, Vol. 27, No. 15, 2233-2236, August 1, 2000.
- [Russell et al., 1993] Russell III, J. M., L. L. Gordley, J. H. Park, S. R. Drayson, D. H. Hesketh, R. J. Cicerone, A. F. Tuck, J. E. Frederick, J. E. Harries und P. J. Crutzen ; The Halogen Occultation Experiment, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 98, No. D6, 10777-10797, 1993.
- [Salby, 1996] Salby, M. L.; Fundamentals of atmospheric physics; *Academic Press*, USA, 1996.
- [Salby et al., 2003] Salby, M., F. Sassy, P. Callaghan, W. Read und H. Pumphrey; Fluctuations of cloud, humidity, and thermal structure near the tropical tropopause, *Journal of Climate*, 16, 3428-3446, 2003.
- [Santacesaria et al., 2003] Santacesaria, V., R. Carla, R. MacKenzie, A. Adriani, F. Cairo, G. Didonfrancesco, C. Kiemle, G. Redaelli, J. Beuermann, C. Schiller, T. Peter, B. Luo, H. Wernli, F. Ravagnani, A. Ulanovsky, V. Yushkov, N. Sitnikov, S. Balestri und L. Stefanutti; Clouds at the tropical tropopause: A case study during the APE-THESEO campaign over the western Indian Ocean, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 108, No. D2, 4044, doi: 10.1029/2002JD002166, 2003.
- [Schiller, 1999] Schiller, C., A. Afchine, N. Eicke, C. Feigl, H. Fischer, A. Giez, P. Konopka, H. Schlager, F. Tuitjer, F. G. Wienhold und M. Zöger; Ice particle formation and sedimentation in the tropopause region: A case study based on in situ measurements of total water during POLSTAR 1997, *Geophysical Research Letters*, Vol. 26, No. 14, 2219-2222, July 15, 1999.
- [Schiller, 2001] Schiller, C.; What mechanisms do control the water vapour distribution in the lower stratosphere?, *Proceedings of the 15th ESA Symposium on European Rocket and Ballon Programmes and Related Research*, Biarritz, France, 28-30 May 2001 (ESA-SP-47, August 2001).

- [Schiller et al., 2001] Schiller, C., T. Deshler und T. Peter; Contamination-induced particle production during ballon flights: Origin for unexpected ice particle observations in the Arctic?, *Geophysical Research Letters*, Vol. 28, No. 17, 3247-3250, September 1, 2001.
- [Schlicht, 2006] Schlicht, S.; Untersuchungen zur Wasser-Partitionierung in Zirruswolken – Feldmessungen und Modellrechnungen, Ph.D. Thesis, Universität Wuppertal, 2006.
- [Schmitt, 2003] Schmitt, J.; Aufbau und Erprobung eines in-situ NO/NO_y-Mess-Systems am Höhenforschungsflugzeug M55-Geophysica, Ph.D. Thesis, Fakultät für Physik der Ludwig-Maximilian Universität München, 2003.
- [Schoeberl et al., 2006] Schoeberl, M. R., B. N. Duncan, A. R. Douglas, J. Waters, N. Livesey, W. Read und M. Filipiak; The carbon monoxide tape Recorder, *Geophysical Research Letters*, Vol. 33, L12811, doi: 10.1029/2006GL026178, 2006.
- [SCOUT-O3, 2007] Stratosphere-Climate links with emphasis on the UTLS-O3, http://www.ozone-sec.ch.cam.ac.uk/scout_o3/, Stand 10-2007.
- [Seidel et al., 2001] Seidel, D. J., R. J. Ross, J. K. Angel und G. C. Reid; Climatological characteristics of the tropical tropopause as revealed by radiosondes, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 106, No. D8, 7857-7878, April 27, 2001.
- [Sherwood, 2000] Sherwood, S. C.; A Stratospheric „Drain“ over the Maritime Continent, *Geophysical Research Letters*, Vol. 27, No. 5, 677-680, March 1, 2000.
- [Sherwood und Dessler, 2000] Sherwood, S. C. und A. E. Dessler; On the control of stratospheric humidity, *Geophysical Research Letters*, Vol. 27, No. 16, 2513-2516, August 15, 2000.
- [Sitnikov et al., 2007] Sitnikov, N. M., V. A. Yushkov, A. A. Afchine, L. I. Korshunov, V. I. Astakhov, A. E. Ulanovskii, M. Kraemer, A. Mangold, C. Schiller und F. Ravegnani; The FLASH Instrument for water vapor measurements on board the high-altitude airplane, *Instruments and Experimental Techniques*, Vol. 50, No. 1, 113-121, 2007.
- [Solomon, 1999] Solomon, S., Stratospheric ozone depletion: A review of concepts and history, *Reviews of Geophysics*, 37, 3, 275-316, August 1999.

- [SPARC, 2000] SPARC Assessment of UTS water vapour, WCRP-113, 2000.
- [Stefanutti et al., 1995] Stefanutti, L., R. MacKenzie, S. Borrmann, V. Khatatov; The Airborne Polar Experiment (APE), *Life Chem. Rep.*, 13, 57-62, 1995.
- [Stefanutti et al., 1999] Stefanutti, L., L. Kosolov, S. Balestri, A. R. MacKenzie und V. Khatatov; The M-55 Geophysica as a Platform for the Airborne Polar Experiment, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 1303-1312, Vol. 16, October 1999.
- [Stefanutti et al., 2004] Stefanutti, L., A. R. MacKenzie, V. Santacesaria, A. Adriani, S. Balestri, S. Borrmann, V. Khatatov, P. Mazzinghi, V. Mitev, V. Rudakov, C. Schiller, G. Toci, C. M. Volk, V. Yushkov, H. Flentje, C. Kiemle, G. Redaelli, K. S. Carslaw, K. Noone, und Th. Peter; The APE-THESEO Tropical Campaign: An Overview, *Journal of Atmospheric Chemistry*, 48, 1-33, 2004.
- [Stenke und Grewe, 2005] Stenke, A. und V. Grewe; Simulation of stratospheric water vapour trends: impact on stratospheric ozone chemistry, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5, 1257-1272, 2005.
- [STEP, 2007] STEP, <http://badc.nerc.ac.uk/data/step/>, Stand 12-2007.
- [Teisserenc de Bort, 1902] Teisserenc de Bort, L. P.; Variations de la température de l'air libre dans la zona comprise entre 8km et 13km d'altitude, *Comptes Rendus de l'Acad. Sci. Paris*, 134, 987-989, 1902.
- [Teitelbaum et al., 1999] Teitelbaum, H., M. Moustou, R. Sadoury und F. Lott; Critical levels and mixing layers induced by convectively generated gravity waves during CEPEX, *Q. J. R. Meteorol Soc.*, 125, 1715-1734, 1999.
- [Terenin und Neujmin, 1934] Terenin, A. und H. Neujmin; Photodissociation of Molecules in the Schumann Ultra-violet, *Nature*, 134, 255, 1934.
- [Thuburn und Craig, 2002] Thuburn J. und G. C. Craig; On the temperature structure of the tropical stratosphere, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 107, No. D2, 4017, 10.1029/2001JD000448, 2002.
- [Tilmes, 2007] Tilmes, S.; „Persönliches Gespräch“.
- [Vasić et al., 2005] Vasić, V., D. G. Feist, S. Müller und N. Kämpfer; An airborne radiometer for stratospheric water vapor measurements

- at 183 GHz, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 10.1109/TGRS.2005.846860, 2005.
- [Vaughan et al., 2007] Vaughan, G., C. Schiller, A. R. Mackenzie, K. Bower, T. Peter, H. Schlager, N. R. P. Harris und P. T. May; Studies in a natural laboratory: High-altitude aircraft measurements around deep tropical convection, *Bull. Am. Met. Soc.*, im Druck, 2007.
- [Vömel et al., 2002] Vömel, H., S. J. Oltmans, B. J. Johnson, F. Hasebe, M. Shiotani, M. Fujiwara, N. Nishi, M. Agama, J. Cornejo, F. Paredes, and H. Enriquez; Ballon-borne observations of water vapor and ozone in the tropical upper troposphere and lower stratosphere, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 107, No. D14, 10.1029/2001JD000707, 2002.
- [Voigt et al., 2005] Voigt, C., H. Schlager, B. P. Luo, A. Dörnbrack, A. Roiger, P. Stock, J. Curtius, H. Vössing, S. Borrmann, S. Davies, P. Konopka, C. Schiller, G. Shur und T. Peter; Nitric Acid Trihydrate (NAT) formation at low NAT supersaturation in Polar Stratospheric Clouds (PSCs), *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5, 1371-1380, 2005.
- [Voigt et al., 2006] Voigt, C., H. Schlager, H. Ziereis, B. Kärcher, B. P. Luo, C. Schiller, M. Krämer, P. J. Popp, H. Irie, und Y. Kondo; Nitric acid in cirrus clouds, *Geophysical Research Letters*, Vol. 33, L05803, doi: 10.1029/2005GL025159, 2006.
- [von Hobe et al., 2006] von Hobe, M., A. Ulanovsky, C. M. Volk, J.-U. Grooß, S. Tilmes, P. Konopka, G. Günther, A. Werner, N. Spelten, G. Shur, V. Yushkov, F. Ravagnani, C. Schiller, R. Müller und F. Stroh; Severe ozone depletion in the cold Arctic winter 2004-05, *Geophysical Research Letters*, Vol. 33, L17185, doi: 10.1029/2006GL026845, 2006.
- [Wang et al., 1996] Wang, P. -H., P. Minnis, M. P. McCormick, G. S. Kent und K. M. Skeens; A 6-year climatology of cloud occurrence frequency from Stratospheric Aerosol and Gas Experiment II observations (1985-1990), *Journal of Geophysical Research*, Vol. 101, No. D23, 29.407-29.429, December, 27, 1996.
- [Werle, 1998] Werle, P.; A review of recent advances in semiconductor laser based gas monitors, *Spectrochimica Acta Part A*, 54, 197-236, 1998.
- [Woyke, 1994] Woyke, T.; Entwicklung einer Lyman- α -Strahlungsquelle für ein ballogetragenes Stratosphärenhygrometer, Diplomarbeit in Physik, Rheinisch-Westfälische Technische Hochschule, Aachen, 1994.

- [Yushkov et al., 1998] Yushkov, V., V. Astakhov und M. Serafim; Optical balloon hygrometer for upper troposphere and stratosphere water vapor measurements, *Proc. SPIE*, Vol. 3501, 439-445, 1998.
- [Yushkov et al., 1999] Yushkov, V., A. Oulanovsky, N. Lechenuk, I. Roudakov, K. Arshinov, F. Tikhonov, L. Stefanutti, F. Ravegnani, U. Bonafé und T. Georgiadis; A Chemiluminescent Analyzer for Stratospheric Measurements of the Ozone Concentration (FOZAN), *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 1345-1350, Vol. 16, October 1999.
- [Zhou und Lau, 1998] Zhou, J. und K. -M. Lau; Does a Monsoon Climate Exist over South America?, *Journal of Climate*, Vol. 11, May 1998.
- [Zöger, 1996] Zöger, M.; Entwicklung eines flugzeuggetragenen Hygrometers für den Einsatz in der Stratosphäre, Ph.D. Thesis, Universität Köln, 1996.
- [Zöger et al., 1999] Zöger, M., A. Afchine, N. Eicke, M.-T. Gerhards, E. Klein, D. S. McKenna, U. Mörschel, U. Schmidt, V. Tan, F. Tuitjer, T. Woyke und C. Shiller; Fast in situ stratospheric hygrometers: A new family of balloon-borne und airborne Lyman α photofragment fluorescence Hygrometers, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 104, No. D1, 1807-1816, January 20, 1999.

Danksagung

Zum Gelingen dieser Dissertation haben eine Reihe Personen beigetragen.

Zuerst möchte ich mich bei Herrn Prof. Dr. Martin Riese für die Förderung dieser Arbeit bedanken.

Ein ganz besonderes und herzliches Dankeschön geht auch an Dr. Cornelius Schiller für seine Bereitschaft und unendliche Geduld, diese Arbeit zu begutachten.

Ohne die finanzielle Unterstützung von CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico), eine Agentur des brasilianischen Ministeriums für Wissenschaft und Technologie (MCT) wäre diese Arbeit nicht möglich gewesen. Bei ihr bedanke ich mich ganz herzlich!

Dem DAAD (Deutscher Akademischer Austausch Dienst) danke ich für die Unterstützung während des Deutschkurses bei meiner Ankunft in Deutschland.

Dr. Rolf Müller danke ich dafür, dass er die Tür des ICG-1 für mich öffnete, damit ich mich hier promovieren durfte.

Dr. Marc von Hobe danke ich für die wissenschaftlichen Hinweise und ebenso für die Tage, bei denen wir verschiedene Sprachen geübt haben (Portugiesisch, Englisch und Deutsch). Darüber hinaus danke ich ihm auch dafür, dass er mir das Skifahren beigebracht hat.

Herrn Vicheith Tan danke ich für die Hilfe bei Problemen, die an den Geräten auftauchten und für die erfreuliche Unterhaltung auf portugiesisch.

Dr. Paul Konopka danke ich für die Unterstützung mit den CLaMS-Daten und für seine ständige Bereitschaft zur Beantwortung der vielen Fragen.

Dr. Serhyy Hrechany danke ich für die Hilfe bei $\text{\LaTeX}$ und bei einigen bürokratischen Angelegenheiten.

Frau Dr. Martina Krämer gilt mein Dank für die Möglichkeit nach Hohn während der CIRRUS-II-Kampagne mitzufahren, damit ich meine ersten Erfahrungen mit dem FISH-Hygrometer auf einer Kampagne machen konnte. Darüber hinaus danke ich ihr für die Hilfe bei der Korrektur des zweiten Kapitels dieser Arbeit.

Bei Frau Sandra Stein möchte ich mich bei der Erledigung aller bürokratischen Belange bedanken.

Frau Verena Alishahi danke ich vielmals für die Hilfe bei den unzählbaren Problemen, die ich mit meinem Rechner hatte und ebenso danke ich Herrn Reimar Bauer.

Frau Nicole Spelten danke ich für die Einweisung in die Kalibration und das Messverfahren des FISH-Hygrometers und die Hilfe bei der letzten Korrektur.

Herrn Axel Schönfeld danke ich für die Unterstützung bei elektronischen Belangen und für meinen umgangssprachlichen Wortschatz.

Herrn Robert Walter danke ich für die vielen Unterhaltungen über Software, Hardware und alles was Computer angeht.

Allen (auch ehemaligen) Kolleginnen und Kollegen des ICG-1 danke ich für die angenehme Arbeitsatmosphäre und die Hilfe: Frau Dr. Susanne Rohs, Frau Dr. Stefanie Schlicht, Dr. Fred Stroh, Dr. Marc Krebsbach, Dr. Alexander Mangold, Dr. Lars Hoffmann, Frau Iulia Gensch, Frau Katja Weigel, Frau Anne Kunz, Frau Catrin Lehman, Frau Jessica Meyer, Herr Thomas Feck und vielen anderen.

Meiner deutschen Familie (die Familie Reiß) möchte ich herzlich für die Unterstützung und die erfreulichen Weihnachtszeiten danken.

Ein ganz besonderes und herzliches Dankeschön geht auch an Frau Dr. Eliane Bogo für die Unterstützung, Hilfe und Bereitschaft bei den schwierigsten Zeiten meines Lebens, als keiner mehr für mich da war.

Schließlich möchte ich herzlich meiner Familie für das Vertrauen in mich danken, ihnen ist diese Arbeit gewidmet.

Jül-4267
März 2008
ISSN 0944-2952