

**Wasserdampfmessungen in der Tropopausenregion
mit dem Satellitengerät CRISTA**

Dissertation

vorgelegt von

Bernd Schäler

Bergische Universität Wuppertal

Fachbereich 8 – Physik

Juni 2003

WUB-DIS 2003-4

Abstract

During its second mission in August 1997 the Cryogenic Infrared Spectrometers and Telescopes for the Atmosphere (CRISTA) satellite instrument has measured limb radiances in the upper troposphere. A new retrieval algorithm has been developed to derive water vapor concentrations in the upper troposphere/lower stratosphere region. The algorithm uses a weak water vapor line near $12.7\mu\text{m}$ and retrieves for the first time upper tropospheric H_2O from measurements in the mid-infrared. Clouds adversely affect the retrieval and are identified using a simple cloud index (ratio of measured radiances at appropriate wavelengths). The retrieval yields a three dimensional, global H_2O dataset with good vertical resolution (2 km vertical step and 1.5 km vertical field of view) and presently unprecedented horizontal resolution ($250\text{ km}\times 600\text{ km}$). A total systematic error of 21% is estimated for the derived H_2O mixing ratios, which is dominated by the uncertainty of the line parameters. The total random error is 8% for mixing ratios larger than 10 ppmv and 23% for mixing ratios below 10 ppmv. The results are validated using precise, coincident in situ measurements of the FISH instrument onboard an aircraft. Both measurements agree within 10% and indicate a correspondence much better than the estimated systematic error. Also comparisons with coincident satellite measurements (MLS, SAGE II) strongly confirm that the algorithm provides reliable results.

Transports in the tropopause region are presently not well understood partly because of the lack of precise measurements with adequate spatial and temporal coverage. The CRISTA H_2O dataset allows to identify coherent dynamical structures in the tropopause region on spatial scales of a few hundred kilometers. Water vapor near the tropopause is characterized by large variability which is partly caused by the very strong vertical gradient of the H_2O concentration in the troposphere. The variability is quantified in this work on spatial scales from 250 km to 1000 km and on timescales from a few minutes to days. The H_2O results are assimilated utilizing the transport code of the NCAR ROSE model. The resulting synoptic maps show frequent occurrence of tongue-like dynamical structures which indicate bi-directional meridional transport possibly including troposphere-stratosphere exchange. Meridional turbulent fluxes calculated from the assimilated water vapor data reveal transport barriers at similar locations as deduced from an analysis of the “effective diffusivity”. H_2O standard deviations indicate interhemispheric exchange to occur at somewhat higher altitudes, namely in the lower tropical stratosphere, than does this analysis of the effective diffusivity.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Grundkenntnisse über die Tropopausenregion	5
2.1	Definitionen der Tropopause und Unterteilung der Tropopausenregion . . .	5
2.2	Transporte in der Tropopausenregion	9
3	Das CRISTA-Experiment	14
3.1	Beschreibung des Instrumentes	14
3.2	Meßprinzip	15
3.3	Missionsverlauf für CRISTA-2	17
4	Ableitung von Wasserdampf an der Tropopause im mittleren Infrarot	19
4.1	Allgemeines Verfahren	19
4.2	Besonderheiten des Wasserdampfretrievals	20
4.3	Strahlungsdichtekorrekturen	28
4.4	Empfindlichkeitsstudien und Fehlerabschätzung	35
5	Ergebnisse und Analysen	43
5.1	Beispiele gemessener Höhenprofile	43
5.2	Vergleich mit anderen Messungen	45
5.3	Großräumige Wasserdampfverteilung und zonale Mittelwerte	53
5.4	Kleinräumige dynamische Strukturen	58
5.5	Modellierung der Wasserdampfverteilung	64
5.6	Prüfung und Anwendung der Assimilierung	73
5.7	Variabilität des Wasserdampfes	79
5.8	Transportstudien	87
6	Zusammenfassung	92
7	Danksagung	94
8	Anhang	95
9	Literaturverzeichnis	104

Abbildungsverzeichnis

1	Typisches Vertikalprofil des Wasserdampfes	3
2	Erwärmungs- und Kühlungsdaten durch Strahlung und typisches Temperaturprofil	5
3	Typisches Profil der potentiellen Vorticity für mittlere Breiten	7
4	Höhen-Breiten-Querschnitt der Temperatur und der potentiellen Temperatur	8
5	Dynamische Aspekte des Stratosphären-Troposphären-Austauschs	11
6	CRISTA-Meßgeometrie	14
7	Prinzip der Horizontsondierung	16
8	Typische Meßüberdeckung	18
9	Im Tropopausenbereich gemessene Spektren eines Höhenprofils	21
10	Simulierte Spektren und Einzelbeiträge der Spurengase	23
11	Vergleich simulierter Strahlungsdichten mit und ohne Näherungsmethode .	25
12	Vergleich von gemessenen und simulierten Spektren	26
13	Durch Wolken beeinflusste, gemessene Spektren	27
14	Strahlungsdichtedifferenzen bei Vorwärts- und Rückwärtsspektren	29
15	Vergleich der Retrievalergebnisse aus dem „Vorwärts-Rückwärts-Mode“ . .	31
16	Ausgleichskurve für die Gesichtsfeldkorrektur	34
17	Änderung der H ₂ O-Mischungsverhältnisse durch die Gesichtsfeldkorrektur .	35
18	Reaktion der Mischungsverhältnisse auf Strahlungsdichteänderungen	36
19	Einzelne von CRISTA gemessene H ₂ O-Profile	43
20	Gemittelttes H ₂ O-Profil von CRISTA aus mittleren Breiten	44
21	Vergleich CRISTA - FISH	47
22	Vergleich CRISTA - MLS	50
23	Vergleich CRISTA - SAGE II	52
24	Globale Wasserdampfkarten bei 215 hPa	54
25	Zonaler Mittelwert des Wasserdampfes bei 215 hPa	56
26	Höhen-Breiten-Querschnitt des H ₂ O-Mischungsverhältnisses	57
27	Wasserdampf und potentielle Vorticity über dem Nordatlantik	59
28	Mittlere H ₂ O- und Temperaturprofile über dem Nordatlantik	63
29	Einfluß des Vertikalwindes auf die H ₂ O-Assimilierung	66
30	Abgeschätzte Vertikalwinde aus CRISTA-Messungen	69
31	H ₂ O-Assimilierung bei 215 hPa für vier Tage	70
32	Differenz der H ₂ O-Assimilierung mit und ohne CRISTA-Vertikalwind	72

33	Vergleich der CRISTA-H ₂ O-Messungen mit der Assimilierungsvorhersage	74
34	Zonaler Mittelwert der Assimilierung bei 11°S im zeitlichen Verlauf	75
35	Vergleich der H ₂ O-Assimilierungsergebnisse mit FISH-Messungen	77
36	Ergebnisse der H ₂ O-Assimilierung über Südamerika und nahe Indonesien	78
37	„Eigenstreuung“ des CRISTA-Wasserdampfes	80
38	Zeitliche H ₂ O-Standardabweichung	84
39	Skalenverhalten der H ₂ O-Fluktuationen	85
40	Höhen-Breiten-Querschnitt der CRISTA-H ₂ O-Standardabweichung	86
41	Turbulenter Fluß bei 215 hPa	88
42	Zonal gemittelter turbulenter Fluß bei 215 hPa	89
43	Höhen-Breiten-Querschnitt der „effektiven Diffusivität“	90
44	Prinzipskizze zum Gesichtsfeld	95
45	Prinzipskizze zur Ableitung des vertikalen Windes	98
46	Prinzipskizze zum turbulenten Transport	100

Tabellenverzeichnis

1	Reaktion der H ₂ O-Mischungsverhältnisse auf wichtige Einflußgrößen	37
2	Einzelbeiträge zum systematischen Fehler	39
3	Einzelbeiträge zum statistischen Fehler	41
4	Standardabweichungen der Eigenstreuung	82
5	Relevante Meßmoden bei CRISTA-2	103

1 Einleitung

Wasser in seiner gasförmigen Phase (Wasserdampf) ist das wichtigste Treibhausgas (z.B. HELD und SODEN, 2000), das den weitaus größten Beitrag zum (natürlichen) Treibhauseffekt liefert. Ohne diesen Treibhauseffekt würde die mittlere bodennahe Temperatur etwa 30°C geringer sein, als sie in Wirklichkeit ist, und es wäre damit kein Leben auf der Erde möglich.

Neben dieser fundamentalen Bedeutung des Wasserdampfes für den Strahlungshaushalt der Erde und damit für das Klima spielt Wasserdampf auch wichtige Rollen bei der Chemie und der Dynamik der Atmosphäre. Wasserdampf ist die Hauptquelle des atmosphärischen Hydroxyl-Radikals (OH). OH ist eine sehr reaktive Substanz, die leicht und schnell mit vielen Schadstoffen in der Atmosphäre reagieren kann und diese damit effektiv „auswäscht“, d.h. OH trägt zur Reinigung der Atmosphäre bei (siehe z.B. SPIVAKOVSKY et al., 2000). Für die Dynamik ist Wasserdampf wichtig, da große Mengen latenter Wärmeenergie mit Phasenumwandlungen des Wassers freigesetzt bzw. aufgenommen werden. So wird durch eingestrahlte Sonnenenergie Wasser aus den Ozeanen verdampft. Kondensiert dieser Wasserdampf und bildet dabei Wolken, wird diese Energie wieder freigegeben und der Luft zugeführt. Dieser Kreislauf von Verdampfung und Kondensation ist ein wichtiger Mechanismus, um Wärmeenergie vom Boden in die Atmosphäre zu bringen und dort Wärme zu transportieren. Dabei treibt dieser Mechanismus Konvektion an, die zu einem effektiven Luftmassenaustausch in der gesamten Troposphäre führt.

Verteilung und Variabilität von Wasserdampf in einem Höhenbereich nahe der Tropopause (obere Troposphäre/untere Stratosphäre) sind in den letzten Jahren immer mehr in den Blickpunkt gerückt. SINHA und HARRIES (1995) haben gezeigt, daß der Großteil der Absorption der terrestrischen Strahlung in der mittleren und oberen Troposphäre stattfindet. Somit hängt der Strahlungshaushalt empfindlich von der Konzentration des Wasserdampfes in diesem Höhenbereich ab (siehe auch UDELHOFEN und HARTMANN, 1995), obwohl der Gehalt an Wasserdampf in der oberen Troposphäre nur einen kleinen Bruchteil im Vergleich zum Gehalt in der gesamten Troposphäre ausmacht. Bei der Rolle als Treibhausgas werden Rückkopplungsmechanismen des Wasserdampfes diskutiert (INAMDAR und RAMANATHAN, 1998). Hierbei stellt sich die Frage, ob eine Änderung des Wasserdampfes durch eine anfängliche Klimaänderung diese verstärken oder verringern kann. Es wird angenommen, daß eine positive Rückkopplung existiert, die auch von derzeitigen Klimamodellierungen vorhergesagt wird: Eine Erhöhung der Temperatur am Erdboden (die etwa durch die Erhöhung des CO₂-Gehaltes in der Atmosphäre initiiert ist)

sollte zu einer erhöhten Verdampfung und damit zu einem erhöhten Wasserdampfgehalt in der Troposphäre führen, was wiederum einen verstärkten Treibhauseffekt zur Folge hat. Welche Auswirkungen dies auf den Wasserdampfgehalt in der oberen Troposphäre hat, wird allerdings kontrovers diskutiert. LINDZEN (1990) hat einen negativen Rückkopplungsmechanismus vorgeschlagen, der zu einer Trocknung der oberen Troposphäre führt. Danach soll eine erhöhte Bodentemperatur zu erhöhter konvektiver Aktivität führen, die über diabatisches Absinken zu einer Trocknung der oberen Troposphäre führt. Dies konnte zumindest regional anhand von Messungen nachgewiesen werden (BLANKENSHIP und WILHEIT, 2001).

Die Wasserdampf-Rückkopplung ist eine der größten Unsicherheiten bei der Einschätzung der zukünftigen Klima-Entwicklung. Die Schwankungsbreite für die Veränderung der global gemittelten Bodentemperatur auf eine Verdopplung des CO₂-Gehaltes beträgt 1,5–4,5 K (HELD und SODEN, 2000). Für Klima-Vorhersagen ist es deshalb von entscheidender Bedeutung, die Prozesse zu verstehen, die die Verteilung des Wasserdampfes in der oberen Troposphäre kontrollieren. Dynamische Prozesse wie Konvektion und Absinken von Luftmassen, die die Konzentration von Wasserdampf in der oberen Troposphäre beeinflussen, sind aber nicht gut verstanden. Diese Prozesse beeinflussen auch den Austausch von Luftmassen zwischen Troposphäre und Stratosphäre. HOLTON et al. (1995) geben einen Überblick über Prozesse, die einen Beitrag zum Stratosphären-Troposphären-Austausch haben könnten. Die relative Wichtigkeit dieser Prozesse ist aber unzureichend bekannt.

Weiterhin ist der Wasserdampfgehalt im Tropopausenbereich wichtig für die Bildung und Beständigkeit von Zirrus-Wolken (hochliegende Eiswolken), die etwa 20 – 30% der Erdoberfläche bedecken (WANG et al., 1996). Sie beeinflussen signifikant den Strahlungshaushalt durch zwei gegenläufige Effekte: Die Reflexion solarer Strahlung führt zu einer Kühlung der Atmosphäre und die Absorption terrestrischer Strahlung hat eine Erwärmung zur Folge (LIOU, 1986). Die Größe beider Effekte hängt von vielen Eigenschaften der Zirrus-Wolken und u.a. vom Wasserdampfgehalt der Umgebung ab.

Die Vorgänge im Tropopausenbereich entscheiden mit darüber, welche Auswirkungen zunehmende Aktivitäten des Menschen auf die Atmosphäre haben. Beispielsweise ist es wichtig zu wissen, welchen Einfluß der zivile Luftverkehr, der wahrscheinlich weiter zunehmen wird, mit den damit verbundenen Spurengasemissionen nahe der Tropopause hat (siehe z.B. BRASSEUR et al., 1998; IPCC, 1999). Einmal in die Stratosphäre eingebrachte Spurengase bleiben wegen der großen Verweilzeiten sehr lange dort und können deshalb globale Auswirkungen haben. Vor allem emittieren Flugzeuge auch Wasserdampf, der un-

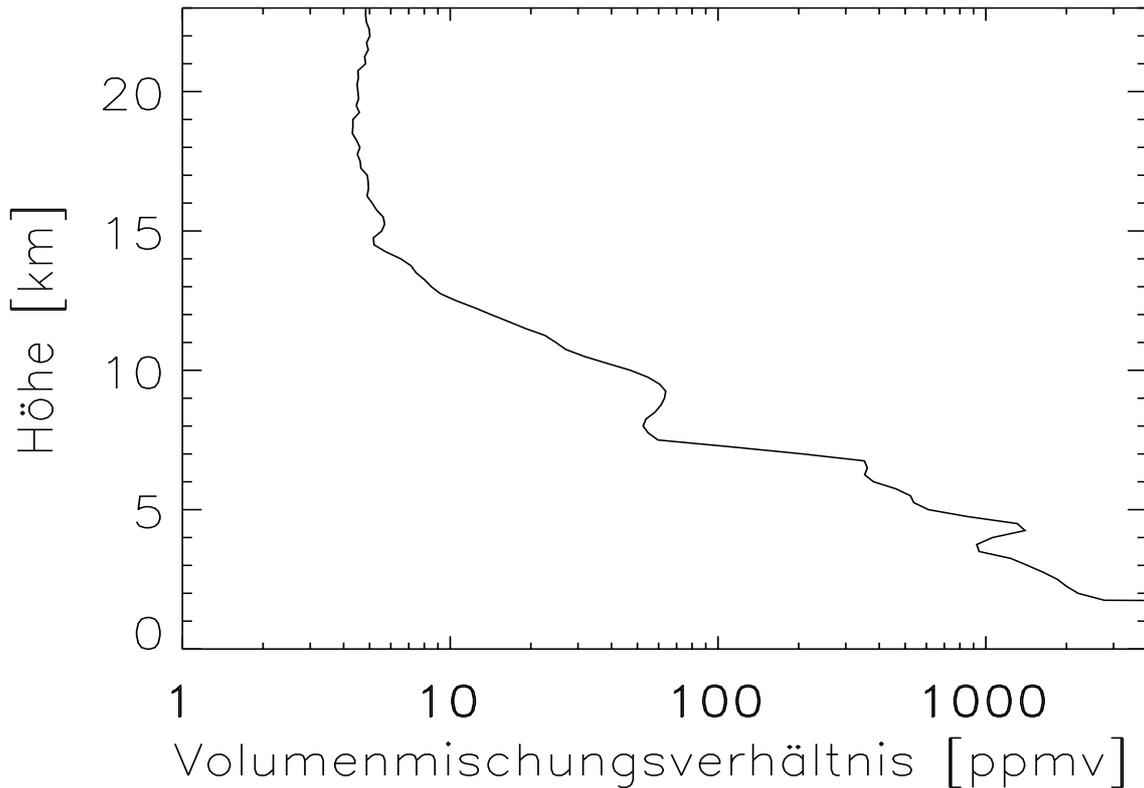


Abbildung 1: Typisches gemessenes Wasserdampf-Vertikalprofil. Die Messung wurde mit einem Frostpunkthygrometer von OLTMANS (1985) über Boulder, Colorado (40°N, 105°W) am 15. Oktober 1998 durchgeführt.

ter bestimmten atmosphärischen Bedingungen zur Bildung von Kondensstreifen (künstliche Zirrus-Wolken) führen kann. Die direkte Strahlungswirksamkeit der Kondensstreifen wird nach heutigem Kenntnisstand allerdings als sehr gering eingestuft (PONATER et al., 2002).

Die geringe Kenntnis der Rückkopplungsmechanismen des Wasserdampfes und der Austauschprozesse zwischen Troposphäre und Stratosphäre ist zum großen Teil auf das Fehlen geeigneter Messungen zurückzuführen. Ein Teil des Problems liegt darin, daß sich das Mischungsverhältnis des Wasserdampfes in der Atmosphäre innerhalb eines relativ kleinen Höhenbereichs um vier Größenordnungen ändert, von einigen ppmv in der Stratosphäre bis zum zehntausendfachen in der unteren Troposphäre (siehe Abbildung 1). Somit ist es für ein einzelnes Meßgerät schwierig, im gesamten Wertebereich und damit im gesamten Höhenbereich ausreichend gute Messungen zu liefern, die eine adäquate räumliche und zeitliche Überdeckung besitzen. Zudem besitzt der Wasserdampf im Tropopausenbereich eine sehr hohe räumliche und zeitliche Variabilität.

Eine umfangreiche Zusammenstellung von Wasserdampfmessungen in der Stratosphäre

und oberen Troposphäre wurde kürzlich von KLEY et al. (2000) gegeben. Diese Messungen wurden während der letzten 50 Jahre durch eine Vielzahl von unterschiedlichen Methoden vom Boden, Ballon und von Flugzeugen sowie Satelliten aus durchgeführt. Globale H₂O-Messungen sind nur vom Satelliten aus möglich. Es gibt nur wenige Satelliten, deren Wasserdampfmessungen bis in die obere Troposphäre hineinreichen. Für Messungen mit guter Höhenauflösung ist ein möglichst kleines Meßvolumen wegen des steilen Vertikalgradienten und der hohen Variabilität erforderlich. Bisherige Satellitenexperimente, die in der oberen Troposphäre H₂O-Messungen durchführen, mitteln vertikal meist über ein relativ großen Höhenbereich. Instrumente, die eine gute Höhenauflösung besitzen, messen dagegen nur mit einer schlechten horizontalen Meßüberdeckung.

In dieser Arbeit werden Wasserdampfmessungen in der oberen Troposphäre vorgestellt, die vom Satellitenexperiment CRISTA (Cryogene Infrarot Spektrometer und Teleskope für die Atmosphäre, OFFERMANN et al., 1999) während einer etwa einwöchigen Mission im August 1997 gemacht wurden (GROSSMANN et al., 2002). Es wird ein Verfahren entwickelt, mit dem erstmals aus Messungen im mittleren Infrarot H₂O in der oberen Troposphäre abgeleitet werden kann. Die erhaltenen Wasserdampf-Konzentrationen besitzen für Satellitenmessungen eine gute Höhenauflösung bei einer gleichzeitig bisher unerreichten horizontalen Meßüberdeckung. Dieser dreidimensionale, globale Datensatz zeigt eine Vielzahl kleinräumiger dynamischer Strukturen im Tropopausenbereich, die bisher bei Wasserdampfmessungen nicht beobachtet werden konnten. Die Ergebnisse werden mit unabhängigen Messungen verglichen, die vom Flugzeug aus und von anderen Satellitenexperimenten zeitgleich durchgeführt wurden. Die Variabilität des Wasserdampfes im Tropopausenbereich wird quantifiziert. Die Wasserdampfverteilungen nahe der Tropopause werden unter Einbeziehung der erhaltenen Daten mit einem globalen Modell simuliert. Der zeitliche Verlauf zeigt Strömungsmuster in der Atmosphäre, die einen meridionalen Austausch von Luftmassen andeuten. Dieser Austausch wird quantifiziert und liefert die Lage von Transportbarrieren, die mit Analysen von HAYNES und SHUCKBURG (2000) verglichen werden.

2 Grundkenntnisse über die Tropopausenregion

2.1 Definitionen der Tropopause und Unterteilung der Tropopausenregion

Die Tropopause ist die Grenze zwischen Troposphäre und Stratosphäre (Abbildung 2). Man unterscheidet zwischen diesen beiden Atmosphärenschichten wegen ihrer generell unterschiedlichen Eigenschaften bezüglich der Chemie und der Dynamik. Die Stratosphäre zeichnet sich z.B. im Gegensatz zur Troposphäre durch eine große Stabilität gegenüber vertikalen Bewegungen aus, sodaß die Durchmischung von Luftmassen in vertikaler Richtung unterdrückt wird. Die unterschiedliche Stabilität in der Stratosphäre und der Troposphäre ist eine direkte Folge der unterschiedlichen vertikalen Temperaturgradienten (siehe Abbildung 2 rechts). Außerdem enthält die Stratosphäre relativ gesehen wenig Wasserdampf und viel Ozon, wohingegen die Troposphäre wenig Ozon und viel Wasserdampf enthält. Das Temperaturprofil in der Troposphäre ist wesentlich durch konvektive Prozesse und – damit verbunden – durch Ausdehnung und Kühlung der aufsteigenden Luft bestimmt. Aber auch Strahlungskühlung durch den Wasserdampf hat Einfluß auf den vertikalen Temperaturverlauf. In Abbildung 2 sind höhenabhängige Kühlungsraten für mittlere Breiten

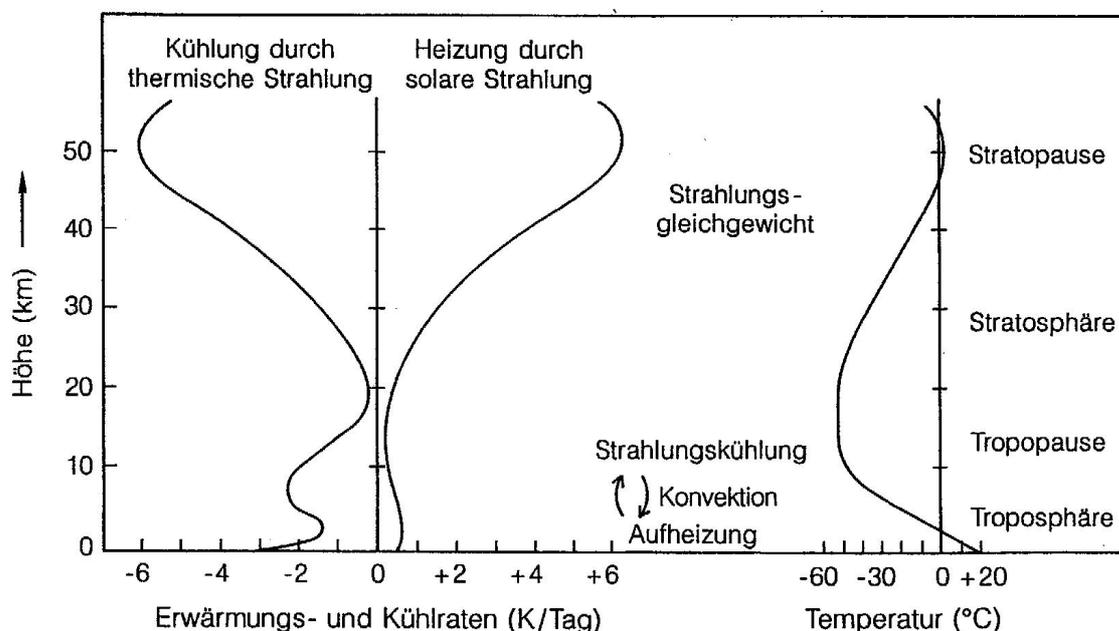


Abbildung 2: Erwärmungs- und Kühlungsraten durch Strahlung (links) und typisches Temperaturprofil (rechts) in der Troposphäre und Stratosphäre für mittlere Breiten (aus ROEDEL, 1994).

gezeigt. Ein relatives Maximum der Kühlung troposphärischer Luftschichten befindet sich bei 8 km Höhe. Diese Kühlung kommt durch den Wasserdampf zustande, der Infrarotstrahlung besonders gut absorbiert. In den bodennahen Höhenschichten wird von H_2O emittierte Infrarotstrahlung wegen des hohen Wasserdampfgehaltes (siehe Abbildung 1) nach kurzer Wegstrecke wieder absorbiert. In 8km Höhe sind die darüberliegenden Wasserdampfmengen so gering, daß die emittierte Energie in den Weltraum abgestrahlt werden kann und so diese Schichten kühlt. In den Tropen sind höhere Temperaturen an der Erdoberfläche vorhanden, sodaß der Wasserdampf durch Konvektion in größere Höhen transportiert wird. Zudem befindet sich das Temperaturminimum in den Tropen in größeren Höhen (16 – 18 km) und ist kälter als in mittleren und polaren Breiten. Quantitativ ist die Lage und die Temperatur der Tropopause aber noch nicht gut verstanden (siehe z.B. MAHLMAN, 1997; HAYNES et al., 2001).

Der Anstieg der Temperatur in der Stratosphäre kommt im wesentlichen durch die zunehmende Absorption kurzwelliger und ultravioletter Strahlung durch Ozon und molekularen Sauerstoff zustande. Da der stratosphärische Temperaturgradient ein schnelles vertikales Umverteilen von Luftpaketen nicht mehr zuläßt, ist das stratosphärische Temperaturprofil hauptsächlich durch Strahlungsemission und -absorption bestimmt.

Die genaue Festlegung der Tropopause ist keineswegs trivial. Die klassische Definition legt einen Grenzwert für den vertikalen Temperaturgradienten fest und benutzt somit die statische Stabilität als Unterscheidungsmerkmal. Diese Festlegung wird als thermische Tropopause bezeichnet. Nach der Definition, die von der WMO (1986) empfohlen wurde, befindet sich die thermische Tropopause bei der untersten Höhe, in der der Temperaturgradient über einen Höhenbereich von 2 km größer ist als -2 K/km .

Eine zweite, für mittlere Breiten geeignete Definition verwendet die sogenannte „potentielle Vorticity“ (PV). Die potentielle Vorticity ist ein Maß für die Wirbelstärke horizontaler Strömungen und stellt bei reibungsfreier, adiabatischer Bewegung eine Erhaltungsgröße dar. Die stratosphärischen Werte der potentiellen Vorticity liegen ein bis zwei Größenordnungen über den troposphärischen Werten (siehe Abbildung 3). Der PV-Grenzwert, der die „dynamische Tropopause“ definiert, wird empirisch festgelegt. In der Literatur schwanken die Angaben für diesen Grenzwert von 1 – 4PVU ($1\text{PVU}=10^{-7}\text{KPa}^{-1}\text{s}^{-1}$). Wie Abbildung 3 zeigt, entspricht dieser Wertebereich in der PV im Mittel einem Höhenbereich von etwa 8 – 12 km.

Neben der thermischen und dynamischen Tropopause gibt es noch weitere Definitionen, die z.B. die Ozonkonzentration (z.B. BETHAN et al., 1996) oder die atmosphärische Diffusivität (HAYNES und SHUCKBURGH, 2000) verwenden. Die Wahl der geeigneten Tropopau-

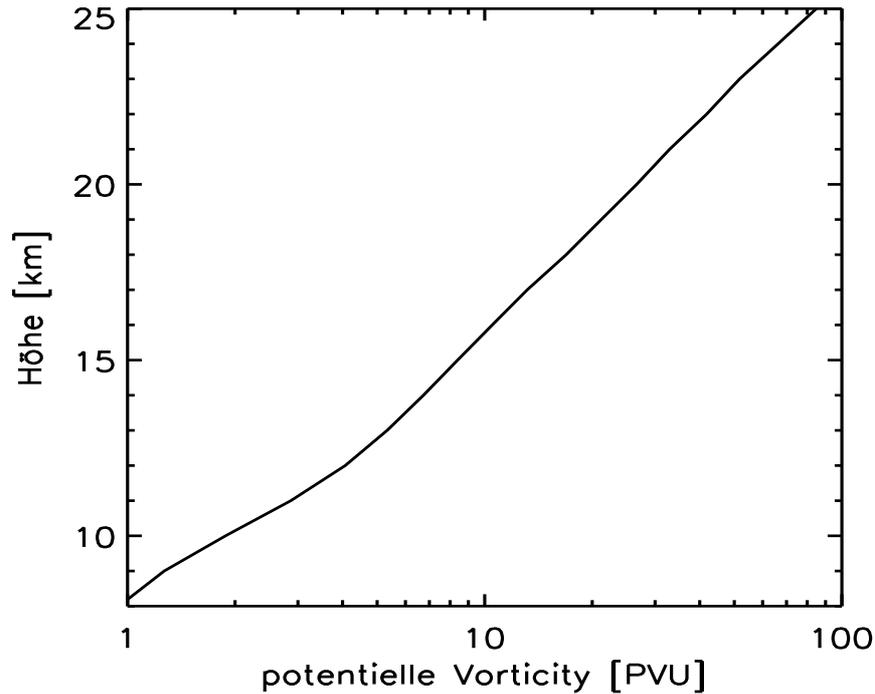


Abbildung 3: Typisches Profil der potentiellen Vorticity für mittlere Breiten (Daten vom „Data Assimilation Office“ (DAO, SCHUBERT et al., 1993)).

sendefinition hängt von der Fragestellung ab, die bei entsprechenden Studien untersucht werden soll. Die unterschiedlichen Definitionen führen nicht notwendigerweise zum selben Ergebnis (siehe z.B. WIRTH, 2000). Neuere Erkenntnisse zeigen, daß die tropische Tropopause keine scharfe Grenze ist (HIGHWOOD und HOSKINS, 1998). Vielmehr deutet sich ein Übergangsbereich zwischen etwa 14 – 19 km an, der als „tropical transition layer“ (TTL) bezeichnet wird (SHERWOOD und DESSLER, 2000). In diesem Übergangsbereich ändern sich die dynamischen und chemischen Eigenschaften nach und nach von troposphärisch geprägten zu stratosphärisch geprägten. Aktuelle Studien beschäftigen sich beispielsweise mit dem Einfluß der Konvektion auf die TTL (DESSLER, 2002). Auch in mittleren Breiten zeigt sich kein sprunghafter Übergang von der Troposphäre zur Stratosphäre. Mittels Messungen von O_3 und CO wurden Mischungsschichten in der untersten Stratosphäre (s.u.) identifiziert (z.B. LELIEVELD et al., 1997; HOOR et al., 2002).

Eine Einteilung der Atmosphäre im Höhenbereich vom Erdboden bis knapp über 20 km ist in Abbildung 4 zu sehen. Die mittlere klimatologische Lage der dynamischen Tropopause mit einem Grenzwert von 2PVU ist dort im Höhen-Breiten-Querschnitt dargestellt. Sie ist als dicke durchgezogene Linie eingezeichnet, die in den Tropen in einer Höhe von etwa 15 km und in höheren Breiten bei 7 km liegt. Auf der rechten Seite ist die geometri-

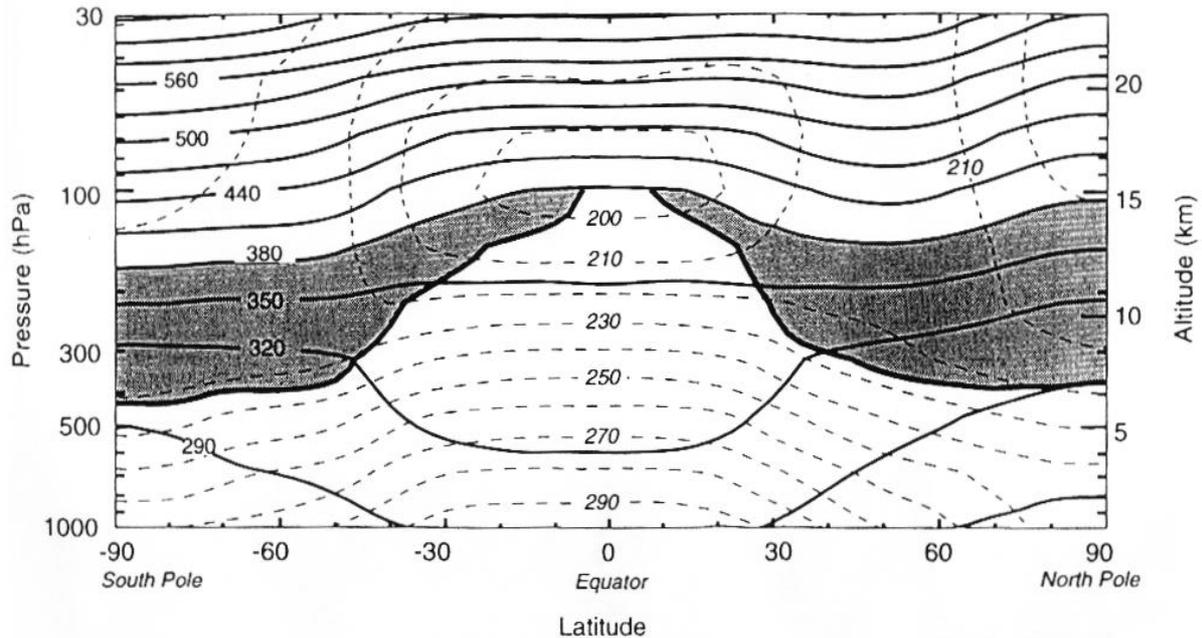


Abbildung 4: Höhen-Breiten-Querschnitt der Temperatur (gestrichelte Linien) und der potentiellen Temperatur (durchgezogene Linien). Die dicke durchgezogene Linie kennzeichnet die dynamische Tropopause (2 PVU Konturlinie). Grau unterlegt ist der Bereich der untersten Stratosphäre. Nähere Erläuterungen siehe Text. (aus HOLTON et al., 1995)

sche Höhenskala angegeben. Nach der barometrischen Höhenformel $p(z) = p_0 \exp(-z/H)$ hängt der Druck $p(z)$ exponentiell von der Höhe z ab (p_0 Bodendruck). Dabei ist eine höhenunabhängige Skalenhöhe H angenommen, die einen Wert von etwa 7 km besitzt. Deshalb läßt sich anstatt der geometrischen Höhe z auch der Druck als Höhenskala verwenden, der auf der linken Seite in Abbildung 4 im logarithmischen Maßstab aufgetragen ist.

Die durchgezogenen Linien in Abbildung 4 kennzeichnen Linien gleicher potentieller Temperatur. Die potentielle Temperatur ist die Temperatur, die ein Luftpaket haben würde, wenn es von seiner Ausgangshöhe z adiabatisch, d.h. ohne Energieaustausch mit der Umgebung, auf Bodenhöhe gebracht wird. Dabei wird das Luftpaket aufgrund des höheren Drucks am Erdboden durch Kompression erwärmt. Das bedeutet also, daß adiabatische Prozesse auf Flächen gleicher potentieller Temperatur ablaufen. Diese sind auch gleichzeitig Flächen mit gleicher Entropie (Isentropen). Die potentielle Temperatur $\theta(z)$ in der Höhe z wird über folgende Formel bestimmt

$$\theta(z) = \left(\frac{p_0}{p(z)} \right)^{0,286} T(z) \quad (1)$$

wobei $p_0 = 1013hPa$ der Normaldruck am Erdboden ist und $p(z)$ bzw. $T(z)$ der Druck bzw. die Temperatur in der Höhe z sind. Ebenso wie der Druck kann auch die potentielle Temperatur als alternative Höhenskala zur geometrischen Höhe verwendet werden. Dies ist insbesondere dann sinnvoll, wenn adiabatische Prozesse untersucht werden sollen.

Über die Linien gleicher potentieller Temperatur, die gleichzeitig Isentropen sind, wird in Abbildung 4 eine detailliertere Unterteilung des Grenzbereiches zwischen Stratosphäre und Troposphäre vorgenommen. Für den Bereich der Atmosphäre, bei dem die Isentropen vollständig in der Troposphäre liegen, prägte HOSKINS (1991) den Begriff „underworld“. Den Bereich der Atmosphäre, in dem die Isentropen die Tropopause schneiden, bezeichnet er „middleworld“, und den Atmosphärenbereich, bei dem die Isentropen nur in der Stratosphäre verlaufen, nennt er „overworld“. Die untere Grenze der „overworld“ liegt bei etwa 380K (mittlere potentielle Temperatur der tropischen Tropopause) und die obere Grenze der „underworld“ bei etwa 300K. Die „middleworld“ besteht aus einem stratosphärischen und einem troposphärischen Teil. Zwischen diesen beiden Teilen ist ein Austausch von Luftmassen durch adiabatische Prozesse möglich, da die Isentropen die Tropopause schneiden. Für den stratosphärischen Teil der „middleworld“ prägte HOLTON et al. (1995) den Begriff „lowermost stratosphere“ (unterste Stratosphäre). Dieser ist in Abbildung 4 grau unterlegt. Luftmassen aus der „overworld“ können nur durch diabatisches Abkühlen in die Troposphäre gelangen. Umgekehrt gilt entsprechendes auch für Luftmassentransporte von der „underworld“ in die Stratosphäre, die meist diabatische Erwärmung erfordern.

2.2 Transporte in der Tropopausenregion

Troposphäre und Stratosphäre sollten nicht getrennt voneinander betrachtet werden, denn diese Atmosphärenbereiche sind durch Luftmassentransporte in beiden Richtungen miteinander verbunden. Die dynamischen und chemischen Eigenschaften beider Regionen sind sehr unterschiedlich. Der Austausch zwischen Troposphäre und Stratosphäre hat deshalb starke gegenseitige Beeinflussung zur Folge. Beim Transport von Luftmassen von der Troposphäre in die Stratosphäre können am Erdboden erzeugte Schadstoffe durch Konvektion in die Stratosphäre gelangen und für den dortigen Ozon-Abbau mitverantwortlich sein. In umgekehrter Richtung können stratosphärische Emissionen von Schadstoffen aus Flugzeugabgasen in die Troposphäre transportiert werden. Dort besitzen sie durch Auswaschung eine viel geringere Aufenthaltsdauer als in der Stratosphäre. Solche Prozesse haben deshalb eine reinigende Wirkung für die Stratosphäre. Auf der anderen Seite wird dabei aber auch ozonreiche Luft in die Troposphäre transportiert. Nach STOHL et al. (2001) ist dies eine wichtige Quelle für Ozon in der Troposphäre, wobei die Analy-

se andeutet, daß photochemische Bildung von Ozon in der Troposphäre gegenüber dem Austausch zwischen Troposphäre und Stratosphäre wichtiger ist.

Das einfachste Modell des Stratosphären-Troposphären-Austauschs ist die seit langem bekannte Brewer-Dobson-Zirkulation, die den großskaligen mittleren meridionalen Luftmassentransport beschreibt. Sie besteht aus einem aufsteigenden Ast in niedrigen Breiten, der durch hochreichende tropische Konvektion gespeist wird. Die Luft wird dabei durch die niedrigen Temperaturen an der tropischen Tropopause durch „Gefrier-Trocknung“ (die Luft erreicht den Sättigungsdampfdruck bzgl. Eis) dehydriert, und dies erklärt qualitativ die geringen Wasserdampf-Konzentrationen in der Stratosphäre. Die Luft wird in der Stratosphäre polwärts transportiert und gelangt in einem absteigenden Ast in mittleren und hohen Breiten durch Strahlungsabkühlung wieder in die Troposphäre.

Da in der gesamten Stratosphäre H_2O -Mischungsverhältnisse von nur 3 – 5 ppmv beobachtet werden, impliziert dieses Bild, daß nahezu die gesamte Luft der Stratosphäre ursprünglich durch die tropische Tropopause transportiert worden ist. Diese wirkt demnach wie eine „Kühlfalle“ für die feuchte Luft aus der Troposphäre. Die genauen Prozesse, die dazu führen, daß die Stratosphäre so trocken ist wie beobachtet, sind aber bis heute umstritten (z.B. SHERWOOD und DESSLER, 2000). Daß der Wasserdampfgehalt in der Stratosphäre durch die niedrigen Temperaturen an der tropischen Tropopause bestimmt wird, wurde eindrucksvoll durch Satellitenmessungen bestätigt (MOTE et al., 1996). Da die Temperaturen dort einen Jahresgang aufweisen (mit den tiefsten Werten im Nordwinter), erwartet man entsprechende Variationen auch im Wasserdampfgehalt oberhalb der tropischen Tropopause. Auf diese Weise wird der Jahresgang des Wasserdampfes oberhalb der tropischen Tropopause „aufgezeichnet“, sodaß dieser Effekt von MOTE et al. (1996) „tape recorder effect“ (Bandaufzeichnung) genannt wird.

In Abbildung 5 werden nach HOLTON et al. (1995) die wichtigsten dynamischen Aspekte des Stratosphären-Troposphären-Austauschs zusammengefaßt. Wie in Abbildung 4 ist die klimatologische Lage der dynamischen Tropopause als dicke durchgezogene Linie dargestellt und die unterste Stratosphäre dunkelgrau unterlegt. Die diabatischen Auf- und Abwärtstransporte sind in Abbildung 5 durch die breiten vertikalen Pfeile gekennzeichnet. Die hellgrau schraffierte Region deutet den Bereich in der „overworld“ an, der nach HOLTON et al. (1995) für die Brewer-Dobson-Zirkulation verantwortlich ist. Dabei tragen Wellen außerhalb der Tropen zum Antrieb dieser Zirkulation bei, wobei sie wie eine Pumpe wirken („extratropical pump“). In dieser Betrachtungsweise handelt es sich um eine nach unten gerichtete Beeinflussung, die von HAYNES et al. (1991) als „downward control“ bezeichnet wurde.

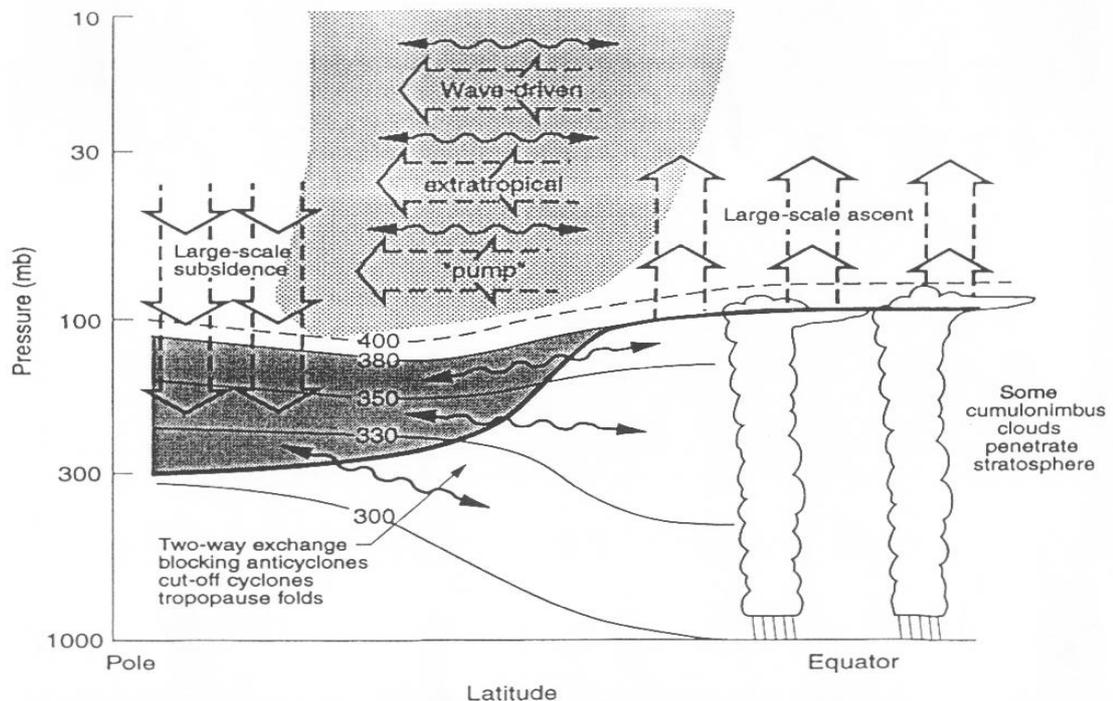


Abbildung 5: Dynamische Aspekte des Stratosphären-Troposphären-Austauschs. Die Tropopause ist als dicke durchgezogene Kurve dargestellt. Dünne durchgezogene Kurven kennzeichnen die Isentropen. Die breiten, vertikalen Pfeile stehen für großskalige, diabatische Auf- und Abwärts Transporte. Die gewellten Pfeile stellen den adiabatischen Austausch mit der untersten Stratosphäre (dunkelgrau unterlegte Fläche) dar (aus HOLTON et al., 1995).

Bei Austauschprozessen zwischen Troposphäre und Stratosphäre ist es sinnvoll, adiabatische Prozesse, die entlang isentroper Flächen verlaufen, und diabatische Prozesse, die senkrecht zu Isentropen verlaufen, zu unterscheiden. Ebenso ist es wichtig, die betrachteten Zeitskalen zu unterscheiden. Es muss klar sein, ob man langzeitige Transporte über Monate oder Jahre meint, oder ob man sich eher auf kurzzeitige Ereignisse bezieht, die sich innerhalb von mehreren Stunden oder Tagen abspielen. Die diabatischen Transporte der Brewer-Dobson-Zirkulation sind Transporte, die sich über lange Zeiträume abspielen. Für die Betrachtung des Stratosphären-Troposphären-Austauschs aus globaler Sicht kommt es nach HOLTON et al. (1995) nicht auf die Kenntnis des Austausches durch einzelne Ereignisse in der Tropopausenregion an. Solche kurzzeitigen Prozesse, die in Abbildung 5 als gewellte Doppelpfeile dargestellt sind, finden in der „middleworld“ statt, in der adiabatischer Austausch möglich ist. Wie die Doppelpfeile für diese Prozesse andeuten, ist der Austausch in beiden Richtungen möglich. In mittleren Breiten gehören zu solchen Prozes-

sen Tropopausenfaltungen (ELBERN et al., 1997), Kaltlufttropfen (PRICE und VAUGHAN, 1992) und Streamer (APPENZELLER et al., 1996).

Abbildung 4 gibt den klimatologischen Mittelwert der (dynamischen) Tropopause wieder. Zu einem gegebenen Zeitpunkt weist aber die beobachtete Lage der Tropopause eine hohe räumliche Variabilität auf (siehe z.B. Abbildung 2 in KOWOL-SANTEN et al., 2000). Bei Tropopausenfaltungen wird z.B. stratosphärische Luft in die Troposphäre „hineingedrückt“, wodurch sich auch die Tropopause entsprechend verformt. Es kann passieren, daß sich solche Verformungen wieder zurückbilden, ohne daß ein Netto-Transport von der Stratosphäre in die Troposphäre stattfindet. Um irreversiblen Transport von der Stratosphäre in die Troposphäre zu erreichen, muß die stratosphärische Luft ihre Eigenschaften ändern. Nimmt man die dynamische Tropopause als Grenzdefinition, so muß die potentielle Vorticity der stratosphärischen Luft unterhalb den Wert sinken, den man als Tropopause definiert. Damit kann sie troposphärischer Luft zugeordnet werden. Prozesse, die dies leisten, sind diabatische Temperaturänderungen und Mischung mit Luft niedrigerer PV. Je tiefer stratosphärische Luft in die Troposphäre vordringt und je länger sie dort verweilt, desto größer ist die Wahrscheinlichkeit, daß es zu einem Austausch kommt (WERNLI und BOURQUI, 2002).

Besonders interessant sind Transporte in die extratropische unterste Stratosphäre hinein. Es sind drei alternative Wege möglich: (1) diabatisches Absinken aus der „overworld“, (2) adiabatischer (horizontaler) Transport aus der oberen tropischen Troposphäre in die unterste Stratosphäre und (3) diabatischer Aufwärtstransport aus der Troposphäre in mittleren Breiten. Die beiden ersten Wege wurden bereits beschrieben. Der dritte Weg kann z.B. durch Konvektion ermöglicht werden (z.B. POULIDA et al., 1996). Wasserdampf ist ein nützlicher Indikator für atmosphärische Bewegungen (z.B. APPENZELLER et al., 1996). Messungen von Wasserdampf wurden verwendet, um die Existenz und die Mechanismen für Transporte in die unterste Stratosphäre hinein zu untersuchen. DESSLER et al. (1995) haben in der untersten Stratosphäre Wasserdampf-Konzentrationen von einigen 10 ppmv gefunden, die konsistent mit einer Mischung von Luft aus der „overworld“ und der Troposphäre sind. Das Vorhandensein von erhöhten Wasserdampf-Konzentrationen gegenüber der „overworld“ wird ebenfalls durch Messungen von HINTSA et al. (1998) und OVARLEZ et al. (1999) bestätigt. Dies zeigt, daß Weg (2) oder (3) aktiv sind. Obwohl Weg (3) nicht ausgeschlossen werden kann, wird allgemein Weg (2) als der wahrscheinlichere und effektivere angenommen.

Der Wasserdampfgehalt in der untersten Stratosphäre weist einen ausgeprägten Jahresgang mit einem Maximum im Sommer und einem Minimum im Winter auf (z.B. PAN

et al., 2000; RANDEL et al., 2001). Die Wasserdampf-Transporte durch die extratropische Tropopause beeinflussen die unterste Stratosphäre somit insbesondere im Sommer. Analysen von PAN et al. (2000) ergeben, daß die Mittelwerte und die Amplituden der jahreszeitlichen Variation von der Tropopause ausgehend in die Stratosphäre hinein geringer werden. Zudem gibt es eine hemisphärische Asymmetrie. Die unterste Stratosphäre in der Nordhemisphäre ist dabei im Jahresmittel feuchter als die unterste Stratosphäre in der Südhemisphäre (z.B. ROSENLOF et al., 1997; PAN et al., 2000).

Die Transporte in die unterste Stratosphäre wurden ferner mit Modellen studiert. Die Asymmetrie wird auch hier sichtbar und ist ein Hinweis auf erhöhten Stratosphären-Troposphären-austausch in den Extratropen der Sommerhemisphäre, wie von CHEN (1995) und GETTELMAN et al. (2000) simuliert bzw. von DETHOF (2000) aus meteorologischen Analysen abgeschätzt. DETHOF et al. (1999) haben einen Mechanismus für die Nordhemisphäre im Sommer identifiziert, der für einen signifikanten Transport von feuchter Luft in die untere Stratosphäre sorgt und der mit dem asiatischen Sommer-Monsun verbunden ist. Das Fehlen eines solch starken Monsun-Systems auf der Südhemisphäre im Sommer erklärt die hemisphärische Asymmetrie.

3 Das CRISTA-Experiment

3.1 Beschreibung des Instrumentes

Das CRISTA Satelliten-Experiment (OFFERMANN et al., 1999) wurde an der Bergischen Universität-Gesamthochschule Wuppertal entwickelt, um die Erdatmosphäre global mit hoher räumlicher Auflösung in drei Dimensionen zu vermessen. Das CRISTA-Gerät wurde mit dem Space-Shuttle der NASA in eine Erdumlaufbahn mit einer Höhe von etwa 300 km und einer Inklination von 57° gebracht und dort ausgesetzt. Nach einer Freiflugphase von gut einer Woche wurde CRISTA wieder eingefangen und zur Erde zurückgebracht. CRISTA wurde auf zwei erfolgreichen Missionen eingesetzt: Im November 1994 (CRISTA-1) und im August 1997 (CRISTA-2). Das CRISTA-Gerät war während beider Missionen in das wiederverwendbare Trägersystem ASTRO-SPAS der Firma DASA eingebaut. Die wichtigsten Aufgaben dieses Trägersystems war die Bereitstellung der Energieversorgung, Ausrichtung des CRISTA-Geräts, und die Aufzeichnung der gemessenen Daten.

Um eine gegenüber herkömmlichen Satellitenexperimenten verbesserte horizontale Auflösung zu erreichen, vermisst CRISTA mit drei Teleskopen gleichzeitig drei Blickrichtungen (siehe Abbildung 6). Diese sind jeweils um 18° versetzt, sodaß die Lücken

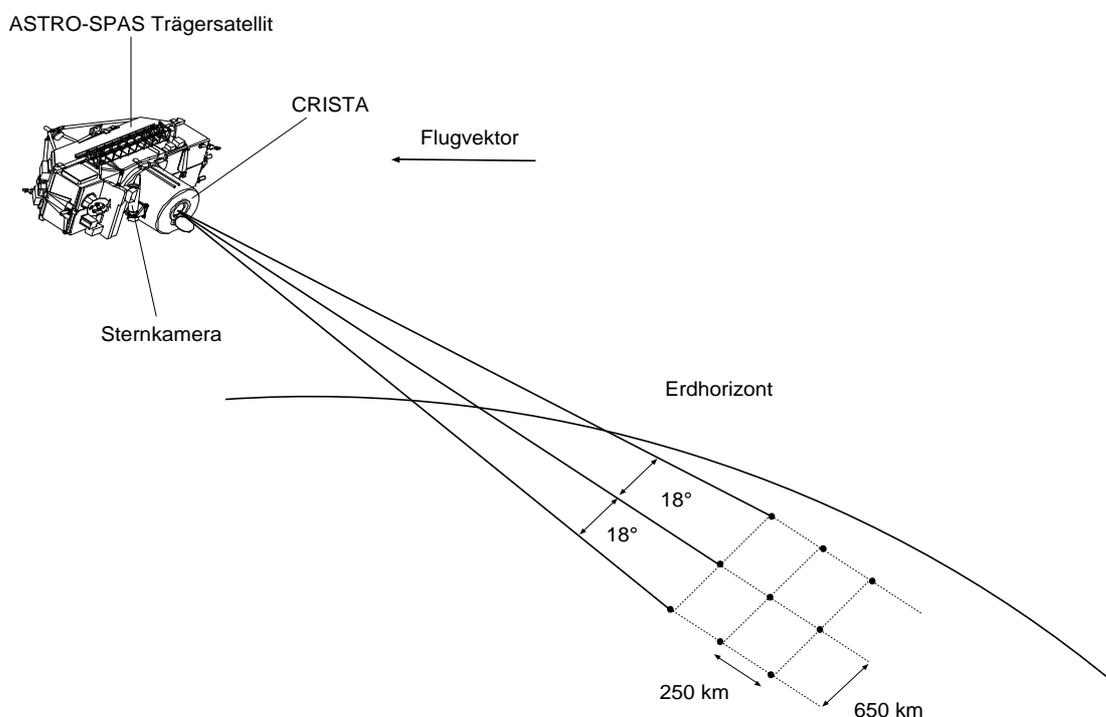


Abbildung 6: CRISTA-Messgeometrie

zwischen aufeinanderfolgenden Erdumläufen (Orbits) gegenüber der Abtastung mit nur einer Blickrichtung optimal ausgefüllt werden. Jedes Teleskop enthält ein Gitterspektrometer für den Wellenlängenbereich $4 - 14 \mu\text{m}$ („kurzwelliges Spektrometer“). Das mittlere Teleskop enthält zusätzlich ein Gitterspektrometer für den Wellenlängenbereich $14 - 71 \mu\text{m}$ (CRISTA-1) bzw. $9 - 71 \mu\text{m}$ (CRISTA-2) („langwelliges Spektrometer“). Um ein Spektrum zu durchfahren, werden die Gitter gedreht. Ändert sich dabei die Wellenlänge der vermessenen Strahlung von kleinen zu großen Werten, wird die Messung als „Vorwärts-Spektrum“, in umgekehrter Richtung als „Rückwärts-Spektrum“ bezeichnet.

Die Wellenlängenbereiche der Spektrometer wurden in bis zu acht Kanäle unterteilt, die benachbarte bzw. auch überlappende Wellenlängenbereiche überdecken. Zu jedem Kanal gehört ein Detektor, sodaß die Spektren der einzelnen Kanäle gleichzeitig aufgenommen werden. Die Abtastung des gesamten Wellenlängenbereichs dauert etwa eine Sekunde. Diese hohe Meßgeschwindigkeit wird durch die Heliumkühlung des Gerätes ermöglicht, welche die Detektoren der kurzwelligen Spektrometer auf Temperaturen von 13 K und die der langwelligen unterhalb von 4 K hält (TRANT, 1993). Bei CRISTA-2 wurden die Detektoren des zentralen kurzwelligen Spektrometers ebenfalls auf Temperaturen $< 4 \text{ K}$ gekühlt (GROSSMANN, 2002).

CRISTA mißt Emissionen atmosphärischer Spurengase und kann somit Messungen während Tag und Nacht vornehmen. Die aus der Atmosphäre einfallende Strahlung erreicht in jedem Teleskop als erstes optisches Element einen vertikal schwenkbaren Primärspiegel. Durch stufenweise Einstellung dieser Spiegel auf unterschiedliche Höhen in der Atmosphäre wird ein Höhenprofil gemessen. Das optische System von CRISTA fokussiert den einfallenden Strahl auf die Eintrittsspalte der jeweiligen Spektrometer. Dabei sorgt ein Blendensystem für eine effektive Streulichtunterdrückung (BARTHOL, 1994).

Das Gesichtsfeld der Teleskope ist der Winkelbereich, aus dem CRISTA Strahlung aus der Atmosphäre erhält. Wegen des starken Vertikalgradienten des Wasserdampfes in der oberen Troposphäre (vgl. Abbildung 1) ist besonders das vertikale Gesichtsfeld von Bedeutung. Dieses besitzt in guter Näherung eine gaußförmige Höhenverteilung mit einer Breite von etwa 1,5 km (volle $1/e$ -Breite) (BARTHOL, 1994).

3.2 Meßprinzip

Das von CRISTA angewandte Meßprinzip ist das Verfahren der Horizontsondierung (siehe Abbildung 7). Dabei „blickt“ CRISTA über den Erdhorizont hinweg. In Abbildung 7 sind drei nummerierte Linien gezeigt, die Messungen in drei verschiedenen Höhen kennzeichnen. Diese Linien geben die Blickrichtung von CRISTA an und werden auch Sehstrahlen

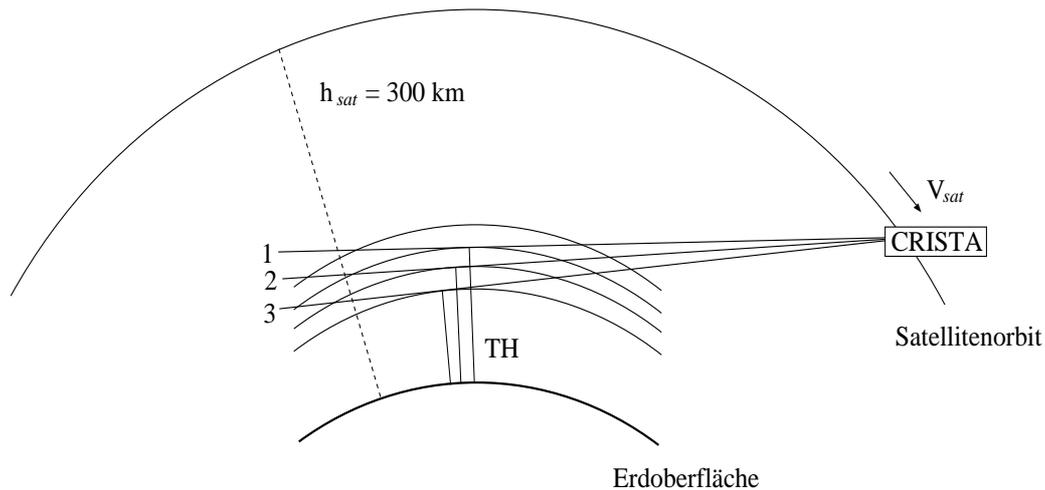


Abbildung 7: Prinzip der Horizontsondierung. CRISTA „blickt“ von der Erdumlaufbahn (Höhe: 300 km) über den Erdhorizont hinweg. Die nummerierten Sehstrahlen kennzeichnen Messungen in drei verschiedenen Tangentialhöhen (TH), die nacheinander von oben nach unten durchfahren werden. (Skizze nicht maßstabsgetreu)

genannt. CRISTA mißt jeweils die Strahlung, die entlang des gesamten Sehstrahls emittiert wird.

Den kürzesten Abstand zwischen Sehstrahl und Erdoberfläche bezeichnet man als Tangentialhöhe, den entsprechenden Ort als Tangentialpunkt. Bei einer Tangentialhöhe von 30 km hat CRISTA einen Abstand von etwa 1800 km zum Tangentialpunkt (SPANG, 1997). Der Höhenschritt, d.h. der Unterschied der Tangentialhöhen zweier aufeinanderfolgender Sehstrahlen, beträgt bei CRISTA-2 typischerweise 2 km. Diese Höhenunterschiede definieren eine Schichteinteilung der Atmosphäre in Kugelschalen, die in Abbildung 7 angedeutet ist. Entsprechend dieser Schichten wird ein Sehstrahl in verschiedene Abschnitte (Segmente) eingeteilt, die jeweils innerhalb einer bestimmten Schicht liegen.

Wie in Abbildung 7 zu sehen, ist das Segment direkt oberhalb eines Tangentialpunkts relativ groß gegenüber den Segmenten aus größeren Höhen. Da zusätzlich die Dichte mit steigender Höhe exponentiell abnimmt, trägt das Segment direkt über dem Tangentialpunkt relativ viel zur gemessenen Strahlungsdichte bei. Nimmt man optisch dünne Verhältnisse, ein infinitesimales Gesichtsfeld sowie vernachlässigbare Gradienten im Mischungsverhältnis des Spurengases an, so kommen etwa 50% der gemessenen Strahlung aus einer 2 km dicken Schicht oberhalb des Tangentialpunkts (RIESE et al., 1999a). Der Vorteil dieses Verfahrens liegt in der guten vertikalen Auflösung, die für die Messung von Wasserdampf

in der oberen Troposphäre besonders wichtig ist.

Gegenüber anderen Satellitenexperimenten besitzt CRISTA eine sehr genaue Höhenzuordnung der Messungen. Diese ist wichtig, da die abgeleiteten Wasserdampf-Konzentrationen aufgrund des starken Vertikalgradienten empfindlich auf Höhenungenauigkeiten reagieren. Dabei wirken sich systematische Höhenversätze auf die Absolutwerte des Wasserdampfes aus. Die Genauigkeit der relativen Abstände zweier Tangentenhöhen ist der führende statistische Fehler der Wasserdampf-Konzentrationen (siehe auch Kapitel 4.4).

Für die Bestimmung des Tangentenpunktes (Abbildung 7) und damit der Tangentenhöhe wird eine Sternkamera verwendet, die die Ausrichtung von CRISTA ermittelt (SPANG, 1997). Die relative Ausrichtung zwischen dem Lagesystem des ASTRO-SPAS und der Blickrichtungen der CRISTA-Teleskope wurde vor und nach den CRISTA-Missionen am Erdboden mit hoher Genauigkeit vermessen (GAST, 1996). Während der Flüge wurden diese Ergebnisse durch eine Kalibrierung am Planeten Mars (CRISTA-1, SPANG, 1997) und am Planeten Jupiter (CRISTA-2, GROSSMANN et al., 2002) überprüft und verbessert.

3.3 Missionsverlauf für CRISTA-2

Gegenüber CRISTA-1 wurden einige Verbesserungen und Erweiterungen des Instrumentes und des Meßverlaufs vorgenommen (GROSSMANN et al., 2002). Erst die Ausdehnung des vermessenen Höhenbereichs zu niedrigeren Höhen bis in die obere Troposphäre hinein hat die vorliegende Arbeit ermöglicht. Die unterste Höhe im sogenannten Stratosphären-Mode („Stratosphere-Mode“) liegt nominell bei 11 km (siehe Anhang A4). Wie Abbildung 4 zeigt, reichen die Messungen in den Tropen deutlich in die Troposphäre hinein. Messungen bis zu dieser Höhe wurden über einen Zeitraum von etwas mehr als vier Tagen vorgenommen. In dieser Periode ist ein Zeitraum von einigen Stunden enthalten, bei dem die Messungen eine nominelle Höhe von 7 km erreicht haben („Stratosphere-Low-Mode“). Eine weitere wesentliche Neuerung bei CRISTA-2 war, daß die außerordentliche Manövrierfähigkeit des ASTRO-SPAS ausgenutzt wurde. Der ASTRO-SPAS läßt sich im Flug horizontal schwenken. Dies wurde benutzt, um den überdeckten Breitenbereich auf $\pm 74^\circ$ auszudehnen: Befindet sich der Satellit an der nördlichsten (südlichsten) Breite, wird CRISTA nach Norden (Süden) ausgerichtet. Die Manövrierfähigkeit wurde zudem für Validierungsmessungen verwendet, um CRISTA auf ausgewählte Orte auszurichten (siehe Abbildung 8). Dadurch wurden orts- und zeitgleiche Messungen mit dem FISH-Experiment ermöglicht, das Wasserdampf-Konzentrationen nahe der Tropopause von einem Flugzeug aus über Zentraleuropa gemessen hat (vgl. Kapitel 5.2). Durch die genaue Ausrichtung von CRISTA auf die Route des Flugzeugs liegen die Messungen räumlich

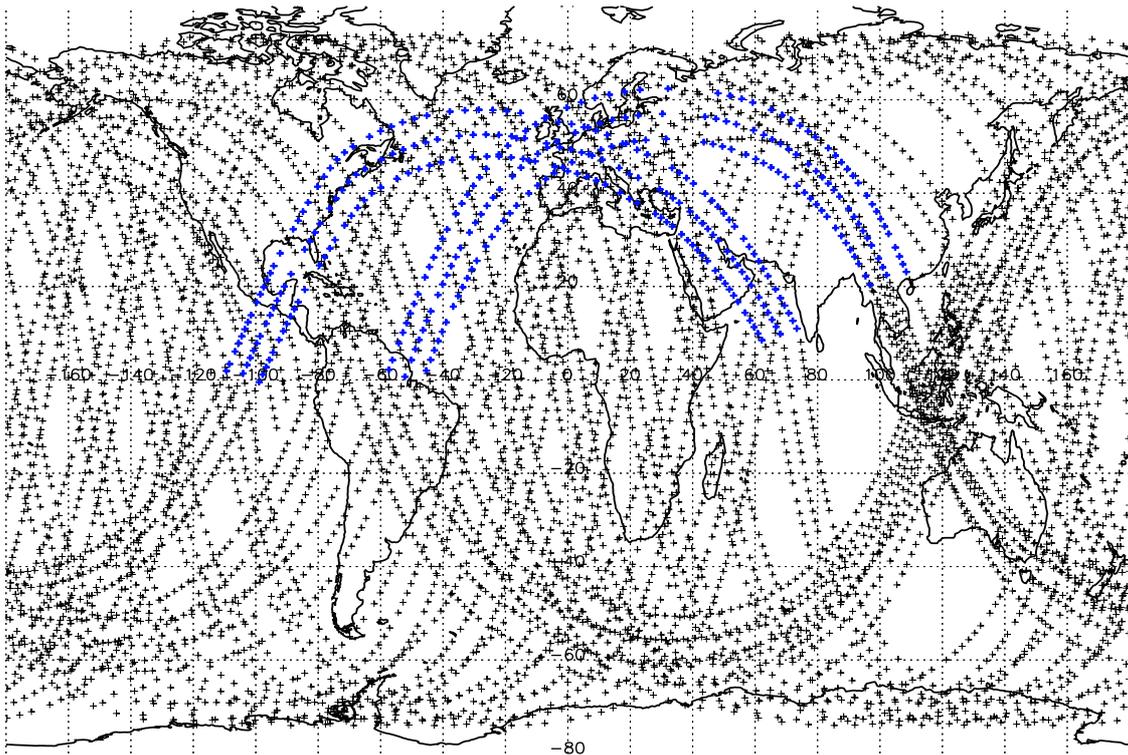


Abbildung 8: Meßüberdeckung eines Tages (10. August 1997). Jedes Kreuz symbolisiert ein gemessenes Höhenprofil. Räumlich besonders dichte Messungen wurden über Indonesien vorgenommen („Hawk-Eye-Mode“). Blau gekennzeichnet sind Überflüge über Zentraleuropa, bei denen das zentrale Teleskop exakt auf die Meßorte von Validierungsmessungen ausgerichtet wurde.

sehr nahe beieinander. Schließlich wurden spezielle Schwenkmanöver ausgeführt, um horizontal die Meßdichte im Bereich von Indonesien stark zu erhöhen. Dabei wurde bei drei direkt aufeinanderfolgenden Erdumläufen der Satellit so gedreht, daß die Messungen nahezu über demselben Gebiet stattfanden („Hawk-Eye-Mode“, siehe Abbildung 8). Indonesien wurde gewählt, weil es an der Erdoberfläche das wärmste Gebiet der Erde ist und deswegen wichtige Einflüsse auf höhere Atmosphärenschichten besitzt.

In Anhang A4 sind kurze Beschreibungen zu den einzelnen Meßmoden von CRISTA aufgeführt. Dort befindet sich auch eine Liste, die die zeitliche Abfolge der Meßmoden angibt. Genauere Beschreibungen zur Missionsplanung sind bei OBERHEIDE (2000) zu finden.

4 Ableitung von Wasserdampf an der Tropopause im mittleren Infrarot

4.1 Allgemeines Verfahren

Das Verfahren, mit dem man aus den gemessenen Strahlungsdichten auf atmosphärische Parameter wie Temperatur und Spurengaskonzentrationen zurückschließt, bezeichnet man als „Retrieval“. Grundlage des Retrievals ist die Beschreibung der Wechselwirkung zwischen Strahlung und Atmosphäre entlang des Sehstrahls durch die Strahlungstransportgleichung. Unter Vernachlässigung von Streuprozessen (im Infrarot möglich) läßt sich diese in folgender Form angeben:

$$I_\nu = \int_0^\infty B_\nu(T(x)) k_\nu(T(x), p(x)) \rho(x) \tau_\nu(T(x), p(x)) dx \quad (2)$$

$$\frac{\partial \tau_\nu(T(x), p(x))}{\partial x} = -k_\nu(T(x), p(x)) \rho(x) \tau_\nu(T(x), p(x)) \quad (3)$$

mit:

ν	Wellenzahl
T	Temperatur
p	Druck
I_ν	Strahlungsdichte am Instrument
$B_\nu(T(x))$	Planckfunktion am Ort x
$k_\nu(T(x), p(x))$	Absorptionsquerschnitt am Ort x
$\rho_\nu(x)$	Teilchendichte am Ort x
$\tau_\nu(T(x), p(x))$	Transmission zwischen Instrument und Ort x auf dem Sehstrahl

Die Integration in Gleichung 2 summiert die Strahlungsdichtebeiträge bei der Wellenzahl ν entlang des Ortes x auf dem Sehstrahl. Die Strahlungsemission der Atmosphäre an jedem Ort ergibt sich aus dem Produkt der Planckfunktion B_ν , des Absorptionsquerschnitts k_ν und der Teilchendichte ρ_ν . Der Anteil, der tatsächlich am Instrument ankommt, hängt von der Transmission τ_ν zwischen Instrument ($x = 0$) und dem betrachteten Ort x ab.

Zur Lösung der Strahlungstransportgleichung werden monochromatische Emissivitäten $\epsilon_\nu = 1 - \tau_\nu$ benötigt, die nach Gleichung 3 im wesentlichen durch monochromatische Absorptionsquerschnitte k_ν gegeben sind. Die genaueste Methode zur Berechnung der Emissivitäten sind sogenannte Linie-für-Linie Methoden (siehe z.B. GORDLEY et al., 1994). Diese Methoden sind allerdings sehr rechenzeitaufwendig. Um die Rechenzeit drastisch

zu reduzieren, wurde die BANDPAK-Bibliothek entwickelt (MARSHALL, 1994), die den Strahlungstransport mit vorausberechneten Emissivitäts-Tabellen löst. Diese basieren auf Linie-für-Linie Rechnungen mit der LINEPAK-Bibliothek (GORDLEY et al., 1994). Die hierzu benötigten Spektrallinien-Parameter werden aus der HITRAN96-Liniensammlung (ROTHMAN et al., 1998) entnommen. Eine detaillierte Beschreibung des Strahlungstransportes bei Horizontsondierung findet sich bei RIESE (1994).

Der zentrale Baustein des Retrievals ist ein Vorwärtsmodell, das die Strahlung zu einem gegebenen Zustand der Atmosphäre berechnet. Die gemessene Strahlung eines Sehstrahls hängt dabei nach Gleichung 2 von den Atmosphärenparametern Druck, Temperatur und Spurengas-Konzentration entlang dieses Sehstrahls ab. Die Strahlung eines Sehstrahls ist also nicht nur durch die Atmosphärenparameter in der Umgebung des Tangentenpunktes bestimmt. Es gehen auch die Atmosphärenparameter aus allen darüberliegenden Höhen ein, wobei die Beiträge aus größer werdenden Höhen aufgrund der exponentiell abnehmenden Dichte immer geringer werden (vgl. auch Abbildung 7). Um Höhenprofile atmosphärischer Parameter abzuleiten, wenden wir das sogenannte „Onion-Peeling“-Verfahren an, bei dem man die Atmosphäre in „Zwiebelschalen“ (Kugelschalen) einteilt. Die für eine Höhe abgeleiteten Parameter werden bei der Bestimmung von Parametern in der darunterliegenden Höhenschicht benutzt. So geht man nacheinander alle gemessenen Höhenschichten von oben nach unten hin durch, wobei es das Ziel ist, durch Anpassen der Spurengas-Konzentrationen Übereinstimmung zwischen gemessenen und simulierten Strahlungsdichten zu erhalten. Diesem Abtragen von Schalen von außen (oben) nach innen – wie beim Zwiebelschalen – verdankt das Verfahren seinen bildhaften Namen. Jedem Spurengas, das abgeleitet werden soll, wird ein geeigneter Wellenlängenbereich zugeordnet. Diese Wellenlängenbereiche können aufgrund der spektralen Überdeckung von CRISTA nachträglich ausgewählt werden. Da im allgemeinen im Wellenlängenbereich eines Gases auch andere Gase emittieren, können die einzelnen Gase nicht unabhängig voneinander bestimmt werden. Deshalb versuchen wir durch ein iteratives Verfahren, die Parameter in der aktuellen Höhe solange zu variieren, bis man Übereinstimmung zwischen gemessenen und simulierten Strahlungsdichten erhält. Näheres zum CRISTA-Retrieval findet sich bei RIESE et al. (1999a).

4.2 Besonderheiten des Wasserdampfretrievals

Zur Ableitung von atmosphärischem Wasserdampf im mittleren Infrarot werden in der Stratosphäre meist die Emissionen im Wellenlängenbereich nahe $6,6 \mu\text{m}$ verwendet (z.B. REMSBERG et al., 1984, HARRIES et al., 1996). Diese Emissionen werden aber bei Höhen

unterhalb von etwa 20 km optisch dicht, sodaß sie sich für die Bestimmung von Wasserdampf in der oberen Troposphäre wenig eignen. Deswegen wurde nach Wellenlängenbereichen mit schwächeren Wasserdampflinien gesucht, die im Tropopausenbereich noch nicht optisch dicht sind. Ein geeigneter Wellenlängenbereich wurde zwischen $12\ \mu\text{m}$ und $13\ \mu\text{m}$ gefunden. Abbildung 9 zeigt gemessene Spektren bei diesen Wellenlängen. Dargestellt sind vier von CRISTA gemessene Spektren eines Höhenprofils in den Tropen. Im unteren Teil des Bildes sind die Positionen der Wasserlinien an den jeweiligen Wellenzahlen als vertikale Linien eingetragen, deren Höhe durch die Linienstärke bestimmt sind. Außer der Signatur bei $792\ \text{cm}^{-1}$ (CO_2) resultieren alle anderen Signaturen aus Wasserdampf-Emissionen, wie man dem unteren Teil des Bildes entnehmen kann. Nur für die unteren drei Höhen in Abbildung 9 sind deutlich aus dem Strahlungshintergrund hervortretende Wasserdampf-Signaturen zu erkennen. Dies liegt daran, daß bei typischen stratosphärischen Mischungsverhältnissen von einigen ppmv die H_2O -Emissionen in diesem Wellenlängenbereich sehr gering (einige Prozente) gegenüber Emissionen von O_3 und CO_2 sind.

Um dies zu verdeutlichen, sind in Abbildung 10 simulierte Spektren mit Einzelbeiträgen

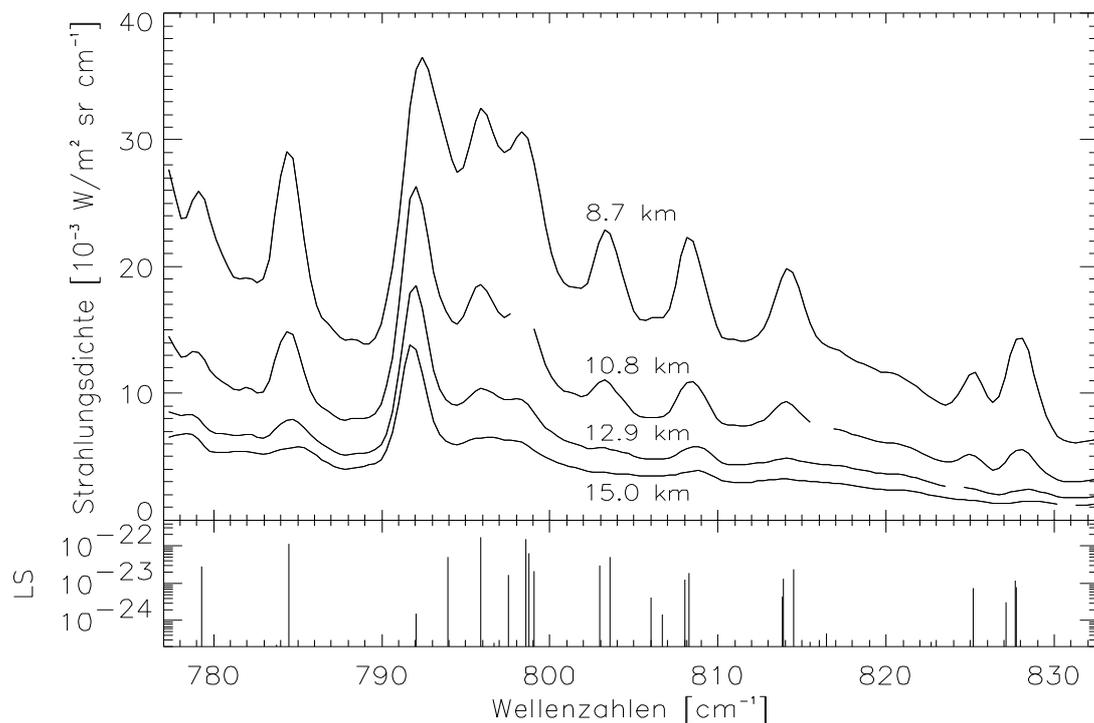


Abbildung 9: Von CRISTA im Tropopausenbereich gemessene Spektren eines Höhenprofils aus den Tropen. Im unteren Teil des Bildes sind die Positionen und Linienstärken (LS, Einheit ist $\text{cm}^2/\text{Molekül cm}$) der einzelnen Spektrallinien aufgetragen (ROTHMAN et al., 1998).

der in diesem Wellenlängenbereich wichtigen Gase zu sehen. Im Spektrum für 15,0 km Höhe liegt das Mischungsverhältnis des Wasserdampfes bei einigen ppmv. Der relative Strahlungsbeitrag durch H₂O in dieser Höhe ist sehr gering. In der Troposphäre steigen die H₂O-Mischungsverhältnisse im Mittel exponentiell an (vgl. Abbildung 1). Dies führt zu stark ansteigenden H₂O-Emissionen in den Spektren für Höhen von 13.0 km, 10.9 km und 8.8 km.

Anhand der Spektren in Abbildung 9 erscheinen mehrere Wellenlängen zur Ableitung von Wasserdampf im Tropopausenbereich geeignet. Vor allem aus zwei Gründen wurde die Signatur nahe 12.7 μm (784cm^{-1}) gewählt: (1) Überlappung mit CCl₄-Emissionen wird vermieden (vgl. Abbildung 10) und (2) der spektrale Kontrast zu überlagerten Hintergrundemissionen ist relativ groß. Punkt (2) ist wichtig, da im Retrieval dieser Kontrast die Qualität der abgeleiteten H₂O-Mischungsverhältnisse bestimmt. Je größer dieser Kontrast ist, desto geringer sind auch die statistischen Fehler (vgl. Kapitel 4.4).

Das Standard-Retrievalverfahren von RIESE et al. (1999a) wird mit dem hier vorgestellten Retrieval nach unten bis in die obere Troposphäre ausgedehnt. In diesen Höhen werden vom Strahlungstransport gegenüber größeren Höhen folgende Punkte wichtiger:

- Der Weg, den die gemessene Strahlung zurücklegt, ist aufgrund der Refraktion gekrümmt, da sich der Brechungsindex entlang dieses Wegs ändert. Die gemessene Strahlung stammt deshalb aus einer niedrigeren Tangentenhöhe, als mit einem geradlinigen Sehstrahl ermittelt. Oberhalb von etwa 20 km ist dieser Unterschied in der Tangentenhöhe kleiner als 100 m und wird für größere Höhen unbedeutend. Für niedrigere Tangentenhöhen wird dieser Unterschied größer und damit wichtiger und beträgt bei 10 km typischerweise 500 – 600 m. Die Refraktion wird durch Verwenden einer entsprechenden Option der BANDPAK/LINEPAK-Bibliothek berücksichtigt (Details siehe GORDLEY et al., 1994).
- Es muß überprüft werden, wie gut die Näherungen, die in BANDPAK gegenüber einer Linie-für-Linie Rechnung gemacht werden, für die interessierenden Höhen sind. Dazu wurden für typische Temperatur- und Spurengasprofile Spektren mittels BANDPAK und LINEPAK berechnet. Ein Vergleich der Rechnungen für den Wellenzahlbereich von etwa 780cm^{-1} bis 830cm^{-1} ist in Abbildung 11 zu sehen. Die Abweichungen im Bereich der verwendeten H₂O-Linie (784cm^{-1}) betragen für die oberen drei Höhen im allgemeinen bis zu drei Prozent, wobei diese für die größeren Höhen geringer werden. Für die unterste Höhe (8,8 km) sind größere Abweichungen zu beobachten.

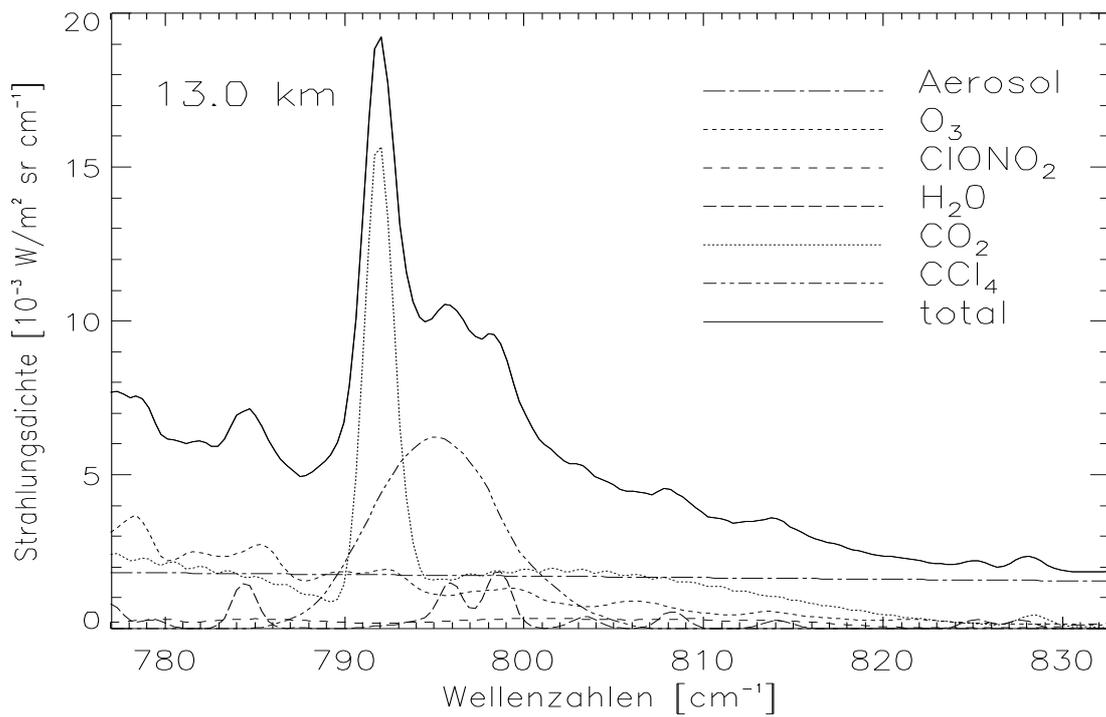
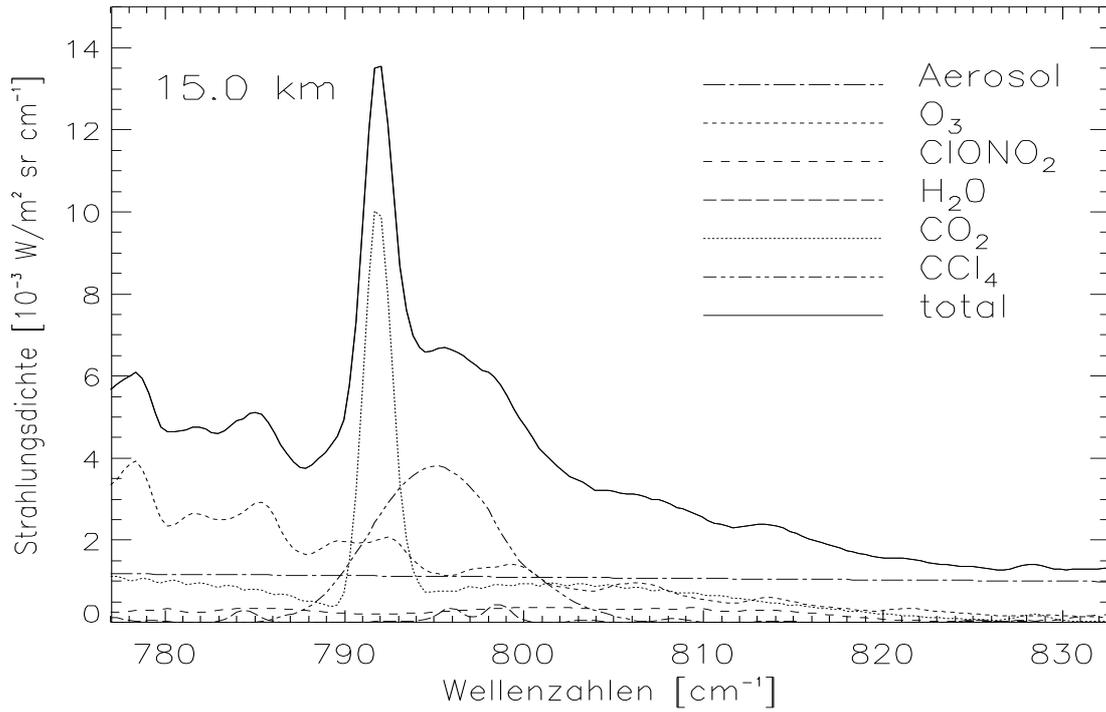


Abbildung 10: Für die Tropen typische simulierte Spektren im Tropopausenbereich für vier Tangentenhöhen. Neben der Gesamtstrahlungsdichte (durchgezogene Linie) sind zusätzlich sind die Einzelbeiträge der berücksichtigten Spurengase dargestellt.

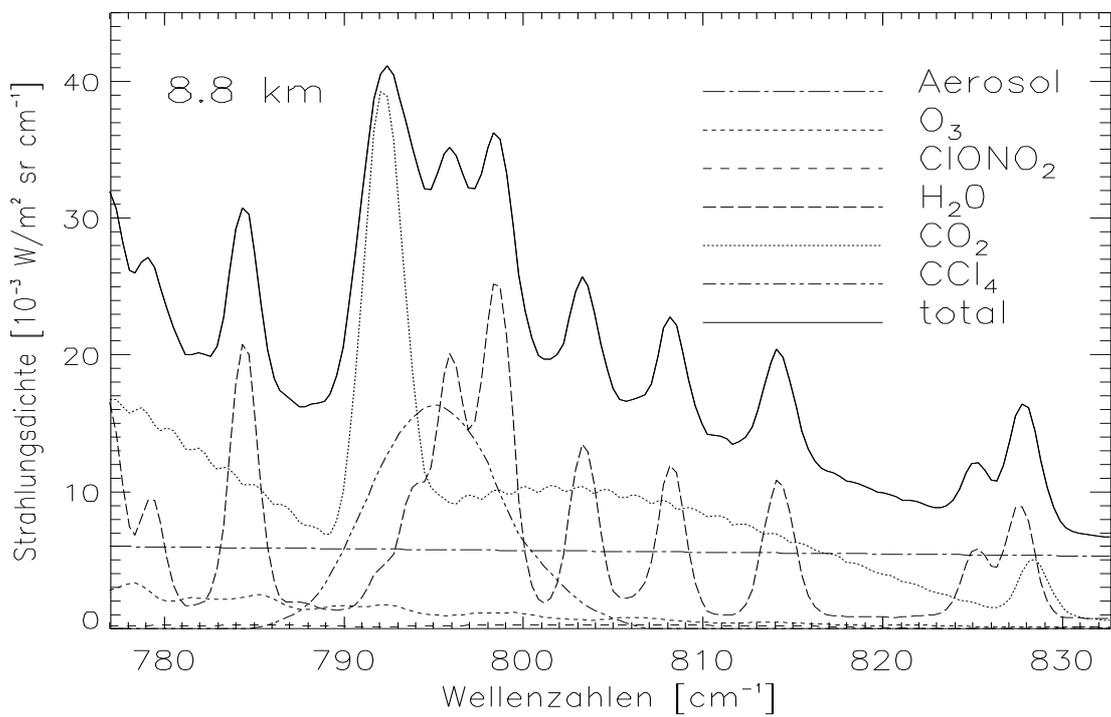
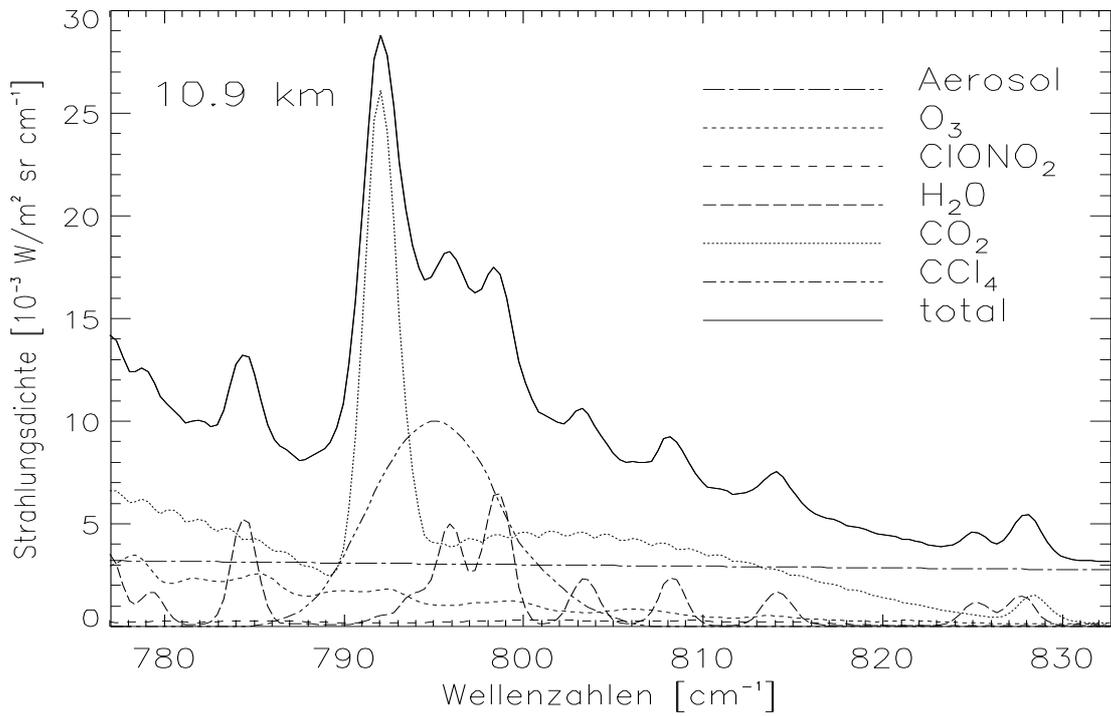


Abbildung 10: Fortsetzung

Der genaue Wellenzahlbereich für das Retrieval von Wasserdampf im Tropopausenbereich reicht von 781.2 cm^{-1} bis 786.4 cm^{-1} . Bei diesen Wellenzahlen sind Emissionen folgender Gase wichtig: CO_2 , O_3 , H_2O , ClONO_2 sowie Aerosol. Für das Retrieval werden alle diese Gase berücksichtigt. Geht man von wolkenfreien Spektren aus, so dominieren in diesem Wellenzahlbereich in Höhen oberhalb von etwa 15 km die Strahlungsbeiträge von Ozon (siehe Abbildung 10). Unterhalb von 15 km werden die Beiträge von CO_2 und H_2O wichtiger. Die Beiträge durch ClONO_2 sind für alle Höhen relativ gering.

Atmosphärentemperatur und -druck sind wesentliche Eingangsgrößen für das Retrieval von Spurengas-Konzentrationen. Da bisher keine zuverlässigen CRISTA-Temperaturen für Höhen unterhalb von 15 km vorliegen, wird auf assimilierte Temperatur- und Druckfelder des „United Kingdom Meteorological Office“ (UKMO) (SWINBANK und O’NEILL, 1994) zurückgegriffen. Diese Daten liegen im zeitlichen Abstand von einem Tag vor und werden räumlich auf die jeweiligen Orte der CRISTA-Messungen interpoliert.

Die Mischungsverhältnisse von O_3 und ClONO_2 werden aus dem CRISTA-2 Standardretrieval entnommen und sind somit bekannt. Das Retrieval dieser Gase ist für CRISTA-1

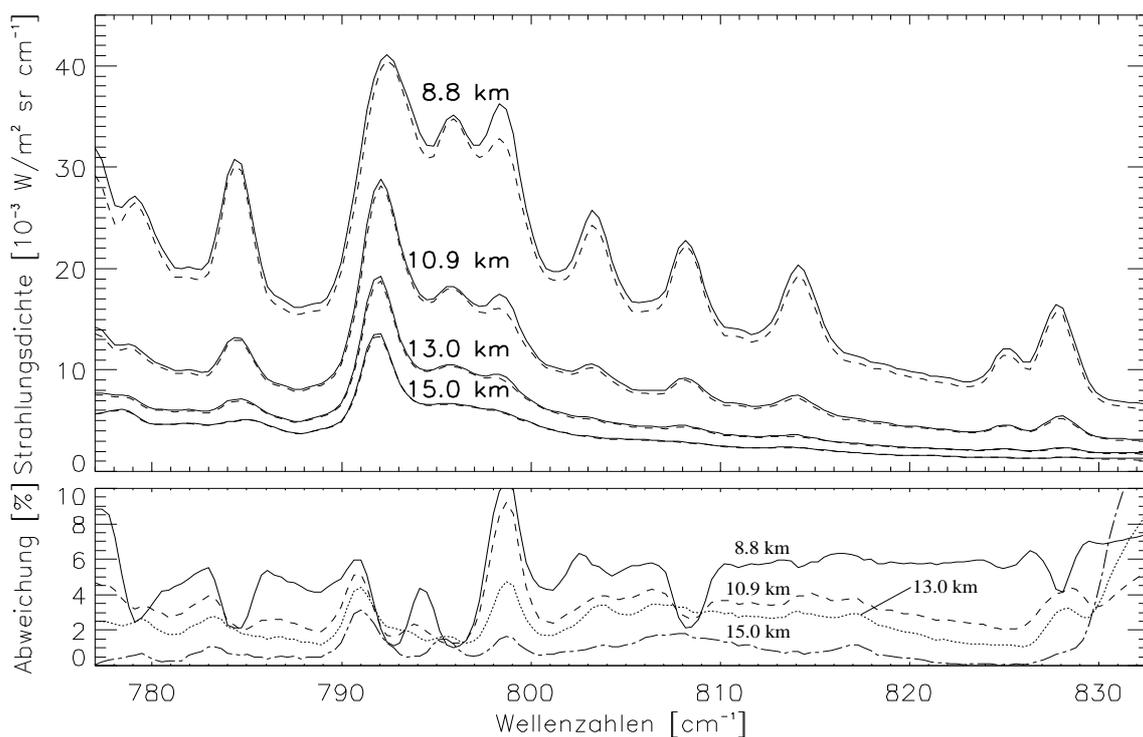


Abbildung 11: Vergleich simulierter Strahlungsdichten mit und ohne Näherungsmethode. Im oberen Bild sind die Ergebnisse der BANDPAK-Bibliothek (gestrichelte Kurve) und der LINEPAK-Bibliothek (durchgezogene Kurve) für verschiedene Tangentenhöhen gezeigt. Im unteren Bild sind die jeweiligen prozentualen Abweichungen aufgetragen.

und CRISTA-2 identisch und wird von RIESE et al. (1999a) beschrieben. Das CO_2 -Mischungsverhältnis ist unterhalb von 75 km aufgrund chemischer Trägheit und der damit bedingten guten Durchmischung räumlich nahezu konstant. Es wird ein Volumenmischungsverhältnis von 350 ppmv angenommen. Zur Ableitung des Wasserdampfes reicht es also, H_2O und Aerosol gleichzeitig so zu variieren, daß Übereinstimmung zwischen Messung und Rechnung erreicht wird. Zur Ableitung des Wasserdampfes wird der Wellenzahlbereich zwischen 784.0 cm^{-1} und 784.7 cm^{-1} , zur Ableitung von Aerosol werden die Bereiche zwischen 781.2 cm^{-1} und 781.9 cm^{-1} sowie 785.7 cm^{-1} und 786.4 cm^{-1} verwendet (siehe Abbildung 12). Damit wird das Aerosol „links“ und „rechts“ neben der H_2O -Signatur ausgewertet, sodaß direkt unter der H_2O -Signatur ein „mittleres“ Aerosol angepaßt wird. Die Wellenzahlbereiche des Aerosols wurden so gewählt, daß H_2O dort so wenig Emissionen wie möglich aufweist. Dies bedeutet im Idealfall, daß das Aerosol unabhängig vom Wasserdampf angepaßt werden kann.

Unterhalb der Tropopause treten häufiger Wolken auf, die die Messungen von CRISTA

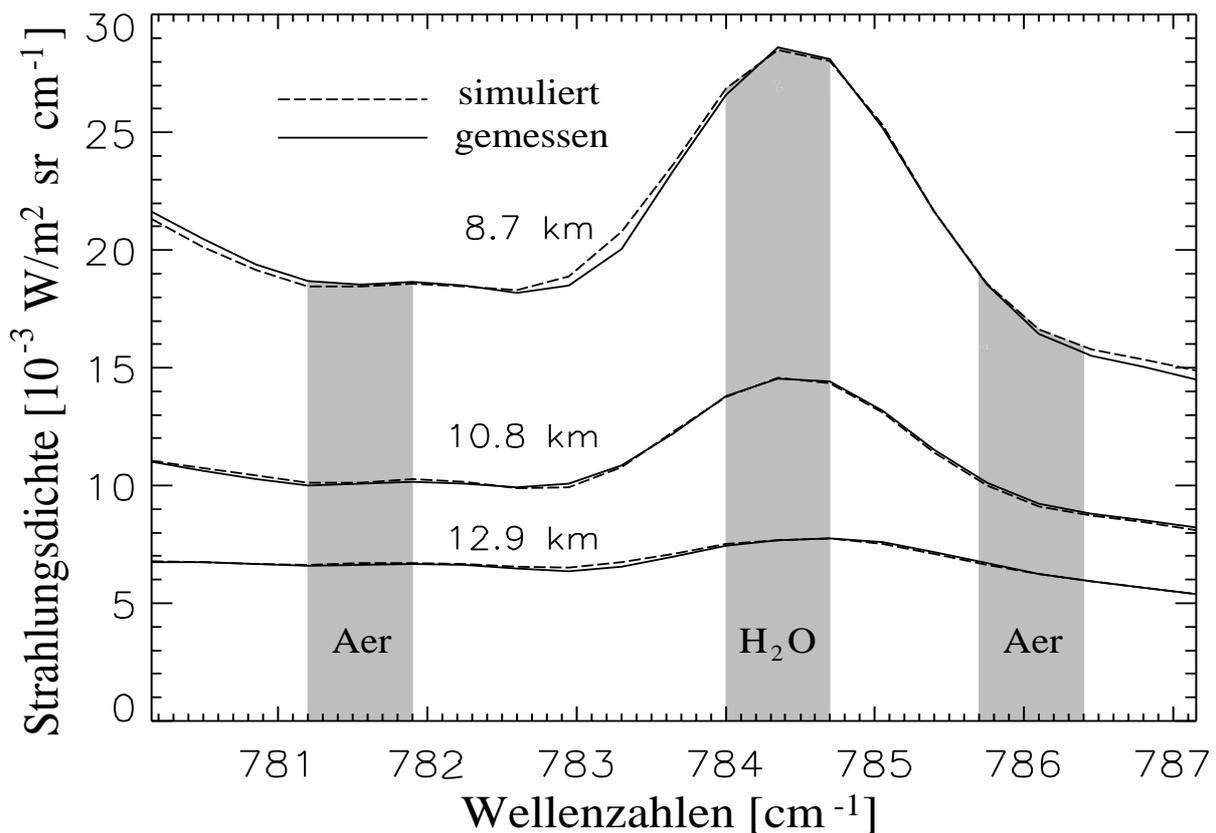


Abbildung 12: Vergleich von gemessenen und simulierten Spektren. Die grau unterlegten Wellenlängenbereiche werden für die Bestimmung von Wasserdampf bzw. Aerosol verwendet.

beeinträchtigen. Wolken führen dazu, daß die gemessenen Spektren keine Signaturen mehr durch das Linienspektrum der Gase aus der Atmosphäre aufweisen. Stattdessen wird ein Schwarz- bzw. Graukörperspektrum beobachtet (siehe Spektrum bei einer Höhe von 8,1 km in Abbildung 13). Da die Signaturen vom kontinuierlichen Spektrum der Wolken überdeckt werden, läßt sich auch kein Retrieval mehr durchführen. In einigen Fällen schaut CRISTA in optisch dünnere Wolken. Dies macht sich im Spektrum durch einen erhöhten Anteil eines kontinuierlichen Spektrums bemerkbar, wobei die Signaturen aber weiterhin sichtbar bleiben (siehe Spektrum bei einer Höhe von 10,0 km in Abbildung 13). Von SPANG et al. (2001) wurde für CRISTA-Messungen ein einfacher Wolkenindikator eingeführt, der gleich dem Verhältnis zwischen der Strahlungsdichte bei 792 cm^{-1} (CO_2 Q-Zweig) und der Strahlungsdichte bei 831 cm^{-1} (Aerosolminimum) ist. Für wolkenfreie Spektren besitzt dieser Indikator Werte im Bereich von 10. Kleine Werte dieses Indikators zeigen eine

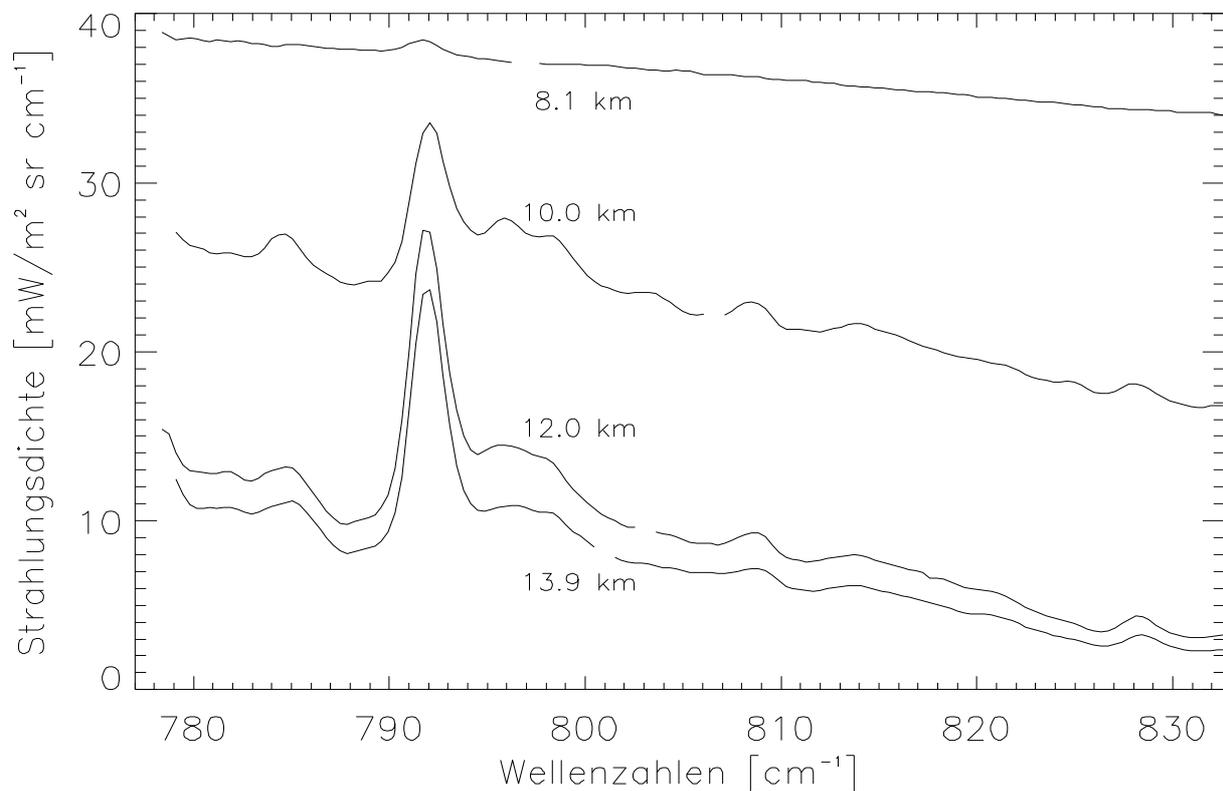


Abbildung 13: Durch Wolken beeinflusste, gemessene Spektren. Die Spektren bei 13,9 km und 12,0 km wurden in wolkenfreien Gebieten gemessen. Erhöhte, kontinuierliche Hintergrundstrahlung ist in den unteren beiden Spektren sichtbar. Bei 10,0 km ist noch deutlich die H_2O -Signatur zu sehen. Das Spektrum in 8,1 km Höhe entspricht nahezu einem Graukörperspektrum.

starke Beeinflussung durch Wolken an und umgekehrt. Dieser Indikator wird verwendet, um die Retrievalergebnisse herauszufiltern, die zu stark durch Wolken beeinflusst werden. Als Grenze wurde der Wert 2,0 gewählt, d.h. zeigt der Indikator einen Wert kleiner als 2,0 an, so werden die Ergebnisse nachträglich aus dem Datensatz entfernt.

Bei der Horizontsondierung (vgl. Kapitel 3.2) wird über ein bestimmtes Volumen gemittelt. Die Größe des Volumens wird auch durch den vertikalen Gradienten des gemessenen Spurengases beeinflusst. Ist dieser so steil wie beim Wasserdampf (siehe Abbildung 1), so wird das Gesichtsfeld in vertikaler Richtung sehr inhomogen ausgeleuchtet und die meiste Strahlung stammt aus dem unteren Drittel des vertikalen Gesichtsfeldes von 1,5 km. Entlang des Sehstrahls wird bei einem solch starken Vertikalgradienten über eine Länge von etwa 150 km die Strahlung aufsummiert. Die horizontale Ausdehnung des Gesichtsfeldes quer zum Sehstrahl beträgt etwa 20 km. Somit besitzt das effektiv vermessene Volumen für den Wasserdampf Ausmaße von $150 \text{ km} \times 20 \text{ km} \times 0,5 \text{ km}$.

Die Nachweisgrenze des H₂O-Retrievals ist durch die Größe des Detektorrauschens bestimmt. Als obere Starthöhe des Retrievals wird 21 km verwendet, da das Retrieval für größere Höhen aufgrund dieses Rauschens instabil läuft. Um die Nachweisgrenze zu bestimmen, wurde der Wert eines mit der Höhe konstanten Mischungsverhältnisses gesucht, bei dem der H₂O-Strahlungsdichtebeitrag so groß ist wie das Rauschen der Strahlungsdichten (es beträgt für Höhen unterhalb von 21 km im Mittel 0,4% bezogen auf die Gesamtstrahlungsdichte). Für ein Signal-zu-Rausch-Verhältnis von eins wurde dabei eine Nachweisgrenze von 0,5 – 1 ppmv ermittelt. Mit dem hier vorgestellten Retrieval lassen sich Mischungsverhältnisse bis zu etwa 1000 ppmv ableiten.

4.3 Strahlungsdichtekorrekturen

An den Strahlungsdichten, die nach der Rohdatenverarbeitung (siehe SPANG, 1997) vorliegen, wurden zwei Korrekturen vorgenommen. Die erste Korrektur betrifft systematische Unterschiede zwischen Spektren mit unterschiedlicher Drehrichtung des Gitters (vgl. Kapitel 3.1). Diese Unterschiede sind wahrscheinlich auch auf nichtlineare Effekte der verwendeten Detektoren zurückzuführen (sogenannte Relaxationen, ERN, 2000) und führen dazu, daß insbesondere bei kleinen Mischungsverhältnissen die abgeleiteten Profile „Zacken“ aufweisen. Dieser Effekt wird durch eine nachträgliche Korrektur reduziert. Eine zweite Korrektur behandelt Effekte, die durch die endliche Ausdehnung des Gesichtsfelds in der vertikalen Richtung zustande kommen. Diese Korrektur ist notwendig, da sich innerhalb des Gesichtsfelds das H₂O-Mischungsverhältnis stark nicht-linear ändert.

Gitterdrehrichtungskorrektur

Wie in Kapitel 4.2 beschrieben, wird beim Retrieval des Wasserdampfes die Konzentration im wesentlichen aus einem Strahlungsdichtebeitrag von H_2O bestimmt, der über einen Strahlungsuntergrund hinausragt (vgl. Abbildung 12). Sollten Instrumenteneffekte vorhanden sein, die die Strahlungsdichte im Bereich der H_2O -Signatur gegenüber den verwendeten Wellenlängenbereichen für Aerosol verändern, hat dies großen Einfluß auf die ermittelten H_2O -Werte.

In den Strahlungsdichtedaten ist ein solcher Effekt zu beobachten, der wahrscheinlich durch Detektorrelaxationen zustande kommt und sich folgendermaßen bemerkbar macht: Berechnet wird zunächst der Mittelwert der Strahlungsdichte des Wellenlängenbereichs für H_2O (I_{H_2O}) und der gemeinsame Mittelwert der Strahlungsdichte der beiden Wellenlängenbereiche für Aerosol (I_{Aer}) (vgl. Abbildung 12). Abbildung 14 zeigt die Größe $\Delta I = I_{H_2O} - I_{Aer}$, aufgetragen gegen I_{Aer} für mehrere hundert Profile des rechten Spektrometers. Dabei sind nur die Werte aus dem Höhenbereich von 16 km bis 20 km dar-

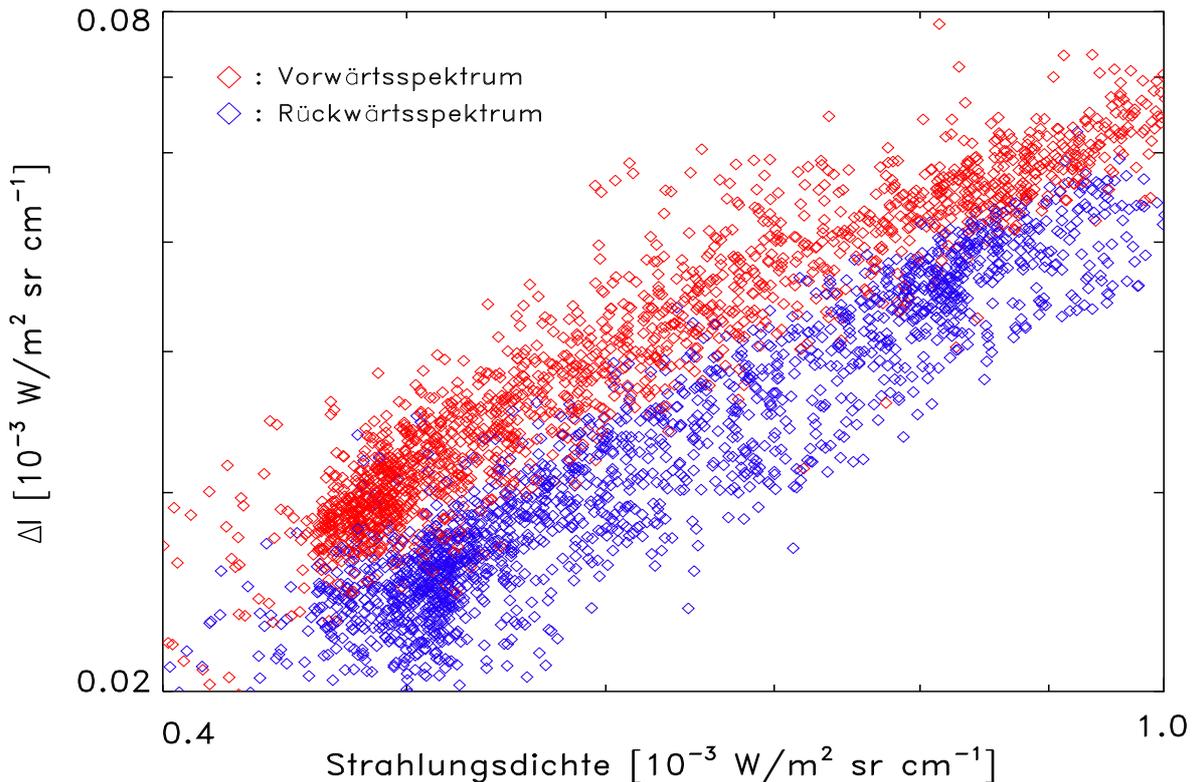


Abbildung 14: Unterschiedliche Strahlungsdichtedifferenzen $\Delta I = I_{H_2O} - I_{Aer}$ bei Vorwärts- und Rückwärtsspektren für das rechte Spektrometer. Die betrachteten Spektren stammen aus Höhen zwischen 16 km und 20 km (doppeltlogarithmische Auftragung). Details siehe Text.

gestellt, da in diesen Höhen der Strahlungsdichtebeitrag wegen nahezu gleicher H_2O -Mischungsverhältnisse etwa konstant ist und somit Unterschiede von ΔI deutlich werden können (für troposphärische Höhen wird ΔI im wesentlichen durch die stark variierende H_2O -Konzentration bestimmt). Je nach Drehrichtung des Gitters haben die Punkte in Abbildung 14 unterschiedliche Farben. Es sind systematische Unterschiede der Strahlungsdichtedifferenzen zwischen Vorwärtsspektren und Rückwärtsspektren zu beobachten. Die Differenzen ΔI der Vorwärtsspektren liegen im gesamten betrachteten Strahlungsdichtebereich um etwa denselben Faktor 1,26 oberhalb der Rückwärtsspektren. Für die beiden anderen Spektrometer ergeben sich qualitativ ähnliche Ergebnisse, wobei sich allerdings die Faktoren unterscheiden: es ergeben sich ein Faktor 1,20 beim zentralen Spektrometer und 1,06 beim linken Spektrometer. Diese Strahlungsdichtedifferenzen unterscheiden sich also je nach Spektrometer um bis zu 26%. Bezogen auf die Gesamtstrahlungsdichte entspricht dies einem Unterschied von etwa 1,5%.

Das Retrieval reagiert auf solche Unterschiede sehr empfindlich, insbesondere in Höhenbereichen mit geringen Wasserdampf-Konzentrationen, da dort – relativ gesehen – der Unterschied in ΔI größere Auswirkungen besitzt als bei großen Mischungsverhältnissen. Vorwärtsspektren und Rückwärtsspektren wechseln sich bei der Messung eines Profils von einer Tangentenhöhe zur nächsten ab. In einer Tangentenhöhe mit einem Vorwärtsspektrum wird dabei ein größerer Strahlungsdichtezuwachs gegenüber der darüberliegenden Höhe vorhanden sein als bei einem Rückwärtsspektrum. Somit wird im Mittel bei Vorwärtsspektren ein größerer Wert für H_2O ermittelt als für Rückwärtsspektren. Dieser Effekt führt deshalb zu „Zacken“ in den abgeleiteten H_2O -Profilen, die in Höhenbereichen mit geringen H_2O -Konzentrationen besonders stark ausgeprägt sind.

Diese Systematik läßt sich gut in den Retrieval-Ergebnissen eines speziellen CRISTA-Meßmodes erkennen. In diesem sogenannten Vorwärts-Rückwärts-Mode (siehe Anhang A4) wurde in jeder Höhe direkt hintereinander ein Vorwärtsspektrum und ein Rückwärtsspektrum gemessen (beide Spektren wurden innerhalb von etwa zwei Sekunden aufgenommen). Man kann die Messungen eines Höhenprofils daher so aufteilen, daß man zwei Profile erhält, die jeweils nur aus Vorwärtsspektren bzw. Rückwärtsspektren bestehen und praktisch gleichzeitig und am selben Ort gemessen wurden. Das Retrieval müßte, falls es keinen Unterschied zwischen Vorwärtsspektren und Rückwärtsspektren gibt, die gleichen Ergebnisse liefern. In Abbildung 15a sind die Ergebnisse des H_2O -Retrievals bei der Gitterdrehrichtungen für das rechte Spektrometer gegeneinander aufgetragen. Die Ergebnisse des Profils aus Vorwärtsspektren liegen im Mittel oberhalb der Ergebnisse aus Rückwärtsspektren, was mit der Erwartung aus der Analyse von ΔI übereinstimmt.

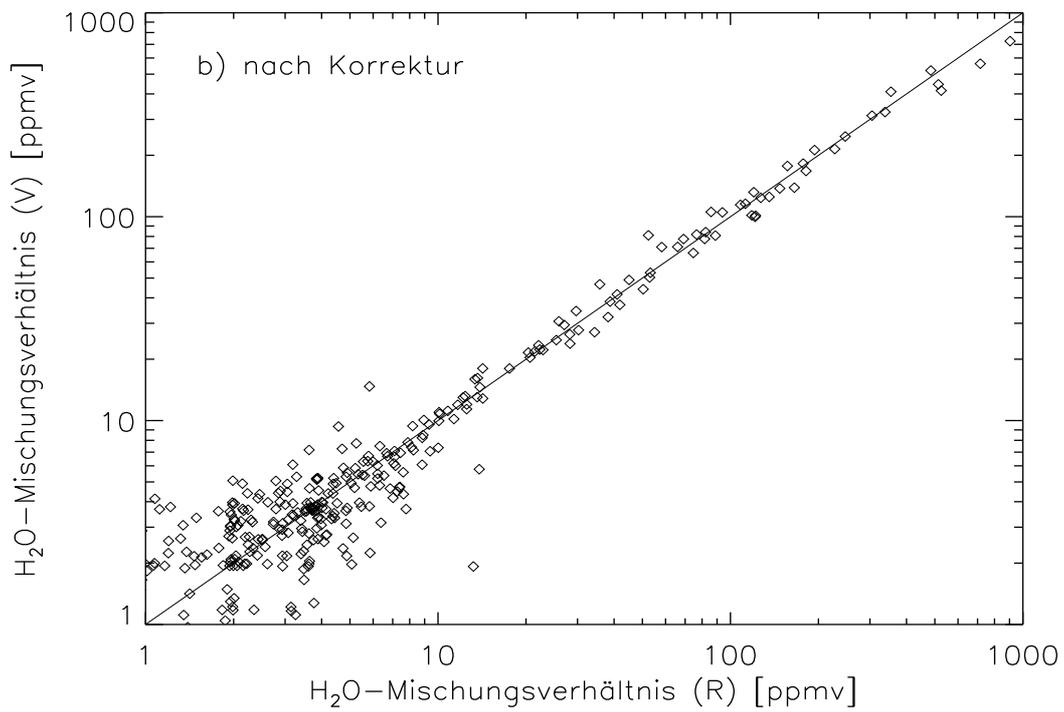
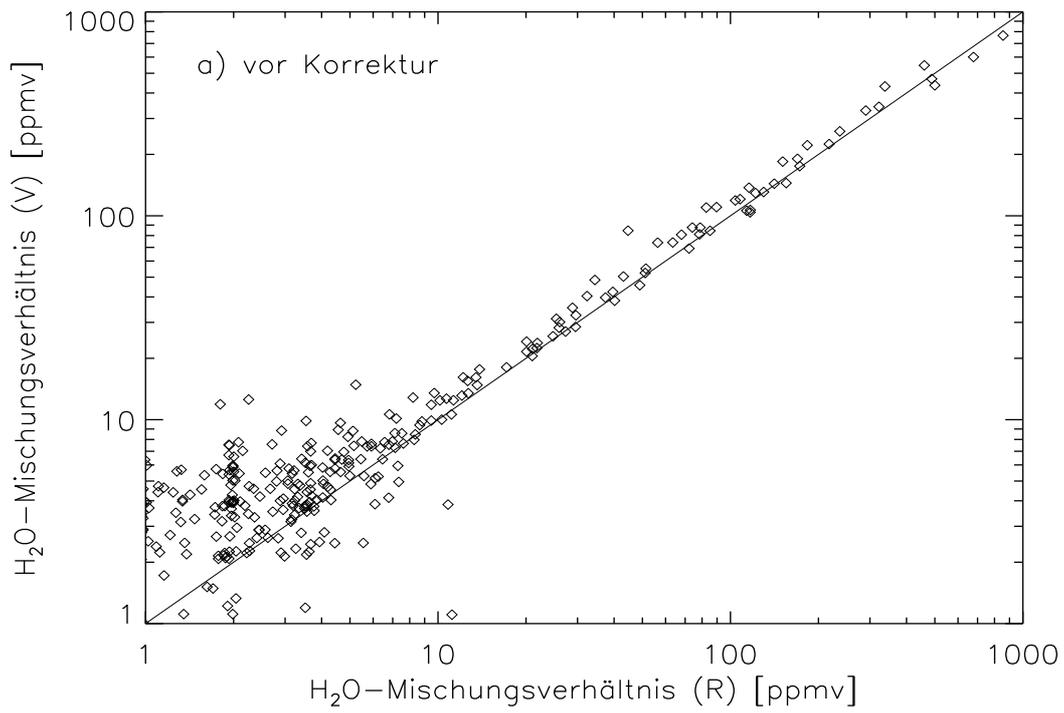


Abbildung 15: Vergleich der Retrievalergebnisse aus dem „Vorwärts-Rückwärts-Mode“ von CRISTA. Es sind die H_2O -Ergebnisse der Vorwärtsspektren (V) gegen die der Rückwärtsspektren (R) aufgetragen. a) vor und b) nach der Gitterdrehrichtungskorrektur.

Für kleine Mischungsverhältnisse unterhalb von 10 ppmv ist die Streuung und die Abweichung wesentlich höher als für größere Mischungsverhältnisse. Dies verdeutlicht die größere Empfindlichkeit des Retrievals bei niedrigen Wasserdampf-Konzentrationen.

Da die Unterschiede in ΔI aus Abbildung 14 eine einfache Abhängigkeit aufweisen, läßt sich auch eine einfache Korrektur an den Strahlungsdichten anbringen. Die Ergebnisse des Vorwärts-Rückwärts-Modes bieten eine gute Möglichkeit, die Korrektur zu überprüfen. Die Korrektur sollte die Ergebnisse aus Abbildung 15a so verändern, daß die Punkte um die eingezeichnete Gerade herum streuen. Die Grundidee der Korrektur ist, die Strahlungsdichtedifferenz ΔI zwischen Vorwärtsspektren und Rückwärtsspektren aneinander anzupassen. ΔI wird geändert, indem die Strahlungsdichtekorrektur allein im Wellenlängenbereich von H_2O (vgl. Abbildung 12) angewendet wird, die Strahlungsdichten im Wellenlängenbereich des Aerosols bleiben unverändert. Die Anpassung von ΔI erfolgt symmetrisch in Richtung des Mittelwertes von Vorwärts- und Rückwärtsspektren, d.h. ΔI wird für Vorwärtsspektren verkleinert und für Rückwärtsspektren um den selben Betrag vergrößert. Wendet man die volle Korrektur an, d.h. wird der ganze Unterschied in ΔI zwischen Vorwärts- und Rückwärtsspektren ausgeglichen, so erhält man eine (unverständene) Überkorrektur, und die H_2O -Ergebnisse der Vorwärtsspektren liegen im Mittel unterhalb von denen der Rückwärtsspektren. Deshalb wird nur ein Bruchteil der vollen Korrektur mit dem Ziel angewendet, daß die Punkte symmetrisch um die Gerade herum streuen. Abbildung 15b zeigt das Ergebnis der Anpassung. Im Fall des rechten Spektrometers wird 70% der vollen Korrektur angewendet, bei den beiden anderen Spektrometern ist es jeweils die Hälfte.

Gesichtsfeldkorrektur

Das Gesichtsfeld des Teleskops ist der Winkelbereich, aus dem CRISTA Strahlung aus der Atmosphäre erhält. Das vertikale Gesichtsfeld ist in guter Näherung eine Gaußfunktion mit einer vollen $1/e$ -Breite von 1,5 km (BARTHOL, 1994). Gewichtet mit dieser Gaußfunktion erhält CRISTA am Tangentenpunkt Strahlung aus verschiedenen Höhen. Insbesondere im Höhenbereich der oberen Troposphäre nimmt die Strahlungsdichte mit abnehmender Höhe sehr stark nicht-linear zu, sodaß das Gesichtsfeld sehr ungleichmäßig bestrahlt wird. Wäre das Gesichtsfeld infinitesimal klein, so wäre die Zuordnung zwischen Tangentenhöhe und gemessener Strahlungsdichte eindeutig. Wegen der endlichen Ausdehnung ist die exakte Zuordnung schwieriger. Einerseits kann diese Problematik so betrachtet werden, daß die Tangentenhöhe, die mit dem Maximum der Gaußfunktion übereinstimmt, nicht repräsentativ ist. Aufgrund der ungleichmäßigen Bestrahlung müßte der gemesse-

nen Strahlungsdichte eine andere Höhe zugeordnet werden. Andererseits kann man auch sagen, daß die Strahlungsdichte korrigiert werden muß, um einen repräsentativen Wert für die gegebene Höhe darzustellen. Es ist also entweder eine Korrektur an der Höhe oder an der Strahlungsdichte anzubringen, um die Effekte des ausgedehnten Gesichtsfelds zu korrigieren, wobei der jeweils andere Wert nicht verändert wird.

Für eine Korrektur wird hier die zweite Sichtweise verwendet, bei der eine Korrektur an der Strahlungsdichte vorgenommen wird. Die korrigierte Strahlungsdichte $I_{korr}(z)$ ergibt sich aus folgender Formel (Herleitung siehe Anhang A1):

$$I_{korr}(z) = I_{mess}(z) - \frac{1}{2}\sigma^2 I''_{mess}(z) \quad (4)$$

Die für die Höhe z gemessene Strahlungsdichte $I_{mess}(z)$ wird dabei um einen Term korrigiert, der die Breite σ des Gesichtsfeldes und die zweite Ableitung $I''_{mess}(z)$ der Strahlungsdichte nach der Höhe enthält. Besonders zu betonen ist, daß keine Korrektur vorgenommen werden muß, falls sich die Strahlungsdichte linear mit der Höhe ändert. In diesem Fall stimmt die Strahlungsdichte, die sich aus der Integration des Strahlungsdichteprofiles, gewichtet mit der Gaußfunktion ergibt, und die Strahlungsdichte im Maximum der Gaußfunktion (=Tangentenhöhe) überein. Typischerweise ist aber das Strahlungsdichteprofil im interessierenden Höhenbereich stark gekrümmt (siehe Abbildung 16).

Die Größe σ ist die Standardabweichung der Gaußfunktion. Sie ist konstant und beträgt 0,53 km für die volle 1/e-Breite von 1,5 km. Zur Anwendung der Korrekturformel muß man also nur für jede Tangentenhöhe $I''_{mess}(z)$ bestimmen. Eine Möglichkeit wäre, den Differenzenquotienten für die zweite Ableitung zu verwenden. Aufgrund systematischer Unterschiede in der Strahlungsdichte zwischen Vorwärts- und Rückwärtsspektren – wie im Abschnitt Gitterdrehrichtungskorrektur beschrieben – kann durch die Korrektur eine zusätzliche, nicht echte Streuung in den Daten erzeugt werden, da der Differenzenquotient und damit die Korrektur empfindlich von diesen systematischen Unterschieden abhängen. Deshalb wird eine geeignete Ausgleichskurve durch die Daten gelegt und die zweite Ableitung aus dieser Funktion bestimmt, sodaß systematische Unterschiede zwischen Vorwärts- und Rückwärtsspektren geringere Auswirkungen haben. Ein weiterer Vorteil dieser Vorgehensweise ist, daß auch für die unterste Tangentenhöhe eine zweite Ableitung ausgerechnet werden kann. Das wäre bei der Berechnung über den Differenzenquotienten nicht möglich, da dieser einen Strahlungsdichtewert unterhalb der Höhe benötigt, für die die zweite Ableitung auszurechnen ist.

Als geeignete Funktion $I(z)$ hat sich ein Polynom dritter Ordnung erwiesen, wobei die Strahlungsdichten wegen des starken Anwachsens vorher logarithmiert werden. Somit wird

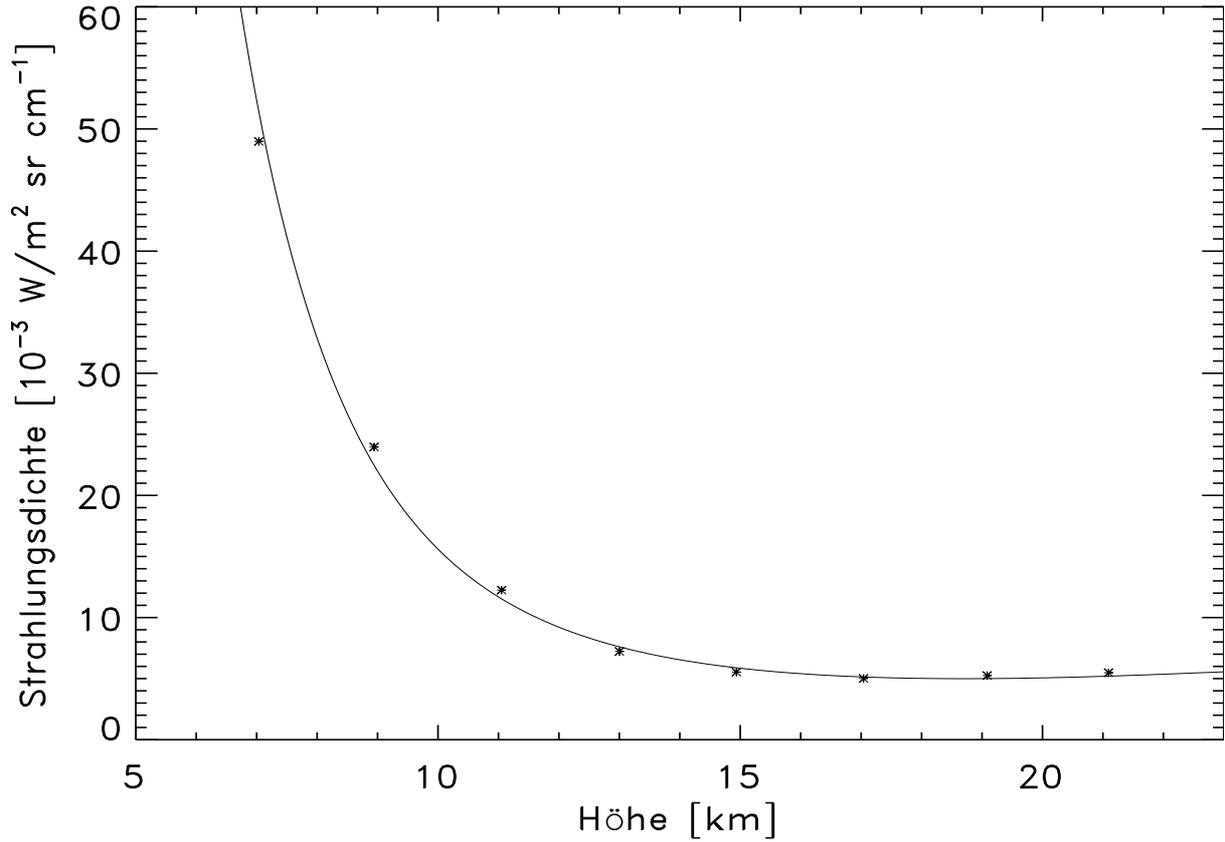


Abbildung 16: Typische Ausgleichskurve für die Gesichtsfeldkorrektur. Es wird ein Polynom dritten Grades verwendet, wobei die Strahlungsdichten vorher logarithmiert werden.

folgende Funktion mit den anzupassenden Parametern a_i verwendet:

$$\ln(I(z)) = a_0 + a_1z + a_2z^2 + a_3z^3 \quad (5)$$

Ein Beispiel einer entsprechenden Ausgleichskurve ist in Abbildung 16 zu sehen. Solche Ausgleichskurven werden für alle verwendeten diskreten Wellenlängen einzeln angepaßt und jeweils die zweite Ableitung für die Korrekturformel 4 aus dieser Funktion berechnet. Um die Auswirkungen dieser Korrektur zu sehen, wurde das Retrieval ebenfalls ohne vorherige Gesichtsfeldkorrektur durchgeführt. Der Unterschied beider Retrieval wird durch das Verhältnis der erhaltenen Mischungsverhältnisse aus jeder Höhe ausgedrückt. Dieser Quotient ist in Abbildung 17 gegen das H_2O -Mischungsverhältnis aufgetragen. Für Mischungsverhältnisse kleiner als 10 ppmv konzentrieren sich die Punkte nahe bei eins, zeigen aber eine große Streubreite. Für größere H_2O -Mischungsverhältnisse wird die Streuung deutlich geringer und die Korrektur verringert im Mittel die Mischungsverhältnisse, da die zweite Ableitung im allgemeinen positiv ist (vgl. Abbildung 16) und damit die

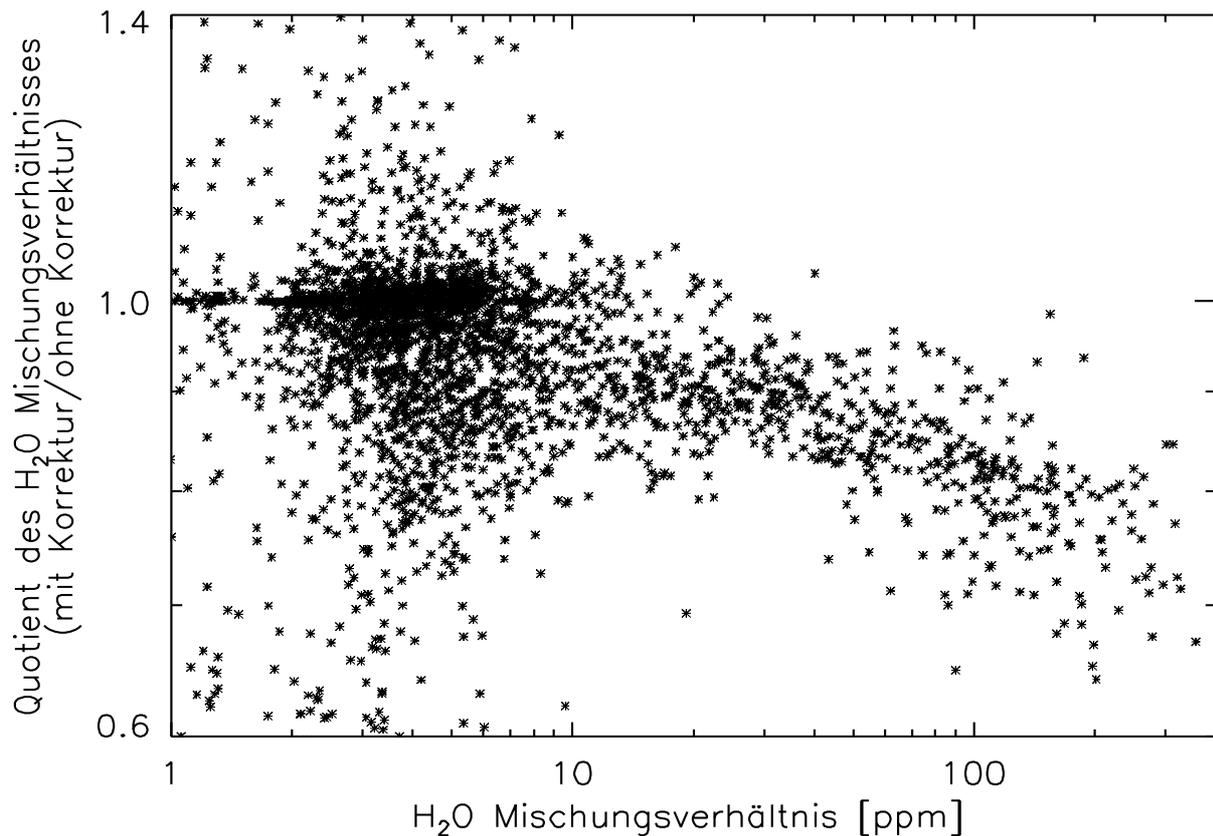


Abbildung 17: Änderung der Mischungsverhältnisse des Wasserdampfes durch die Gesichtsfeldkorrektur (Ordinate und Abzisse logarithmisch).

Strahlungsdichten nach Gleichung 4 verringert werden. Im Mittel beträgt die Abnahme bei 10 ppmv etwa 10% und steigt für größere Mischungsverhältnisse bis auf 20 – 30% an.

4.4 Empfindlichkeitsstudien und Fehlerabschätzung

In diesem Kapitel werden Empfindlichkeitsstudien für das Wasserdampf-Retrieval durchgeführt. Auf der Basis dieser Empfindlichkeitsstudien wird dann eine Abschätzung der Fehler vorgenommen. Es wird auf die wichtigsten Einflußgrößen eingegangen, die sich in folgende Kategorien einteilen lassen:

- Einfluß durch von außen vorgegebene Atmosphärenparameter wie Temperatur und Druck
- Ungenauigkeiten in der Tangentenhöhe.
- Ungenauigkeiten in der Strahlungsdichte.
- Ungenauigkeiten in der Bestimmung der Wellenlänge.

Die Vorgehensweise bei den Empfindlichkeitsanalysen ist wie folgt: Für eine Anzahl von etwa 900 Profilen wird ein Referenz-Retrieval durchgeführt. Davon ausgehend werden zu untersuchende Parameter geändert und ein Test-Retrieval durchgeführt. Die Ergebnisse dieses Retrievals werden Höhe für Höhe mit den Ergebnissen des Referenz-Retrievals verglichen und in Abhängigkeit vom Mischungsverhältnis aufgetragen. Ein Beispiel dafür zeigt Abbildung 18. Hierfür wurden im Test-Retrieval die Strahlungsdichten im gesamten Wellenlängenbereich um 3% erhöht. Dargestellt ist der Quotient der Mischungsverhältnisse von Test-Retrieval zu Referenz-Retrieval, der gegen das Mischungsverhältnis aus dem Referenz-Retrieval aufgetragen ist. Man erkennt, daß die Abweichung bei Werten kleiner als 10 ppmv bei 5% liegt und bis 100 ppmv auf etwa 10% ansteigt. Analoge Vergleiche lassen sich auch für alle anderen variierten Parameter durchführen.

Tabelle 1 faßt die Reaktion des H₂O-Mischungsverhältnisses bezüglich verschiedener untersuchter Parameter zusammen. Teilweise ist diese vom Mischungsverhältnis selbst abhängig (vgl. Abbildung 18). Deswegen werden für unterschiedliche Wertebereiche des H₂O-Mischungsverhältnisses repräsentative prozentuale Änderungen angegeben. Die H₂O-

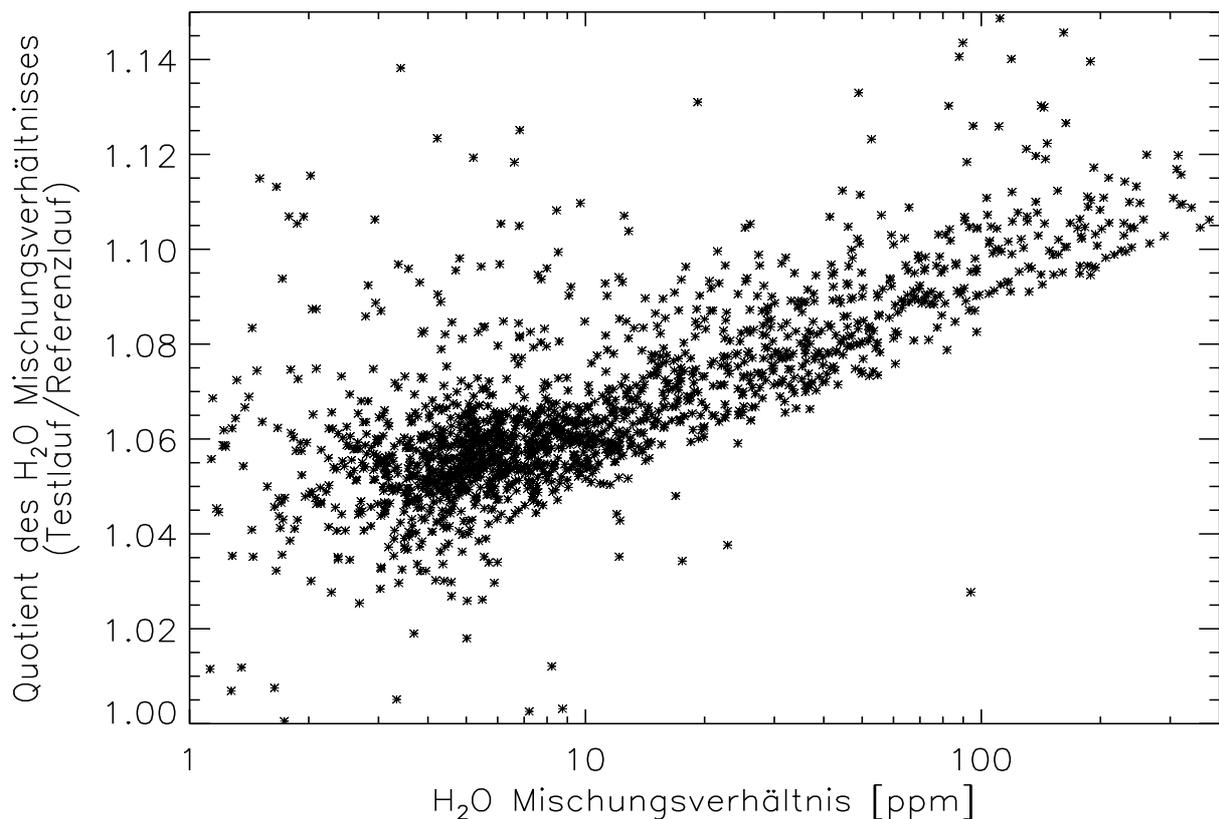


Abbildung 18: Reaktion der H₂O-Mischungsverhältnisse auf eine dreiprozentige Strahlungsdichteänderung im gesamten Wellenlängenbereich.

Tabelle 1: Reaktion der H₂O-Mischungsverhältnisse auf wichtige Einflußgrößen des Retrievals

Einflußgröße	Änderung der Einflußgröße	Änderung im H ₂ O-Mischungsverhältnis[%]		
		< 10 ppmv	10 – 100 ppmv	> 100 ppmv
Temperatur	+2K	-10	-10	-10
Druck	+4,5% (\approx 300m)	-12	-10	-8
Strahlungsdichte (gesamter Wellenlängenbereich)	+3%	5	8	11
Strahlungsdichte (nur H ₂ O-Wellenlängenbereich)	+3%	Faktor 1,8	40	25
Aerosolanpassung	nur Bereich 1	-10	-10	-10
	nur Bereich 2	+10	+10	+10
Eichung der Wellenzahlen	-0,05 cm ⁻¹	+2	+2	+2
	+0,05 cm ⁻¹	-8	-8	-8
Auflösungsvermögen	+25	-5	-7	-9
Tangentenhöhe	-300m	-7	-20	-25

Mischungsverhältnisse μ wurden eingeteilt in die Bereiche: $\mu < 10\text{ppmv}$, $\mu = 10\text{--}100\text{ppmv}$ und $\mu > 100\text{ppmv}$. Außer für die Eichung der Wellenzahlen sind die Empfindlichkeiten symmetrisch und werden deshalb nur für die Änderung in einer Richtung angegeben.

Um den Einfluß der Temperatur zu untersuchen, wurde sie in allen Höhen um +2K geändert. Eine Erhöhung der Temperatur führt zu einer Verringerung des H₂O-Mischungsverhältnisses um etwa 10%. Die Empfindlichkeit auf Druckänderungen wurde durch eine Erhöhung des Drucks um +4,5% untersucht, was einer Höhenänderung von etwa 300m entspricht. Die Ergebnisse ändern sich im Bereich von -10% mit einer leichten Abhängigkeit vom Mischungsverhältnis. Bei Strahlungsdichteänderungen wurden zwei Fälle untersucht. Zum einen wurden die Strahlungsdichten im gesamten Wellenlängenbereich einheitlich um +3% erhöht. Das führt zu einer Erhöhung des H₂O-Mischungsverhältnisses um fünf bis elf Prozent. Zum anderen wurden nur die Strahlungsdichten im Wellenlängenbereich von H₂O (siehe Abbildung 12) geändert. Dies führt zu sehr starken Änderungen insbesondere bei kleinen Wasserdampf-Konzentrationen, da sich die abgeleiteten Mischungsverhältnisse im wesentlichen aus dem Kontrast zwischen der H₂O-Signatur und

der Hintergrundstrahlung ergeben. Ein weiterer untersuchter Aspekt ist die Anpassung des Strahlungsdichtehintergrundes, was über die verwendeten Wellenlängenbereiche des Aerosols geschieht (vgl. Abbildung 12). Zur Untersuchung des Einflusses wurde beim Retrieval für das Aerosol entweder nur der Wellenzahlbereich links (Bereich 1) oder rechts (Bereich 2) neben dem H₂O-Bereich verwendet. Die Unterschiede zum Retrieval, bei dem beide Wellenzahlbereiche benutzt werden, betragen $\pm 10\%$. Da die für das Retrieval verwendete H₂O-Signatur relativ schmal ist, können sich Verschiebungen in der Zuordnung von gemessenen Strahlungsdichtewerten zu Wellenzahlen stark auswirken. Um diesen Einfluß zu untersuchen, wurden die Wellenlängezuordnung jeweils um $0,05 \text{ cm}^{-1}$ zu größeren bzw. kleineren Wellenzahlen hin verschoben. Die Änderung der Ergebnisse hängt von der Richtung der vorgenommenen Verschiebung ab. Dies liegt daran, daß die diskreten Abtastpunkte nicht symmetrisch um die exakte Wellenzahl der H₂O-Linie (Maximum der Signatur) liegen. Wegen der relativ schmalen H₂O-Signatur kann das Auflösungsvermögen $\lambda/\Delta\lambda$ deutliche Auswirkungen auf die Ergebnisse haben. Eine Änderung des angenommenen Auflösungsvermögens (ca. 500) um +25 hat eine Verringerung des H₂O-Mischungsverhältnisses von fünf bis neun Prozent zur Folge. Die letzte und wichtigste Einflußgröße ist die Tangentenhöhe. Diese ist insbesondere deshalb so wichtig, weil die Vertikalgradienten der Temperatur und des Wasserdampfes in der oberen Troposphäre sehr groß sind. Wird den gemessenen Spektren z.B. eine niedrigere Höhe zugewiesen, so wird für dieselben Spektren ein höherer Druck sowie eine höhere Temperatur (gilt in der Troposphäre) angenommen. Beide Effekte haben eine Änderung des H₂O-Mischungsverhältnisses zur Folge, die in dieselbe Richtung geht und zu einer Verringerung der abgeleiteten Wasserdampf-Konzentration führt. Die ermittelte Änderung der Wasserdampf-Konzentration von -20% für den mittleren Wertebereich von $\mu = 10 - 100 \text{ ppmv}$ auf eine Veränderung der Tangentenhöhe um -300m läßt sich auch aus den einzelnen Änderungen im Druck und in der Temperatur abschätzen. Die -300m entsprechen etwa einer Druckänderung von +4,5%, die damit das H₂O-Mischungsverhältnis um 10% verringert (siehe zweite Zeile in Tabelle 1). Der typische vertikale Temperaturgradient in der Troposphäre beträgt -6,5K/km. Eine 300m niedrigere Höhe führt mit diesem Gradienten zu einer Temperaturerhöhung von etwa 2K, was nach der ersten Zeile in Tabelle 1 eine Verringerung des Mischungsverhältnisses von 10% bedeutet. Die Druck- und Temperaturänderung zusammen liefern -20% Änderung des H₂O-Mischungsverhältnisses und stimmt somit mit dem direkt ermittelten Ergebnis überein.

Mit Hilfe der Empfindlichkeitsanalysen wird eine Fehlerabschätzung durchgeführt. Zunächst wird auf den systematischen Fehler eingegangen, dessen Einzelbeiträge in Ta-

Tabelle 2: Einzelbeiträge zum systematischen Fehler

Fehlerart	zugrundeliegender Fehler	resultierender Fehler [%]		
		< 10 ppmv	10 – 100 ppmv	> 100 ppmv
Eichung der Strahlungsdichte	1% gesamtes Spektrum	2	3	4
BANDPAK-Näherung	$\leq 1\%$, $\leq 2\%$, $\leq 3\%$ gesamtes Spektrum	≤ 2	≤ 5	≤ 11
Langzeit-Relaxationen	$\leq 2\%$ gesamtes Spektrum	≤ 3	≤ 5	≤ 7
Aerosol-anpassung	Hälfte der Differenz aus Empfindlichkeitsanalyse	5	5	5
Eichung der Wellenzahlen	$0,05 \text{ cm}^{-1}$	≤ 8	≤ 8	≤ 8
Auflösungsvermögen	10	2	3	4
Tangentenhöhe	100m	2	7	8
Gesichtsfeldkorrektur	Hälfte der Korrektur	3	5	10
Linienraten	15% Linienstärke	15	15	15
Gesamtfehler		≤ 19	≤ 21	≤ 26

belle 2 zusammengefaßt sind. Wiederum sind die Fehlerangaben für die Wertebereiche $\mu < 10 \text{ ppmv}$, $\mu = 10 - 100 \text{ ppmv}$ und $\mu > 100 \text{ ppmv}$ getrennt aufgeführt. Zu jeder Fehlerart wird der zugrundegelegte Fehler angegeben, der zur Bestimmung des Einzelfehlers des H_2O -Mischungsverhältnisses herangezogen wurde. Bis auf die letzten beiden Fehlerarten ergeben sich die Einzelfehler aus der vorangegangenen Empfindlichkeitsanalyse. Zum Beispiel wird der Fehler, der sich aus der Eichungenauigkeit der Strahlungsdichte von 1% ergibt, durch Skalierung der Fehler aus der Empfindlichkeitsrechnung berechnet, bei der die Strahlungsdichte im gesamten Wellenlängenbereich um 3% angehoben wurde. Die Fehler betragen dann also jeweils ein Drittel der prozentualen Änderung des Mischungsverhältnisses. Dabei wird ein näherungsweise lineares Verhalten angenommen.

Der Fehler für die Eichung der Strahlungsdichte wurde aus GROSSMANN et al. (2002) entnommen. Die Fehler für die BANDPAK-Näherungen wurden aus Abbildung 11 bestimmt, die je nach Mischungsverhältnis von $\leq 1\%$ ($\mu < 10\text{ppmv}$) bis $\leq 3\%$ ($\mu > 100\text{ppmv}$) reichen. Die Ungenauigkeiten für Langzeitrelaxationen wurde durch den Vergleich von mehreren Spektren aus dem Vorwärts-Rückwärts-Mode zu $\leq 2\%$ abgeschätzt. Die Fehler für die Untergrundanpassung und die Gesichtsfeldkorrektur wurde auf die Hälfte der jeweiligen Änderungen festgelegt. Die zugrundegelegten Fehler für die Eichung der Wellenzahlen und des Auflösungsvermögens beruhen auf den Erfahrungen mit dem Standard-Retrieval (RIESE et al., 1999a). Dabei ergab sich eine Stabilität, mit der das Gitter die Wellenzahlen während der einwöchigen Mission einstellen konnte, von etwa $0,05\text{ cm}^{-1}$ und eine Genauigkeit des Auflösungsvermögens von 10. Die Ungenauigkeit der Tangentenhöhe beträgt für das zentrale Teleskop 100 m (persönliche Mitteilung P. Knieling). Typische Fehler von H_2O -Linien im verwendeten Spektralbereich (um 784 cm^{-1}) liegen nach TOTH (1998) bei 10 – 20%, wobei dort die hier verwendete Linie nicht aufgeführt ist. Für die Fehlerabschätzung wird der mittlere Wert von 15% angenommen. Es tritt noch ein weiterer Fehler hinzu, der aus der Unsicherheit der UKMO-Temperaturen resultiert. Dieser ist gegenwärtig aber nicht bekannt.

Die Gesamtfehler wurden mittels gaußscher Fehlerfortpflanzung bestimmt. Diese betragen 19%, 21% bzw. 26%, wobei jeweils die Unsicherheit der Liniendaten der führende Fehler ist. Daneben sind für $\mu < 10\text{ ppmv}$ und $\mu = 10 - 100\text{ ppmv}$ die Unsicherheit in der Bestimmung der Wellenlänge bzw. der Wellenzahl von Bedeutung. Für $\mu > 100\text{ ppmv}$ besitzen die Unsicherheiten durch die Näherungen der BANDPAK-Bibliothek und die Gesichtsfeldkorrektur größere Beiträge zum Gesamtfehler. Da der Gesamtfehler durch die Unsicherheit der Liniendaten dominiert ist, läßt er sich durch Verbesserungen am Retrievalverfahren – etwa durch Verwendung der genaueren LINEPAK-Bibliothek – nur unwesentlich verringern.

Für die Abschätzung des statistischen Fehlers wurden Monte-Carlo-Simulationen durchgeführt. Dafür wurden sieben abgeleitete Profile ausgewählt, die über den von CRISTA überdeckten Breitenbereich verteilt sind. Es wurden vier Größen untersucht, die zum statistischen Fehler beitragen: Temperatur, Höhe, Strahlungsdichte und Wellenlänge bzw. Wellenzahl. Diese Größen wurden gegenüber den ursprünglich vorhandenen Werten geändert, indem sie durch Zufallszahlen aus einer gaußförmigen Verteilung mit jeweils vorgegebenen Standardabweichungen ersetzt wurden. Für jedes der sieben Profile wurden 100 „verrauschte“ Profile erzeugt. Mit den so veränderten Eingangsgrößen wurde das Retrieval durchgeführt und die Standardabweichung der Ergebnisse der sieben Ausgangsprofile

Tabelle 3: Einzelbeiträge zum statistischen Fehler

Fehlerart	zugrundeliegender Fehler	resultierender Fehler [%]		
		< 10 ppmv	10 – 100 ppmv	> 100 ppmv
Temperatur	$\leq 0,75\text{K}$	≤ 4	≤ 3	≤ 3
Strahlungsdichte	0,4%	20	3	2
Wellenzahl	$0,02\text{ cm}^{-1}$ *	10	2	1
Höhe	60m	3	5	8
Gesamtfehler		≤ 23	≤ 7	≤ 9

* entspricht einem Strahlungsdichterausachen von 0,2%.

für die einzelnen Höhen ermittelt, die dann eine Abschätzung des statistischen Fehlers darstellen.

Die Ergebnisse sind in Tabelle 3 zusammengestellt. Wie beim systematischen Fehler hängen die Ergebnisse von der Größe des Mischungsverhältnisses ab. Bei der Temperatur wurde eine Standardabweichung von $\leq 0,75\text{ K}$ für den verwendeten Temperaturdatensatz (UKMO) angenommen. In jeder Höhe wird die Temperatur unabhängig von den anderen Höhen verändert. Dies führt zu einer Standardabweichung in den erhaltenen H_2O -Mischungsverhältnissen von etwa 3 – 4%. Das Detektorrauschen verursacht einen statistischen Fehler in den Strahlungsdichten, der für eine einzelne Wellenzahlstützstelle etwa 0,4% bezogen auf die Gesamtstrahlungsdichte beträgt. Für die Monte-Carlo-Simulation wurde jede einzelne diskrete Wellenzahlstützstelle gemäß dieser Standardabweichung verändert. Für große Mischungsverhältnisse liegen die Standardabweichungen der Ergebnisse bei 2–3%. Diese steigen aber für Mischungsverhältnisse kleiner als 10ppmv stark an, da die Strahlungsdichtebeiträge von H_2O für geringe Mischungsverhältnisse nur noch sehr gering sind (wenige Prozente, siehe auch Kapitel 4.2). Bei einem Mischungsverhältnis von einigen ppmv liegt die Standardabweichung der H_2O -Mischungsverhältnisse bei 20%. Die Genauigkeit, mit der das Gitter die Wellenzahlen relativ zwischen verschiedenen Gitterdrehrichtungen einstellen kann, wurde anhand der Erfahrungen mit dem Standard-Retrieval auf $0,02\text{ cm}^{-1}$ abgeschätzt. Diese statistisch variierende Wellenzahlzuordnung ist einem Strahlungsdichterausachen einer einzelnen Wellenzahlstützstelle von etwa 0,2% äquivalent. Deshalb wird die entsprechende Abschätzung des Strahlungsdichterausachens für die Abschätzung des statistischen Fehlers durch die Wellenzahlzuordnung verwendet. Dieser hängt ebenfalls stark vom Mischungsverhältnis ab und beträgt für Werte größer als 10 ppmv 1 – 2% und steigt bei kleineren H_2O -Konzentrationen auf etwa

10% an. Die Genauigkeit, mit der einzelne Tangentenhöhen relativ zueinander von der CRISTA-Optik eingestellt werden können, beträgt 60 m. Diese statistische Ungenauigkeit in den Höhen hat eine Standardabweichung von 3 – 8% in den abgeleiteten Mischungsverhältnissen zur Folge. Bei dieser Monte-Carlo-Simulation ändern sich auch die Abstände zwischen zwei Höhenstufen. Dies besitzt einen größeren Einfluß auf die Ergebnisse als die konstante Verschiebung aller Höhen, die in Tabelle 1 untersucht wurde. Deshalb erhält man hier größere Standardabweichungen als man aus Tabelle 1 mittels Skalierung auf 60 m erhalten würde. Die geringere Standardabweichung bei kleinen Mischungsverhältnissen ist darauf zurückzuführen, daß der Vertikalgradient geringer ist (siehe Abbildung 1).

Zusammengefaßt lassen sich also die Fehler der Wasserdampfergebnisse in geeigneter Weise in Abhängigkeit vom Mischungsverhältnis angeben. Der gesamte systematische Fehler liegt im Bereich von 20 – 25% mit geringeren Werten bei kleineren H₂O-Mischungsverhältnissen. Der statistische Fehler dagegen ist bei kleineren H₂O-Mischungsverhältnissen mit 23% deutlich größer als für größere Wasserdampf-Konzentrationen, wo er um 8% liegt.

5 Ergebnisse und Analysen

5.1 Beispiele gemessener Höhenprofile

Die Ergebnisse des in Kapitel 4.2 beschriebenen Retrievals sind einzelne Höhenprofile des Wasserdampfes mit 2 km Vertikalschrittweite. Der Höhenbereich der Profile ist nach oben auf etwa 20 km begrenzt, da dort das Retrieval beginnt. Die unterste Höhe der Profile hängt von der unteren Meßgrenze ab, die je nach Meßmode von CRISTA variiert (minimal 7 km, siehe Anhang A4). Sind Wolken im Gesichtsfeld von CRISTA vorhanden, die das Retrieval von Wasserdampf verhindern, bestimmt die Wolkenoberkante die unterste Höhe der H₂O-Profile.

In Abbildung 19 sind einzelne abgeleitete Profile dargestellt. Diese Profile wurden vom zentralen Teleskop innerhalb von sechs Minuten über dem Westpazifik nahe der asiatischen

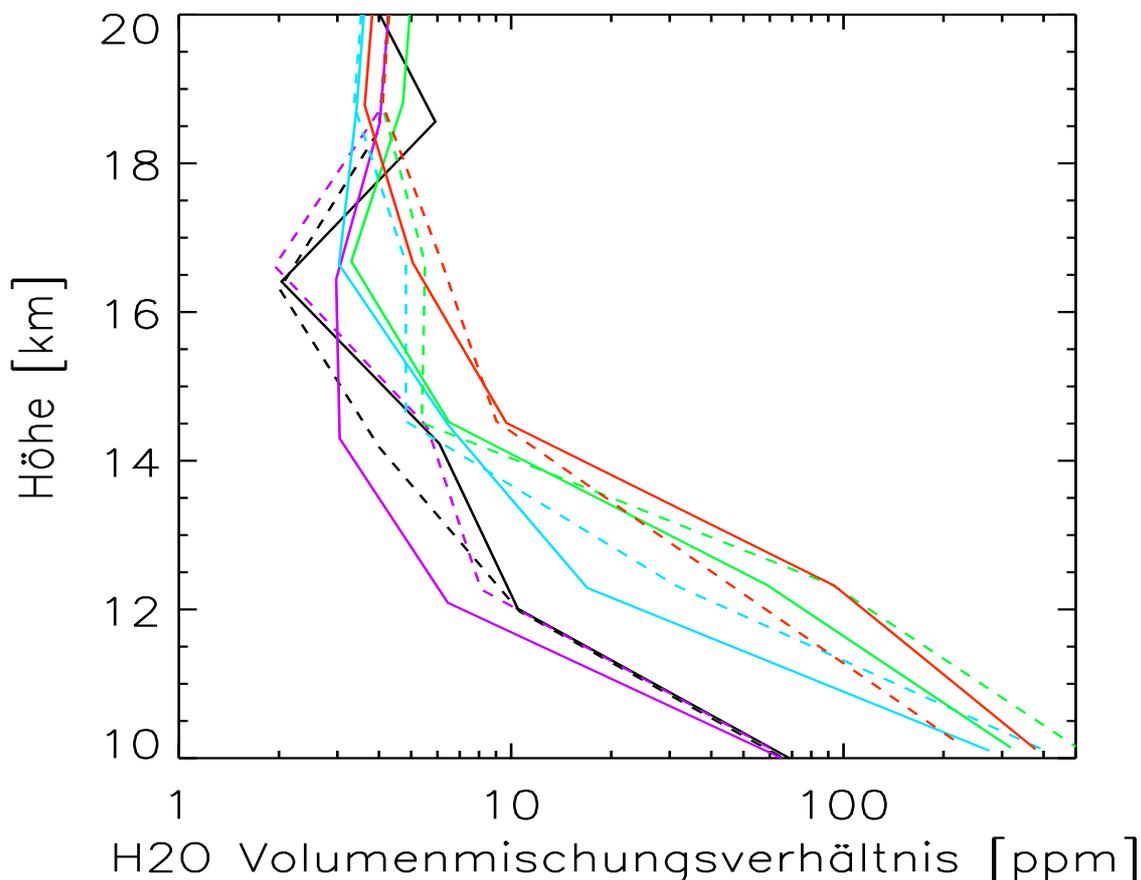


Abbildung 19: Einzelne von CRISTA gemessene H₂O-Profile. Die Messungen stammen aus einem Breitenbereich von 37 – 54°N bei einer Länge von etwa 150°O und wurden innerhalb von sechs Minuten direkt hintereinander vom zentralen Teleskop aufgenommen.

Küste gemessen und überdecken einen Breitenbereich von $37 - 54^\circ\text{N}$. Alle Profile weisen den typischen, starken Anstieg des Mischungsverhältnisses mit abnehmender Höhe in der oberen Troposphäre auf. Abbildung 19 zeigt, daß bereits ohne Mittelwertbildung einzelne Profile variierende Verteilungen in der oberen Troposphäre identifizieren können: Die Profile mit den kleinsten Werten in 12 km Höhe gehören zu den nördlichsten Messungen. Je weiter südlich die Messungen liegen, desto größer werden die Mischungsverhältnisse in dieser Höhe. Dabei findet ein steiler Übergang der Mischungsverhältnisse von 10 ppmv (schwarz durchgezogenes Profil) auf etwa 50 ppmv (blau gestricheltes Profil) innerhalb von 500 km statt. Außerdem gibt es je nach Breite einen deutlichen Unterschied im vertikalen Gradienten zwischen 10 km und 12 km. Für Breiten südlich von 43°N (grüne und rote Profile in Abbildung 19) ist der Vertikalgradient einheitlich deutlich kleiner als für die nördlicheren Messungen.

In Abbildung 19 variieren die H_2O -Mischungsverhältnisse auf festen Höhen bis zu einem Faktor zehn. Dies zeigt die hohe horizontale, räumliche Variabilität des Wasserdampfes

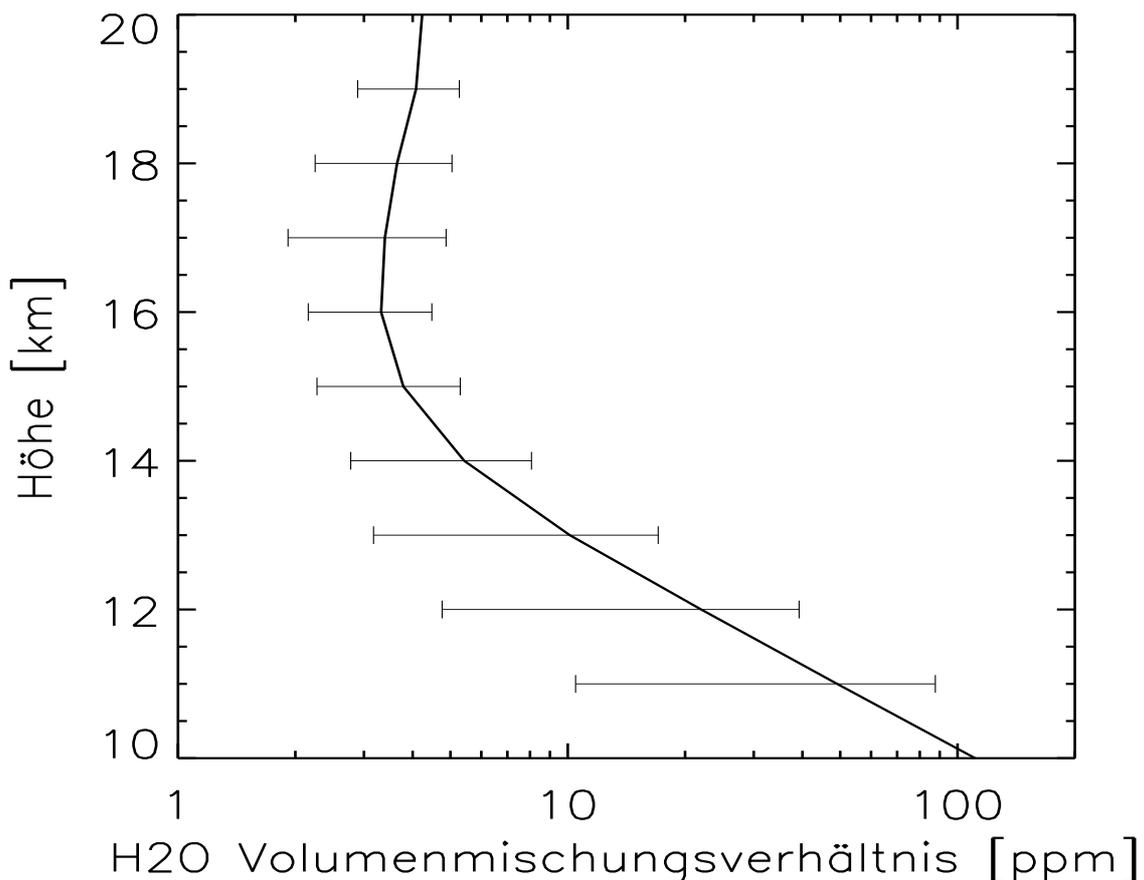


Abbildung 20: Gemitteltes H_2O -Profil von CRISTA aus mittleren Breiten ($37 - 54^\circ\text{N}$). Die Streubalken sind die Standardabweichungen in diesem Breitenintervall.

in der oberen Troposphäre. Um diese zu quantifizieren, wurde in Abbildung 20 aus dem Breitenbereich $37 - 54^\circ\text{N}$ ein mittleres H_2O -Profil bestimmt und in den verschiedenen Höhen die zugehörigen Standardabweichungen berechnet. Diese sind in Abbildung 20 als Streubalken eingezeichnet, die eine starke Variabilität in diesem Breitenbereich zeigen. Für Höhen mit Mischungsverhältnissen kleiner als 10 ppmv (unterhalb 13 km) sind diese Variationen zum Großteil atmosphärischen Ursprungs, da der statistische Fehler kleiner als 10% ist (siehe Tabelle 3). Für darüberliegende Höhen wird der Anteil des statistischen Fehlers größer.

Diese hohe Variabilität muß bei der Analyse und der Interpretation der Ergebnisse in den folgenden Kapiteln berücksichtigt werden. Sie beeinflusst beispielsweise den Vergleich mit anderen Messungen (Kapitel 5.2). Dabei wird eine große zusätzliche Streuung bei Vergleichen erzeugt, wenn die Messungen – wie im allgemeinen der Fall – nicht am selben Ort und zur selben Zeit durchgeführt werden. Zudem ist der steile vertikale Gradient zu beachten. Wie Abbildung 20 zeigt, nimmt der Wasserdampf in der oberen Troposphäre im Mittel mit niedriger werdender Höhe exponentiell zu (Faktor zehn innerhalb von 3 km). Deshalb wird im folgenden eine logarithmische Interpolation verwendet, wenn bei einem H_2O -Profil auf eine vorgegebene Höhe interpoliert wird.

5.2 Vergleich mit anderen Messungen

Für das in Kapitel 4.2 beschriebene Retrieval wird ein Wellenlängenbereich zur Ableitung von troposphärischem Wasserdampf verwendet, der bisher noch nicht ausgenutzt worden ist. Deshalb ist es besonders wichtig, die erhaltenen Ergebnisse mit unabhängigen Messungen zu vergleichen. Es gibt dabei zwei Arten von Messungen, die sich grundsätzlich voneinander unterscheiden: In-situ-Messungen und Fernerkundungsmessungen. In-situ-Messungen sammeln ein Luftvolumen direkt vor Ort ein. Entsprechende Geräte befinden sich auf z.B. auf Ballons und Flugzeugen. Die Einlaßöffnungen haben Größen im Bereich von Zentimetern. Welches Luftvolumen eingesammelt und vermessen wird, hängt dann von der Geschwindigkeit des Flugzeugs/Ballons und der Integrationszeit ab. In-situ-Messungen liefern räumlich sehr fein aufgelöste Datensätze, die meist in einer begrenzten geographischen Region aufgenommen werden.

Fernerkundungssysteme vermessen ein Luftvolumen aus der Ferne. Dabei wird über ein Volumen gemittelt, das im allgemeinen sehr viel größere Ausmaße besitzt als bei in-situ-Messungen. Typischerweise befinden sich Geräte zur Fernerkundung auf Satelliten und liefern je nach Methode Messungen, die nahezu global sind und eine mehr oder weniger gute Höhenauflösung besitzen. Es gibt aber auch Fernerkundungsgeräte, die boden-

gestützt sind oder die sich auf Flugzeugen und Ballons befinden. Diese nehmen wiederum lokale Messungen vor. Eine umfangreiche Zusammenstellung von gegenwärtigen Instrumenten (in-situ und Fernerkundung) zur Messung von Wasserdampf in der Stratosphäre und Troposphäre ist im zweiten SPARC Report zu finden (KLEY et al., 2000).

Es gibt verschiedene Instrumente, die zeitgleich mit der zweiten CRISTA-Mission Wasserdampf im Tropopausenbereich gemessen haben und somit einen direkten Vergleich ermöglichen. Im folgenden wird nur auf diese eingegangen. Allgemein ist es bei solchen Vergleichen notwendig, daß beide Messungen räumlich und zeitlich so nah wie möglich zusammen liegen. Beim Wasserdampf im Tropopausenbereich ist dies aufgrund der sehr hohen Variabilität des Wasserdampfes in Raum und Zeit von großer Wichtigkeit. Bei Vergleichen von CRISTA mit in-situ-Messungen gibt es zusätzlich die Problematik, daß sich die vermessenen Luftvolumina deutlich voneinander unterscheiden. Das bedeutet, daß feinere Strukturen, die bei der in-situ-Messung sichtbar sind, durch die Mittelung über ein größeres vermessenes Volumen bei CRISTA verschmiert werden. Diese Problematik ist aber in schwächerer Form auch bei Vergleichen mit anderen Fernerkundungsmessungen vorhanden, da sich im allgemeinen die vermessenen Luftvolumina verschiedener Instrumente unterscheiden. Eine weitere Problematik ergibt sich bei Vergleichen von Wasserdampf-Messungen dadurch, daß je nach Instrument die Wasserdampf-Konzentration oder die relative Feuchte als primäre Meßgröße vorliegt. Das Ergebnis der Umrechnung von einer in die andere Größe hängt sehr stark von der Atmosphärentemperatur ab. Wenn für einen Vergleich eine derartige Umrechnung notwendig ist, wird durch eine falsche Temperatur eine zusätzliche Abweichung zwischen beiden Messungen erzeugt.

FISH

Besondere Vergleichsmessungen gibt es mit dem Fast In situ Stratospheric Hygrometer (FISH) Instrument (ZÖGER et al., 1999). Das FISH-Gerät benutzt zur Messung von Wasserdampf eine auf Resonanzfluoreszenz basierende Technik. Während der zweiten CRISTA-Mission wurde das Instrument auf einem Flugzeug (Falcon des DLR) betrieben. An fünf Tagen wurden jeweils für mehrere Stunden im Tropopausenbereich Wasserdampf-Messungen über Zentraleuropa vorgenommen. Beide Messungen wurden auf die folgende Weise koordiniert: Während der Überflüge von CRISTA wurde der ASTRO-SPAS so geschwenkt, daß die Spur der CRISTA-Messungen über Zentraleuropa lag. Die Flugroute des Flugzeugs wurde gleichzeitig so angepaßt, daß sie möglichst in der Nähe der CRISTA-Spur lag. So wurde eine Reihe von räumlich sehr nah benachbarten Messungen zu etwa derselben Zeit erhalten, die auf zufällige Weise nicht zustandegekommen wären.

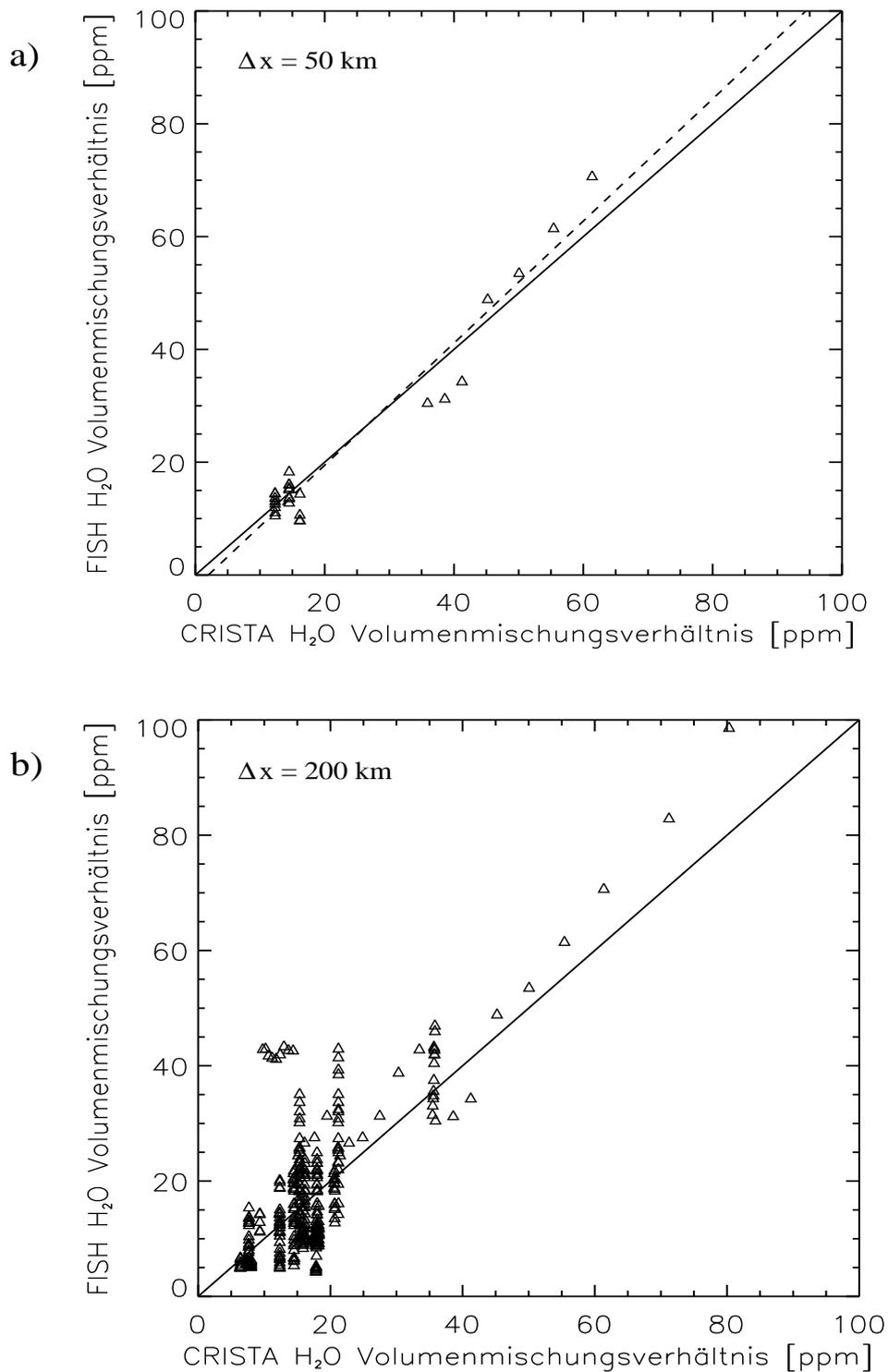


Abbildung 21: Vergleich von CRISTA H₂O-Mischungsverhältnissen und Ergebnissen des FISH-Instrumentes. Die CRISTA-Messungen wurden auf die Flughöhe (Druck) logarithmisch interpoliert. Es sind Messungen mit einem zeitlichen Abstand von maximal zwei Stunden und mit einem räumlichen Abstand bis zu a) 50 km bzw. b) 200 km aus einem Höhenbereich zwischen 160 hPa und 280 hPa wiedergegeben. Weitere Details siehe Text.

Das FISH-Gerät mißt die Wasserdampf-Konzentration der Luft im Probenraum. Auf dem Weg vom Einlaß zum FISH-Gerät wird die durchströmende Luft erhitzt. Sollten in der angesaugten Luft kondensierte Wasserpartikel vorhanden sein, so werden sie vollständig verdampft. Die gemessene Konzentration setzt sich also aus einem reinen Wasserdampfanteil der umgebenden Luft und einem Anteil aus kondensiertem Wasser zusammen, d.h. es wird das totale Wasser gemessen. Gemessene Konzentrationen oberhalb des Sättigungsmischungsverhältnisses deuten darauf hin, daß Wasserpartikel (im Tropopausenbereich meist Eispartikel) mitangesaugt wurden. Die Meßgenauigkeit des FISH-Gerätes wird mit 4 – 5% angegeben (ZÖGER et al., 1999) und ist somit deutlich besser als der abgeschätzte systematische Fehler der CRISTA-Messungen von 20 – 25%.

Abbildung 21 zeigt einen Vergleich der FISH-Messungen mit den CRISTA-Messungen. Es wurden nur solche Messungen ausgewählt, die zeitlich maximal zwei Stunden auseinanderlagen und räumlich maximal 50 km (Abbildung 21a) bzw. 200 km (Abbildung 21b) voneinander entfernt waren. Für den Vergleich wurden die CRISTA-Ergebnisse auf die Höhe des Flugzeugs – gegeben durch den Druck – logarithmisch interpoliert. Die eingezeichneten durchgezogenen Geraden kennzeichnen Gleichheit beider Messungen. Abbildung 21a zeigt relativ wenige Punkte, die jedoch alle eng um die durchgezogene Gerade verteilt sind. Läßt man größere räumliche Abstände der Messungen zu, wie in Abbildung 21b gezeigt, erhält man eine viel größere Anzahl von Vergleichsmöglichkeiten. Hierdurch erhöht sich allerdings die Streuung, sodaß die Bewertung des Vergleichs erschwert wird. In Abbildung 21b sind vertikale Streifen von Meßpunkten sichtbar. Diese Punkte geben Messungen von FISH wieder, die in einer 200 km-Umgebung eines einzelnen Vergleichspunkts von CRISTA gemessen wurden und somit die dort vorhandene Variabilität verdeutlichen. Dies zeigt, daß für einen aussagekräftigen Vergleich ein räumlicher Abstand von deutlich kleiner als 200 km benötigt wird.

Abbildung 21a zeigt, daß die CRISTA-Ergebnisse sehr gut mit den FISH-Messungen übereinstimmen. Die eingezeichnete gestrichelte Kurve ist eine Ausgleichsgerade, die eine Steigung von 1,08 und einen Achsenabschnitt von etwa -2 ppmv aufweist. Die Übereinstimmung ist somit deutlich besser als der abgeschätzte Fehler.

MLS

Zeitgleiche globale Messungen von Wasserdampf im Tropopausenbereich vom Satelliten aus wurden vom Microwave Limb Sounder (MLS; WATERS et al., 1999) auf dem Satelliten UARS (Upper Atmosphere Research Satellite) vorgenommen. UARS mit dem MLS-Gerät befindet sich seit 1991 in einer Erdumlaufbahn. Das MLS-Gerät führt ab 1998 nur noch

gelegentlich Messungen durch (LIVESEY et al., 2000). MLS ist wie CRISTA ein Instrument, das nach dem Verfahren der Horizontsondierung mißt, im Gegensatz zu CRISTA aber emittierte Strahlung im Mikrowellenbereich analysiert. Die Verwendung dieses Wellenlängenbereiches hat für Messungen im Tropopausenbereich insbesondere den Vorteil, daß sie weniger durch das Vorhandensein von Wolken im Gesichtsfeld gestört werden als Messungen im Infraroten wie bei CRISTA. Der Nachteil der MLS-Messungen ist das relativ große Gesichtsfeld in der Vertikalen von etwa 4km voller Halbwertsbreite. Bei Messungen von Wasserdampf im Tropopausenbereich mit dem sehr starken Gradienten wird dabei über einen Höhenbereich gemittelt, in dem sich das Mischungsverhältnis um Faktoren ändert. Im Gegensatz dazu ist das Gesichtsfeld von CRISTA mit etwa 1,5km deutlich kleiner und mittelt dementsprechend über einen viel kleineren Höhenbereich. Die primäre Messgröße von MLS ist die relative Feuchte. Für den Vergleich mit CRISTA ist also eine Umrechnung von relativer Feuchte in Mischungsverhältnis notwendig. Eine ausführliche Beschreibung der Methode und der Validierung der MLS-Feuchtemessungen in der oberen Troposphäre sind bei READ et al. (2001) zu finden.

Während der zweiten CRISTA-Mission haben die MLS-Messungen einen Breitenbereich von 80°S bis 34°N abgedeckt. Da MLS wie CRISTA Emissionen mißt, sind Tag- und Nachtmessungen vorhanden. Die Anzahl der Profile, die an einem Tag von MLS aufgenommen werden, ist etwa so groß wie die Anzahl der gemessenen Profile einer einzelnen CRISTA-Blickrichtung und beträgt ca. 1300 pro Tag. Somit ergibt sich eine große Anzahl von möglichen raum- und zeitnahen Messungen. Die Wasserdampfergebnisse von MLS im Tropopausenbereich werden für vier Druckflächen als relative Feuchte angegeben (147 hPa, 215 hPa, 316 hPa und 464 hPa). Die Ergebnisse von MLS werden auch in H₂O-Mischungsverhältnisse umgerechnet, wobei zur Umrechnung Temperaturen von den „National Centers for Environmental Prediction“ (NCEP) verwendet werden.

Nach READ et al. (2001) ist die Version V4.9 der MLS-Feuchtemessungen der Datensatz, der die zuverlässigsten Ergebnisse liefert. Version V4.9-Daten sind allerdings nur bis zum Juni 1997 vorhanden. Durch Batterieprobleme auf UARS war die Abschaltung eines Radiometers notwendig, das für die V4.9-Datenverarbeitung benötigt wird. Deshalb wurde für die Zeit nach Juni 1997 der Auswertalgorithmus geändert (Version V5). In Abbildung 22 werden diese V5-Ergebnisse mit den CRISTA-Werten verglichen. Dargestellt sind direkte Vergleiche der Volumenmischungsverhältnisse beider Instrumente auf einer Druckfläche von 215hPa. Es wurde nach Meßpaaren gesucht, die räumlich maximal 250km und zeitlich maximal zwei Stunden auseinanderlagen. Die Punkte in Abbildung 22 zeigen eine sehr starke Streuung, wobei die logarithmischen Maßstäbe zu beachten sind. Diese

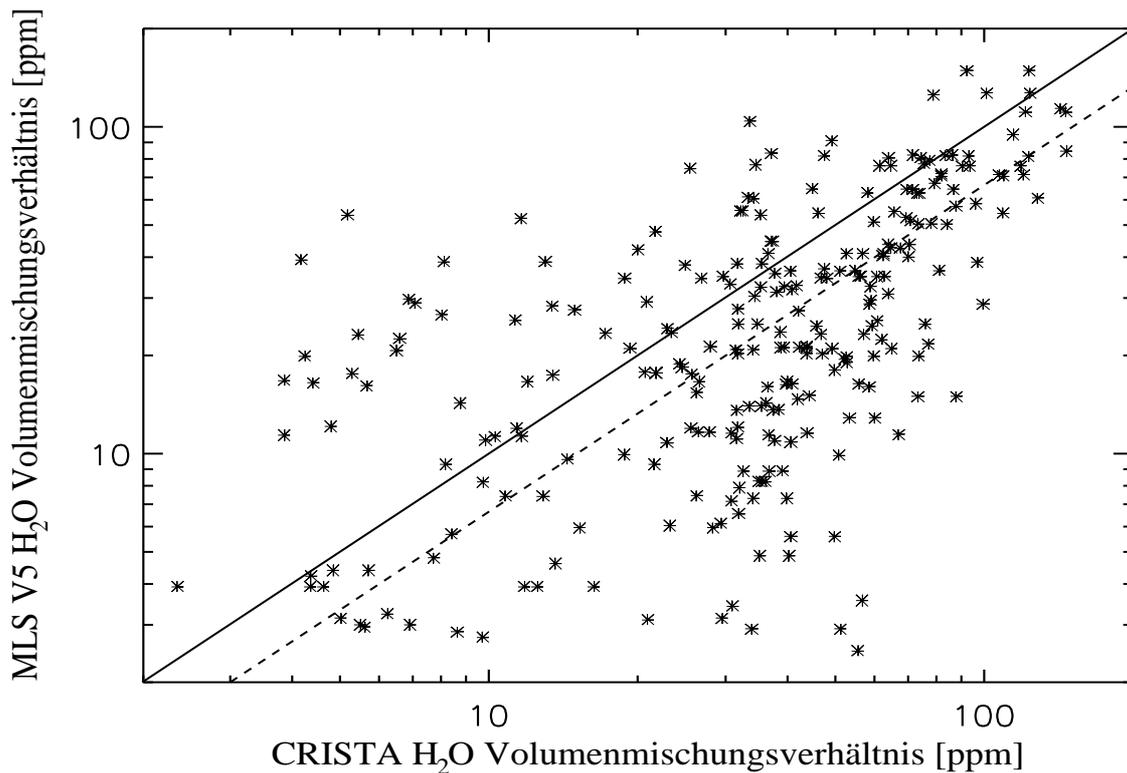


Abbildung 22: Vergleich von CRISTA H₂O-Mischungsverhältnissen und Ergebnissen des MLS-Instrumentes auf einer Höhe von 215 hPa. Es sind Meßpaare gezeigt, die maximal zwei Stunden und maximal 200 km auseinanderliegen. Die gestrichelte Gerade liegt um einen Faktor 0,67 unterhalb der Diagonalen (durchgezogene Gerade).

Streuung enthält die zeitliche und räumliche Variabilität der Atmosphäre selbst, sowie das jeweilige Instrumentenrauschen. Um trotz der recht großen Streuung einen sinnvollen Vergleich der Datensätze durchzuführen, wird folgendes Verfahren angewendet, das aufgrund der großen Anzahl von Vergleichspunkten möglich ist: als durchgezogene Gerade (im doppeltlogarithmischen Maßstab) ist die Linie eingezeichnet, auf der beide Messungen exakt die gleichen Ergebnisse liefern würden. Gesucht wird nun diejenige Gerade, die parallel zu dieser durchgezogenen Linie liegt und bei der genauso viele Messungen oberhalb wie unterhalb liegen. Diese ist in Abbildung 22 als gestrichelte Linie eingezeichnet, die einer Skalierung der durchgezogenen Gerade mit einem Faktor 0,67 entspricht. Die MLS-Messungen sind somit um einen Faktor 0,67 kleiner als die CRISTA-Messungen. Für die MLS-Messungen auf einer Druckfläche von 215 hPa wird ein systematischer Fehler von 22% angegeben (READ et al., 2001), sodaß beide Messungen innerhalb der Fehlergrenzen übereinstimmen. In diesem Zusammenhang ist nochmals zu erwähnen, daß die

MLS-Daten, mit denen hier verglichen wird, nicht als die beste Version eingestuft werden. Allerdings liegen die zuverlässigsten V4.9-Daten für den CRISTA-2-Zeitraum nicht vor. Für Testzwecke wurden Ergebnisse des veränderten V5-Algorithmus mit den Ergebnissen des V4.9-Algorithmus für einen Zeitraum vor Juni 1997 verglichen. Es zeigte sich, daß die V5-Ergebnisse niedrigere Werte liefern als die V4.9-Ergebnisse, wobei die Unterschiede eine Breitenabhängigkeit zeigen (LIVESEY et al., 2002). Die V5-Ergebnisse müßten also nach oben korrigiert werden, um mit V4.9-Ergebnissen übereinzustimmen. Dies würde den Vergleich zwischen CRISTA und MLS verbessern.

SAGE II

Das Stratospheric Aerosol and Gas Experiment II (SAGE II, CHIOU et al., 1997) ist ein satellitengestütztes Instrument, das sich auf Earth Radiation Budget Satellite (ERBS) befindet und seit 1984 Messungen macht. Anders als MLS und CRISTA mißt SAGE II in Absorption, wobei im Sichtbaren und im nahen Infrarot gemessen wird. Als Lichtquelle im Hintergrund wird die Sonne verwendet, d.h. Messungen sind nur bei Sonnenaufgang und Sonnenuntergang (vom Satelliten aus gesehen) möglich. Pro Tag werden 30 Profile (je 15 bei Sonnenauf- und Sonnenuntergang) gemessen. Die Profile, die bei Sonnenaufgang bzw. Sonnenuntergang gemessen werden, liegen jeweils bei etwa der gleichen Breite. Diese beiden Breiten verändern sich im Laufe des Jahres und variieren etwa zwischen 60°N und 60°S.

Die Daten von SAGE II eignen sich gut zum Vergleich der Vertikalstruktur. Insbesondere läßt sich der vertikale Anstieg des Wasserdampfes in der oberen Troposphäre überprüfen, da das vertikale Gesichtsfeld mit 0,5 km klein ist (CHIOU et al., 1997) und somit nur über einen kleinen Höhenbereich gemittelt wird. Zudem liegt der typische systematische Fehler unterhalb der Tropopause bei 10% (KLEY et al., 2000), was für den Vergleich eine gute Genauigkeit darstellt.

Im August 1997 erfolgten gleichzeitige Messungen von SAGE II und CRISTA. Während der vier Tage, in denen die unterste Tangentenhöhe der CRISTA-Messungen bei 11 km lag, gibt es insgesamt etwa 60 bei Sonnenuntergang gemessene Höhenprofile von SAGE II, die im Breitenbereich von etwa 50°N bis 60°N liegen. Für einen Vergleich werden mittlere Profile im Breitenbereich 55 – 60°N von SAGE II sowie CRISTA bestimmt. Zur Berechnung mittlerer Profile von SAGE II werden die Ergebnisse der Version 6 verwendet. Zu jeder Höhe, in der ein Wert angegeben wird, gibt es eine prozentuale Fehlerangabe. Weniger genaue Punkte werden bei der Mittelung weggelassen, indem nur Höhen mit Fehlerangaben unterhalb von 100% berücksichtigt werden. In Abbildung 23 sind die Ergebnisse der Mit-

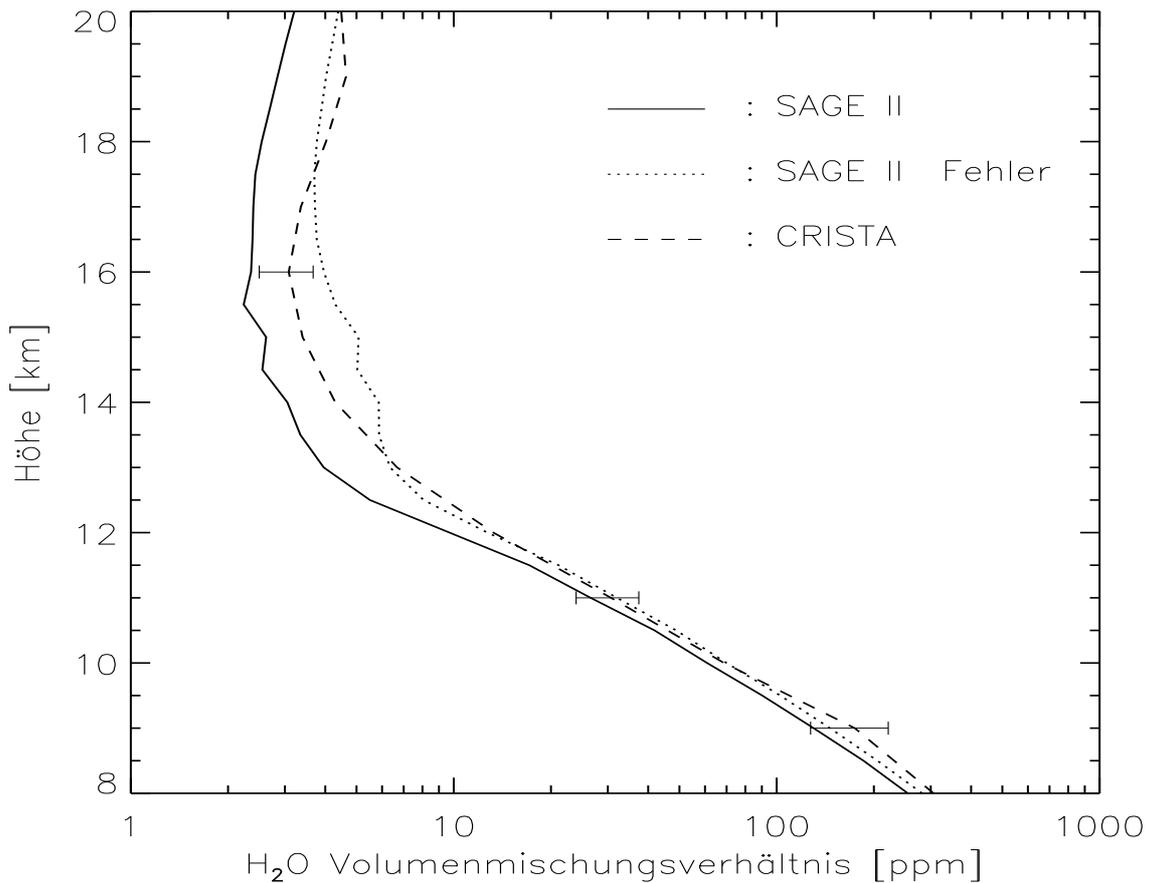


Abbildung 23: Vergleich mittlerer H₂O-Profile zwischen 55°N und 60°N von CRISTA und SAGE II. Die gepunktete Kurve gibt den mittleren systematischen Fehler der einbezogenen SAGE II Messungen an (nur einseitig eingezeichnet). Die einzelnen Fehlerbalken sind die abgeschätzten systematischen Fehler von CRISTA.

lungen zu sehen. Die mittleren Fehler in jeder Höhe für SAGE II sind mit der gepunkteten Kurve gekennzeichnet. Man sieht, daß für die größeren Mischungsverhältnisse die Fehler im Bereich von 10% liegen und für die kleineren Mischungsverhältnisse auf bis zu 100% um 15km anwachsen. Für größere Höhen werden die Fehler wieder geringer. In das mittlere CRISTA-Profil gehen etwa 900 Einzelprofile ein, die während der gesamten Mission in diesem Breitenbereich gemessen wurden. Drei Fehlerbalken am mittleren CRISTA-Profil geben die typischen abgeschätzten systematischen Fehler der CRISTA-Messungen an. In Abbildung 23 ist eine gute Übereinstimmung beider Messungen zu sehen. Insbesondere zeigen die Instrumente in der Troposphäre den gleichen vertikalen Gradienten. Oberhalb von 13 km sind die CRISTA-Messungen deutlich größer als die SAGE II Messungen. Sie stimmen aber innerhalb ihrer Fehlergrenzen miteinander überein.

Fazit

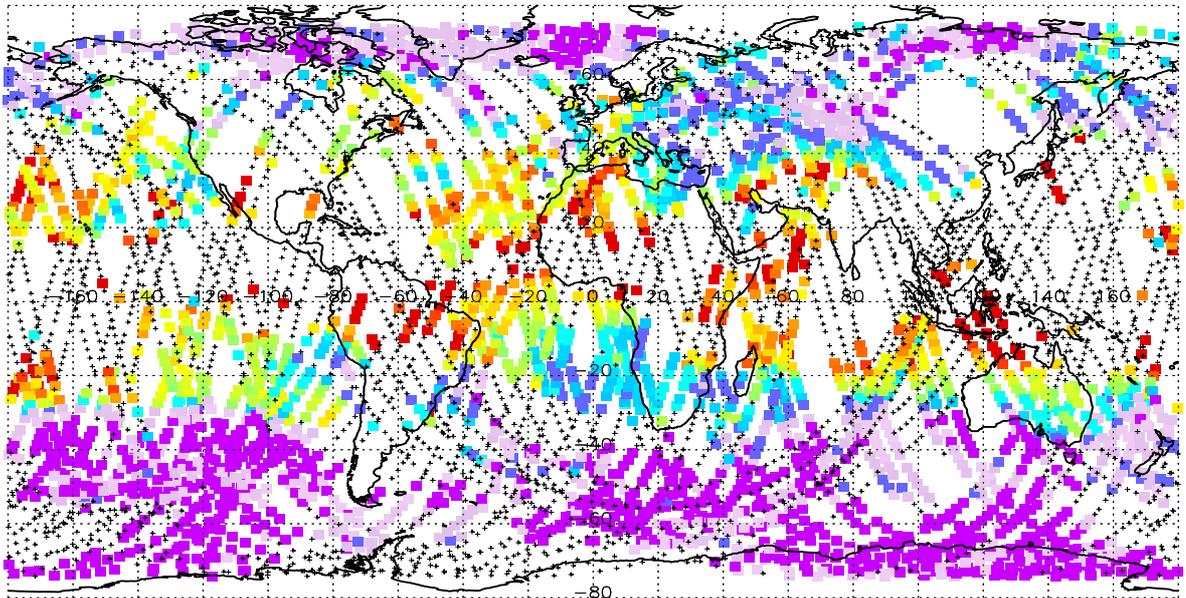
Die Vergleiche mit den verschiedenen Instrumenten, die zur gleichen Zeit wie CRISTA gemessen haben, zeigen alle eine gute Übereinstimmung. Mit dem FISH-Gerät, das über Zentraleuropa gemessen hat, sind gut Absolutvergleiche möglich, da der Fehler der FISH-Messungen mit 4 – 5% sehr klein ist. Die Übereinstimmung ist besser als 10%, wobei ein für Satellitenmessungen sehr geringer maximaler räumlicher Abstand von 50 km erreicht wurde. Diese sehr gute Übereinstimmung deutet an, daß der abgeschätzte systematische Fehler von CRISTA, der durch die Unsicherheit der verwendeten Liniendaten dominiert ist, zu groß ist. Der globale Vergleich mit MLS liefert eine große Anzahl von Vergleichsmessungen auf einer Druckfläche von 215 hPa. MLS und CRISTA stimmen innerhalb der kombinierten Fehler miteinander überein. Leider konnte gerätebedingt nicht mit der besten MLS-Datenversion verglichen werden. Mit SAGE II konnte die Vertikalstruktur der Wasserdampfverteilung in den mittleren nördlichen Breiten verifiziert werden. Insgesamt zeigt dies, daß die CRISTA H₂O-Daten einen zuverlässigen Datensatz von Wasserdampf in der Tropopausenregion darstellen.

5.3 Großräumige Wasserdampfverteilung und zonale Mittelwerte

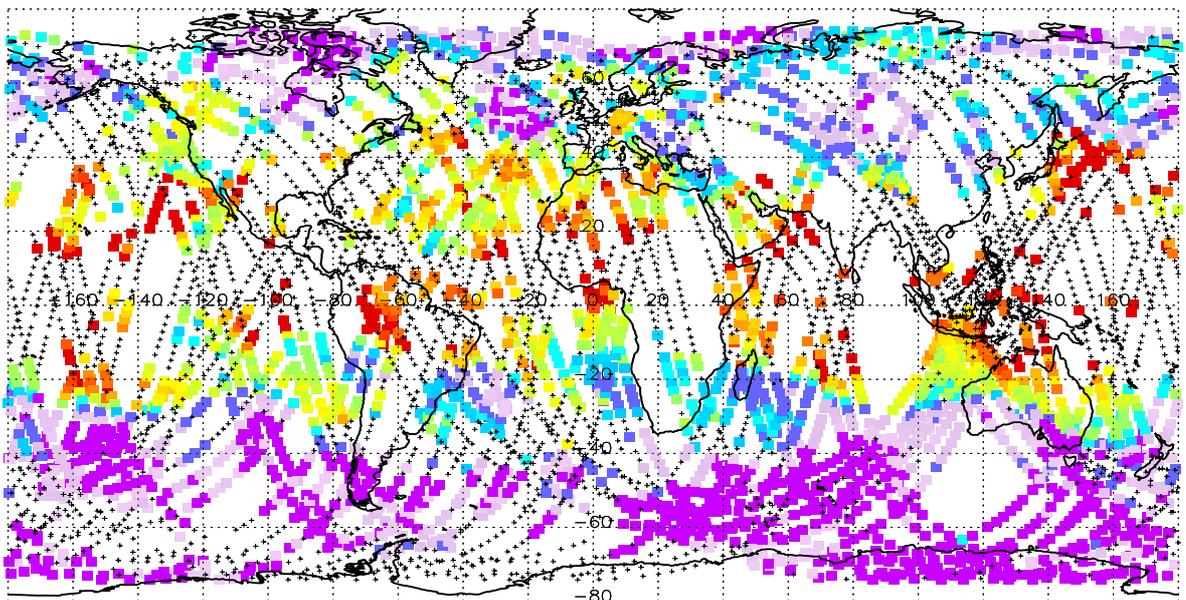
Insgesamt gibt es etwas mehr als vier Tage Messungen bis zu Höhen von nominell 11 km herunter. Abbildung 24 zeigt tageweise globale Karten mit den Wasserdampfergebnissen für eine Druckfläche von 215 hPa (etwa 11 km). Jedes eingezeichnete Symbol (farbiges Quadrat oder schwarzes Kreuz) repräsentiert ein gemessenes Höhenprofil. An den Orten mit einem schwarzen Kreuz war kein Retrieval von Wasserdampf möglich, da die entsprechenden Messungen stark durch Wolken gestört sind (vgl. Kapitel 4.2). Besonders viele durch Wolken gestörte Messungen bei 215 hPa befinden sich in den nördlichen Tropen (Breitenbereich vom Äquator bis 20°N). Die farbigen Quadrate geben die Orte an, an denen das Retrieval möglich war. Um aus den Wasserdampfprofilen Werte für 215 hPa zu bestimmen, wurden die Profile logarithmisch interpoliert.

Die großskalige, horizontale Verteilung in Abbildung 24 zeigt große Wasserdampf-Konzentrationen in den Tropen und abnehmende Werte zu den Extratropen. Der hohe Wasserdampfgehalt in den Tropen spiegelt wieder, daß die Messungen in den Tropen bei 215hPa zum großen Teil in der Troposphäre liegen und außerhalb eher in der Stratosphäre (vgl. Abbildung 4). Man beobachtet eine große Spannweite der Werte von einigen ppmv bis

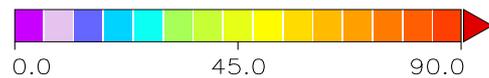
Tag 222



Tag 223



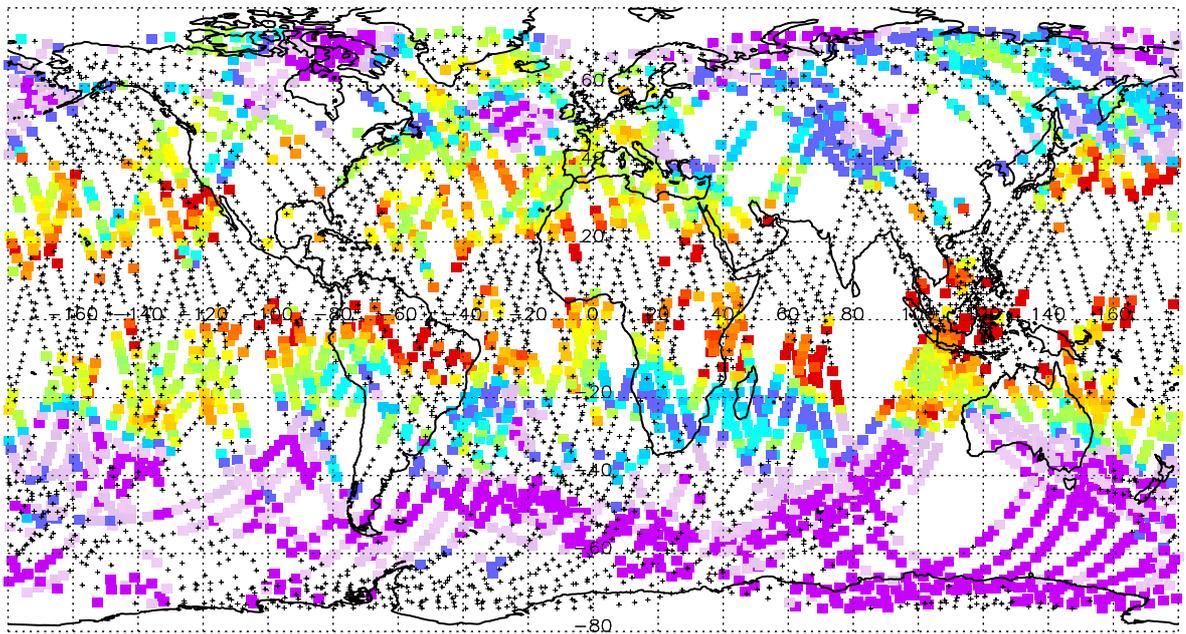
Volumenmischungsverhältnis [ppm]



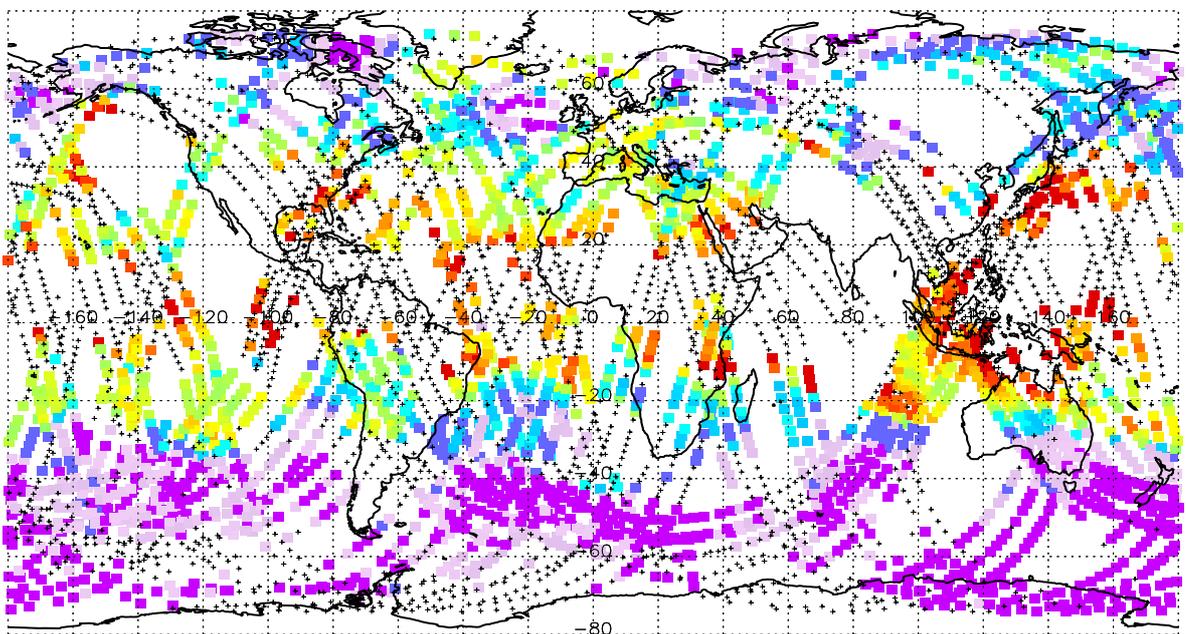
H₂O

Abbildung 24: Globale Wasserdampfkarten von CRISTA bei 215 hPa. Jede Karte stellt die Ergebnisse eines Tages dar, die jeweils ab 12Uhr UT gemessen worden sind. Kreuze deuten Messorte an, bei denen ein Retrieval nicht möglich war.

Tag 224



Tag 225



Volumenmischungsverhältnis [ppm]



H₂O

Abbildung 24: Fortsetzung

etwa 90 ppmv. Südlich von etwa 40°S sind einheitlich niedrige Mischungsverhältnisse von 5 ppmv im Mittel zu erkennen. Im Norden ist dagegen in den mittleren und hohen Breiten die Verteilung sehr variabel, wobei Mischungsverhältnisse bis zu 50 ppmv auftreten. Diesen Unterschied zonaler Mittelwerte der H₂O-Mischungsverhältnisse verdeutlicht Abbildung 25. Die Daten auf der 215 hPa-Fläche aller vier Tage aus Abbildung 24 wurden gemittelt. Die zonalen Mittelwerte weisen ein Maximum in den Tropen und einen starken Abfall der Mischungsverhältnisse zu höheren südlichen und nördlichen Breiten auf. Das Maximum liegt nicht am Äquator, sondern bei etwa 10°N. Dies hängt mit der jahreszeitlichen Verschiebung der Innertropischen Konvergenzzone zusammen, die im Nordsommer nach Norden und im Südsommer nach Süden verschoben ist. In den MLS-Daten (vgl. Kapitel 5.2) ist eine jahreszeitliche Verschiebung des Maximums in der relativen Feuchte zwischen 10°S und 10°N zu beobachten (SANDOR et al., 1998). Die maximale Auslenkung nach Norden ist im August zu beobachten. Dies stimmt mit der beobachteten Auslenkung

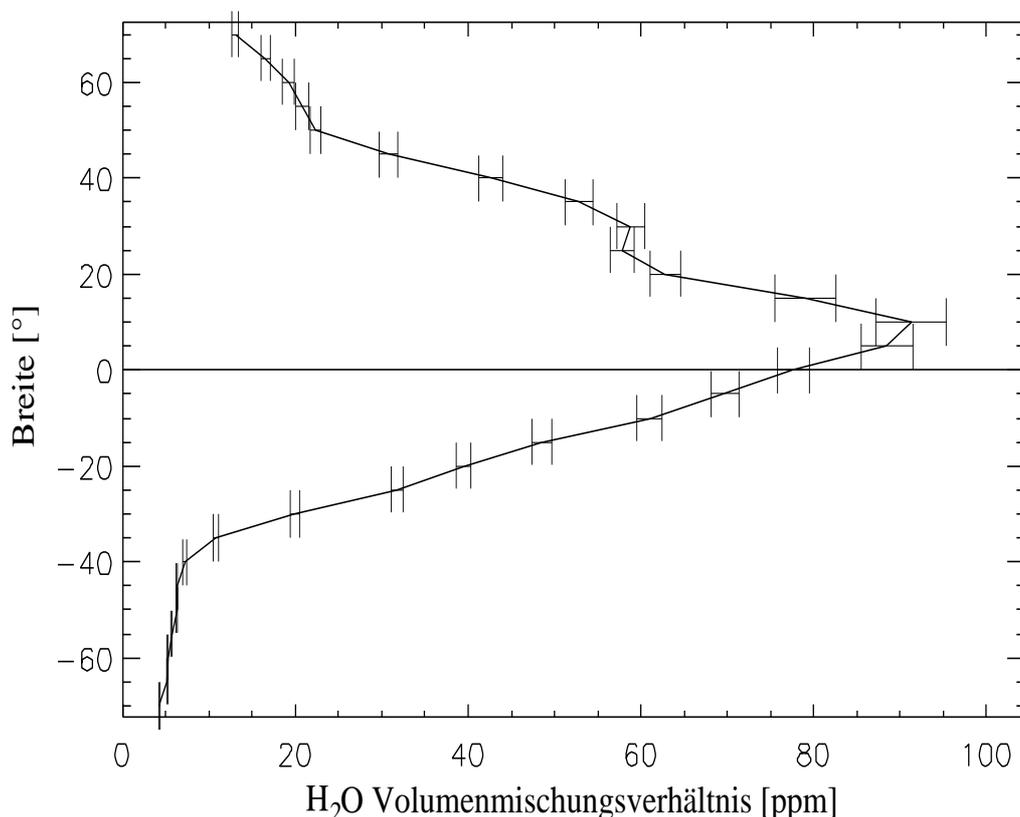


Abbildung 25: Zonaler Mittelwert des Wasserdampfes auf der 215 hPa-Druckfläche (5°-Breitenbereiche). Gemittelt wurde über den gesamten CRISTA-Missionszeitraum. Die Streubalken geben die Standardabweichungen der H₂O-Ergebnisse in den jeweiligen Breitenbereichen an.

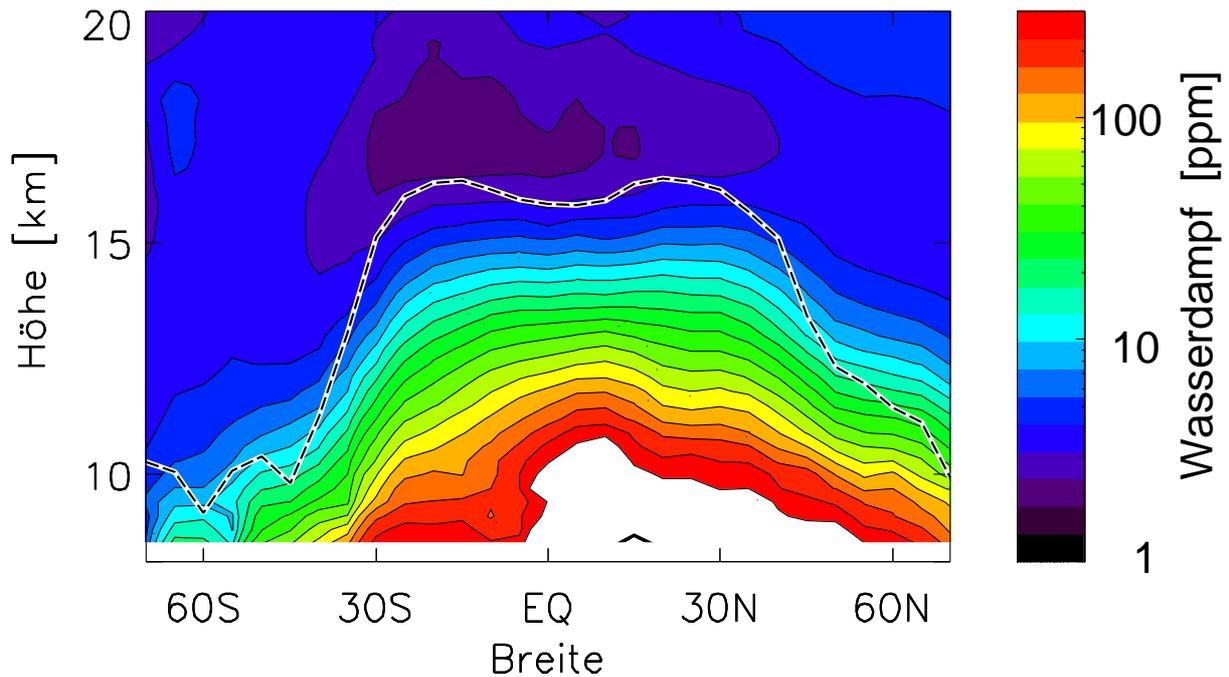


Abbildung 26: Höhen-Breiten-Querschnitt des H_2O -Mischungsverhältnisses. Die weiß unterlegte gestrichelte Linie gibt die Lage der thermischen Tropopause an. Zu beachten ist der logarithmische Farbcode.

der maximalen Mischungsverhältnisse der CRISTA-2 Ergebnisse überein, die im August gemessen wurden. Weiterhin ist eine Asymmetrie zwischen Norden und Süden zu sehen. Die Mischungsverhältnisse nehmen zu hohen nördlichen Breiten nicht so weit ab wie zu hohen südlichen Breiten. Dies kommt wesentlich durch zwei Effekte zustande: Die Tropopause ist im Sommer in den Extratropen im Mittel höher als im Winter (siehe z.B. WONG und WANG, 2000), und der Wasserdampfgehalt in der untersten Stratosphäre unterliegt einer jahreszeitlichen Variation, die Maximalwerte im Sommer aufweist (siehe z.B. PAN et al., 1997; PAN et al., 2000).

Die Höhenstruktur der mittleren Wasserdampfverteilung wird in Abbildung 26 mit einem Höhen-Breiten-Querschnitt von Wasserdampf verdeutlicht. Wegen der starken Änderung des Mischungsverhältnisses mit der Höhe wurde ein logarithmischer Farbcode verwendet. Die vertikale Struktur weist ein Minimum im Mischungsverhältnis auf, das in allen Breiten vorhanden ist. In den Tropen liegt dieses Minimum bei 17 – 18 km und ist bei höheren Breiten in niedrigeren Höhen zu finden. Dieses Minimum wird als Hygropause bezeichnet (KLEY et al., 1979). Unterhalb der Hygropause nimmt das Mischungsverhältnis bei jeder Breite mit kleiner werdender Höhe etwa exponentiell zu. In der Nordhemisphäre, wo Sommer herrscht, liegen die Linien gleicher H_2O -Mischungsverhältnisse höher als in der

Südhemisphäre. Dies ist, wie bereits zu Abbildung 25 bemerkt, ein jahreszeitlicher Effekt, der höhere Mischungsverhältnisse auf der Sommerhemisphäre zur Folge hat. Die Lage des absoluten Minimums im Höhen-Breiten-Querschnitt ist etwas nach Süden verschoben, was auch von RANDEL et al. (2001) in einem Monatsmittelwert für August beobachtet wird. Zusätzlich ist in Abbildung 26 die mittlere Tropopausenhöhe als weiß unterlegte gestrichelte Linie eingezeichnet. Es ist zu sehen, daß in allen Breiten die Tropopausenhöhe immer unterhalb der Hygropausenhöhe liegt. In den Tropen ist der Abstand mit 1 – 2 km geringer als bei größeren Breiten. Die in den CRISTA-Daten beobachteten Merkmale der mittleren Wasserdampfverteilung werden auch in der Klimatologie von SAGE II Wasserdampfmessungen beobachtet, die in CHIOU et al. (1997) als jahreszeitliche Mittelwerte angegeben werden.

5.4 Kleinräumige dynamische Strukturen

Die zonalen Mittelwerte aus dem vorherigen Kapitel geben einen ersten Überblick über die Wasserdampfverteilung im Bereich der Tropopause. Der große Vorteil der CRISTA-Messungen ist aber die hohe räumliche Auflösung in horizontaler Richtung, wie sie in Abbildung 24 erkennbar ist. Dadurch werden auch kleinräumige Strukturen in der globalen Wasserdampfverteilung sichtbar, die von anderen Satellitenexperimenten bisher nicht aufgelöst werden konnten.

Die Karten in Abbildung 24 zeigen, daß die Wasserdampfverteilung sehr stark von zonaler Symmetrie abweicht. Entlang eines Breitenkreises kann das Mischungsverhältnis um eine Größenordnung variieren und zeigt die große Variabilität des Wasserdampfes im Bereich der Tropopause. Es sind eine ganze Reihe kohärenter dynamischer Strukturen erkennbar. Dabei sind auch solche Strukturen gut sichtbar, die räumliche Ausmaße von nur wenigen hundert Kilometern besitzen. Im folgenden werden kleinräumige Strukturen in einem Gebiet über dem Nordatlantik genauer betrachtet.

In Abbildung 27 ist für den 12. August 1997 (Tag 224) ein Gebiet über dem Nordatlantik vergrößert zu sehen. Dargestellt sind die Wasserdampfmessungen (Abbildung 27a), die potentielle Vorticity (Abbildung 27b; vgl. Kapitel 2.1), die Temperatur (Abbildung 27c) und das Windfeld (Abbildung 27d) auf einer Druckfläche von 215 hPa.

Die auffälligste Struktur mit einer Ausdehnung von etwa zweitausend Kilometern ist westlich von Großbritannien über dem Nordatlantik zu sehen. Dieses Gebiet ist ausgezeichnet durch niedrigere Wasserdampf-Konzentrationen, höhere potentielle Vorticity und höhere Temperatur im Vergleich zur umgebenden Luft. Das Windfeld zeigt ein zyklonales Strömungssystem (wirbelhafte Strömung entgegen dem Uhrzeigersinn, d.h. ein Tiefdruck-

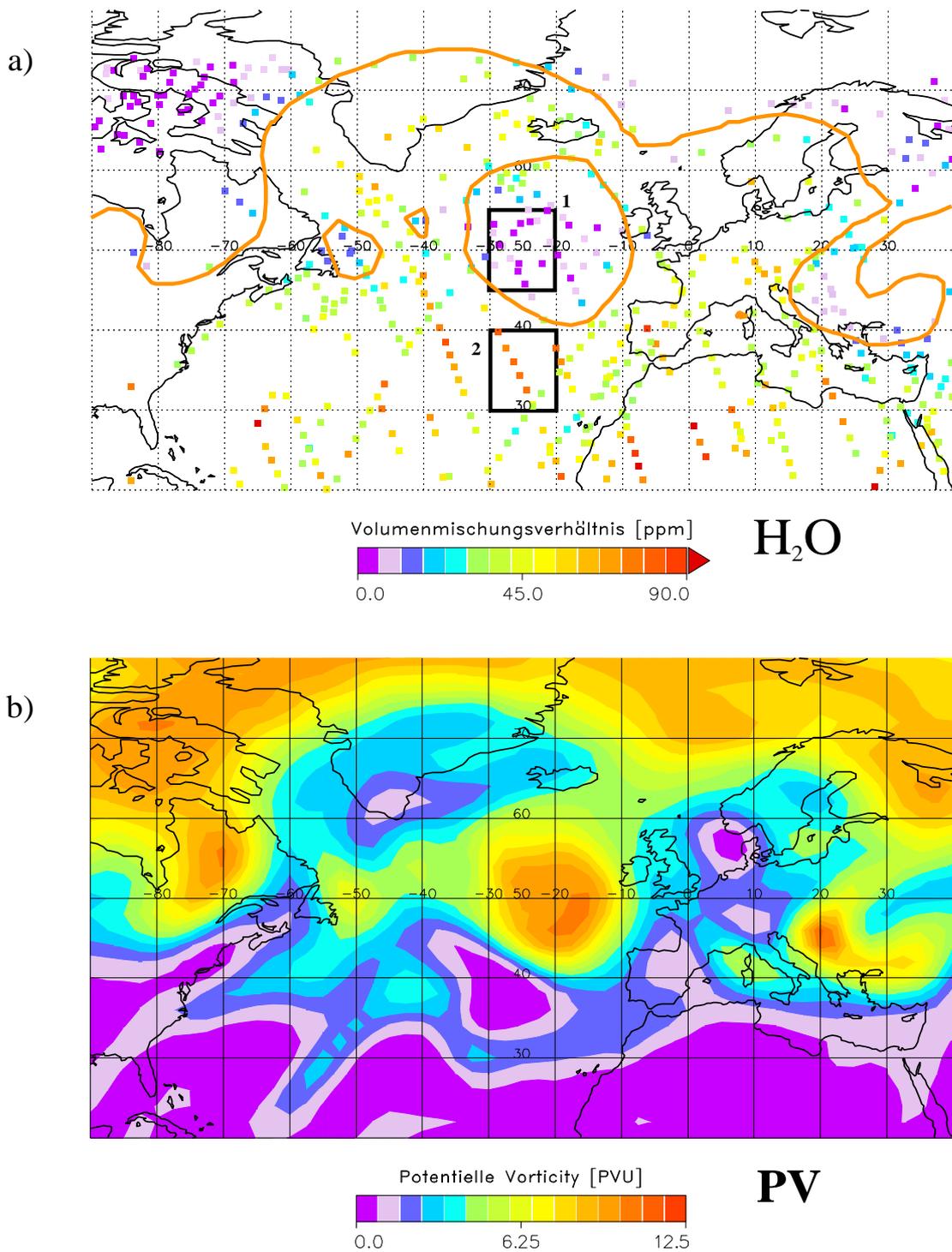


Abbildung 27: a) Wasserdampfverteilung (ein Tag Messungen) und b) Verteilung der potentiellen Vorticity über dem Nordatlantik am 12. August 1997 auf der 215 hPa Druckfläche. Die 5 PVU-Kontourlinie aus b) wurde für einen einfacheren Vergleich in a) eingezeichnet. Die beiden schwarz umrandeten Rechtecke kennzeichnen Gebiete, von denen mittlere Profile in Abbildung 28 berechnet werden.

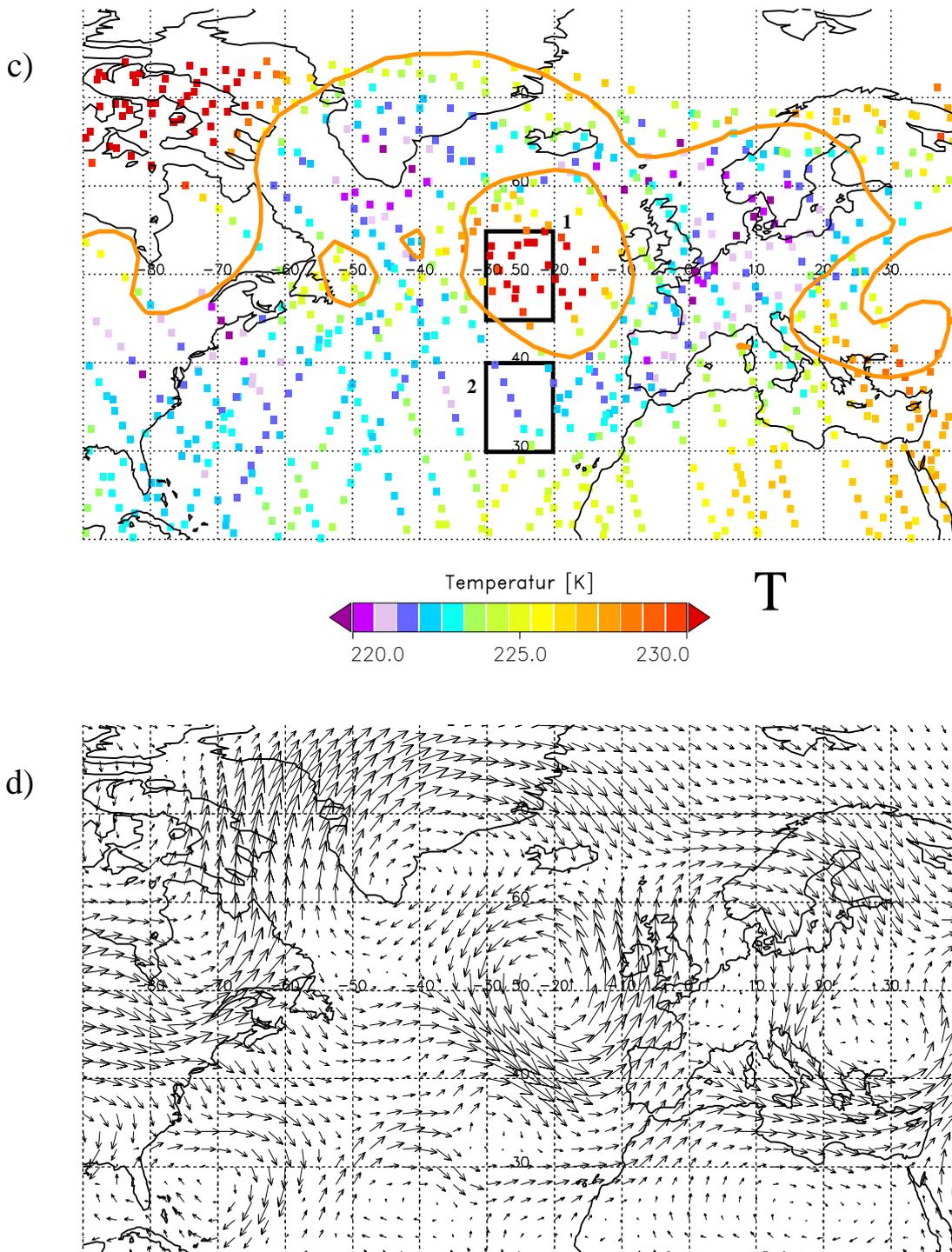


Abbildung 27: Fortsetzung: Temperaturverteilung (UKMO) c) und Windfeld d) über dem Nordatlantik am 12. August 1997 auf der 215 hPa Druckfläche. Die 5 PVU-Kontourlinie aus b) wurde für einen einfacheren Vergleich in c) eingezeichnet. Die beiden schwarz umrandeten Rechtecke kennzeichnen Gebiete, von denen mittlere Profile in Abbildung 28 berechnet werden.

gebiet) in diesem Bereich. In Abbildungen 27a und 27c wurden die 5 PVU-Konturlinien aus Abbildung 27b übertragen, um die Lage der Strukturen besser vergleichen zu können. Die Gegenüberstellung der potentiellen Vorticity mit H_2O ist deshalb sinnvoll, da die potentielle Vorticity eine Erhaltungsgröße ist, falls man reibungsfreie, adiabatische Bewegungen annimmt (vgl. Kapitel 2.1). Sie kann deshalb als Indikator für die Bewegung von Luftmassen dienen.

Die betrachtete Struktur ist ein Beispiel eines synoptischen Ereignisses. Als synoptisch bezeichnet man dynamische Prozesse in der Atmosphäre, die horizontale Ausmaße von mehreren tausend Kilometern besitzen (ein typisches Beispiel sind Wettersysteme). Ein solches Ereignis bezeichnet man auch als Kaltlufttropfen. Das Kennzeichen eines Kaltlufttropfens ist, daß ein isolierter zyklonaler Wirbel in der Höhenströmung vorliegt. Innerhalb eines Kaltlufttropfens befindet sich die Tropopause bei besonders niedrigen Höhen. Dies wird in der potentiellen Vorticity dadurch deutlich, daß eine Region mit erhöhten Werten vorhanden ist (vgl. Abbildung 27b). Deshalb lassen sich Kaltlufttropfen auch an isolierten Gebieten mit erhöhter potentieller Vorticity identifizieren.

Die Bildung und zeitliche Entwicklung des Kaltlufttropfens kann man in Abbildung 24 verfolgen. Trockene Luftmassen dringen von Norden kommend etwas in Richtung Äquator vor und werden nach und nach von Luftmassen mit deutlich höheren H_2O -Mischungsverhältnissen umschlossen. Dasselbe Verhalten der Abspaltung findet man auch für die potentielle Vorticity (nicht gezeigt), wobei auch für die anderen drei Tage eine gute Übereinstimmung der Strukturen im Wasserdampf und in der potentiellen Vorticity vorliegt. Dies ist der typische Bildungsprozeß von Kaltlufttropfen: Luftmassen mit hoher potentieller Vorticity stoßen langsam nach Süden vor und werden schließlich vom polaren Reservoir abgeschnürt. Die typische Lebensdauer ist relativ lang und kann von einigen Tagen bis zu 1 – 2 Wochen betragen, wobei sie sich nur langsam verlagern bzw. nahezu ortsfest bleiben. Der von CRISTA beobachtete Kaltlufttropfen hat eine Lebensdauer von etwa einer Woche, wie man aus den Karten der potentiellen Vorticity für die weiteren Tage entnehmen kann. Er bewegt sich zum Ende seiner Lebensdauer wieder langsam in Richtung Norden und löst sich schließlich auf.

Der beobachtete Kaltlufttropfen ist Teil eines sogenannten „Blocking“-Ereignisses (z.B. SAUSEN et al., 1995). Damit wird eine langlebige Anomalie im Strömungsmuster in mittleren Breiten bezeichnet, deren Lebensdauer viele Tage betragen kann. Die im August 1997 vorliegende Situation zeichnet sich durch ein Muster aus, das dem großen griechischen Buchstaben Omega (Ω) ähnelt („Omega-Blocking“). Dieses Muster ist in Abbildung 27b mit Zentrum über Zentraleuropa zu beobachten (verfolge Konturlinie zwischen blau und

grün) und ist in gleicher Weise in der Druckverteilung (nicht gezeigt) sichtbar.

Um die Vertikalstruktur des Kaltlufttropfens im Vergleich zur Umgebung genauer zu betrachten, werden mittlere Profile des H₂O-Mischungsverhältnisses und der Temperatur berechnet (Abbildung 28). Die tieferliegende Tropopause läßt sich deutlich an den beiden Wasserdampfprofilen in Abbildung 28a erkennen. Gegenüber der Umgebung ist das Profil im Kaltlufttropfen um etwa 3 – 4 km nach unten verschoben.

Wie aus der Namensgebung zu entnehmen ist, zeichnet sich ein Kaltlufttropfen auch durch eine niedrigere Temperatur gegenüber der Umgebung aus. Abbildung 27c zeigt aber genau das gegenteilige Verhalten. Die Aufklärung dieses Widerspruchs zeigt Abbildung 28b. Die beiden mittleren Profile kreuzen sich in einer Höhe von etwa 10 km. Unterhalb 10 km liegt das Verhalten vor, das zur Namensgebung geführt hat¹. Oberhalb von 10 km drehen sich die Verhältnisse um. Dort ist die Temperatur innerhalb des Kaltlufttropfens höher als in der Umgebung, so wie in Abbildung 27c für 215 hPa (etwa 11 km) zu sehen.

Die Erklärung für die sich kreuzenden Temperaturverläufe hängt mit den mittleren Temperaturen bei mittleren Breiten im Vergleich zu höheren Breiten zusammen. Die relativen Unterschiede hängen wesentlich von der Jahreszeit ab: In der Troposphäre sind die Luftmassen (in festen Höhen) aus höheren Breiten ganzjährig kälter als in mittleren Breiten. In der Stratosphäre sind sie im Winter ebenfalls kälter, aber im Sommer wärmer. Deshalb sind die stratosphärischen Luftmassen, die im Kaltlufttropfen aus nördlicheren Breiten stammen, in der Stratosphäre wärmer und in der Troposphäre kälter als die Umgebung. Mit einem Kaltlufttropfen kann ein Austausch von Luftmassen zwischen Troposphäre und Stratosphäre verbunden sein. Als Mechanismen werden die Erosion der Tropopause durch hochreichende Konvektion sowie durch turbulente Prozesse diskutiert (z.B. PRICE und VAUGHAN, 1993). In beiden Fällen stellt sich die Tropopause schließlich in einer größeren Höhe ein und es verbleiben ursprünglich stratosphärische Luftmassen in der Troposphäre. An den Flanken von Kaltlufttropfen können Tropopausenfaltungen auftreten. Tropopausenfaltungen sind Intrusionen stratosphärischer Luft, die weit in die Troposphäre reichen und dort z.B. durch turbulente Prozesse zu einem Austausch troposphärischer und stratosphärischer Luft führen (PRICE und VAUGHAN, 1993). Die genauere Untersuchung der Transportprozesse, die mit diesem Kaltlufttropfen verbunden sind, erfordert die Verwendung eines mesoskaligen Modells, das die Details eines Kaltlufttropfens auflösen kann. Dies ist das Ziel des Projektes TRACHT (Transport, Chemie und Spurengasverteilung in

¹Der Begriff Kaltlufttropfen wurde von Meteorologen geprägt, die mehr an der unteren und mittleren Troposphäre interessiert sind. Die Namensgebung hält sich deswegen an die Charakterisierung der Prozesse in diesen Höhen.

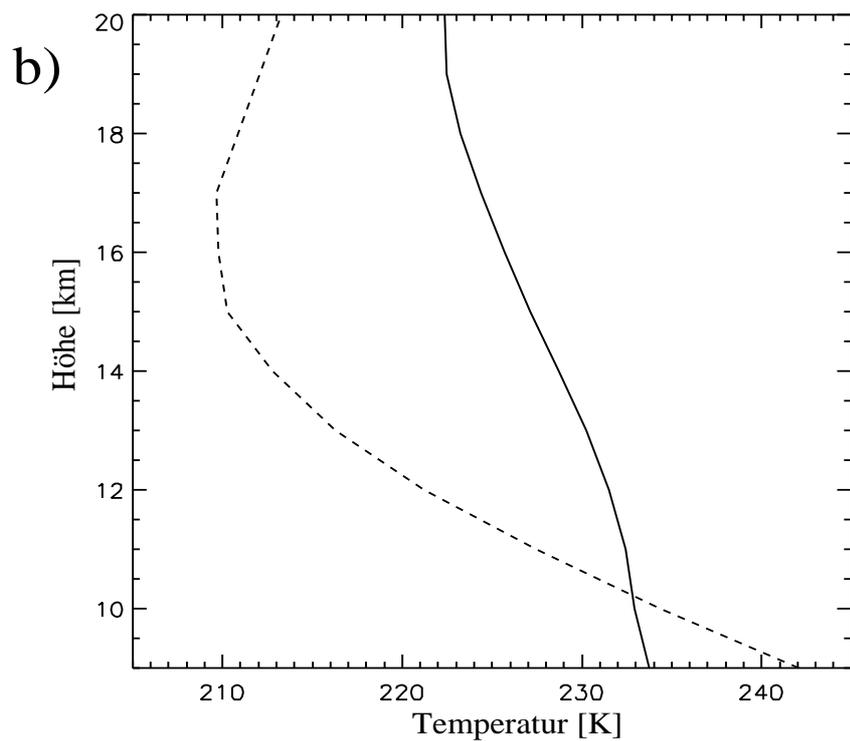
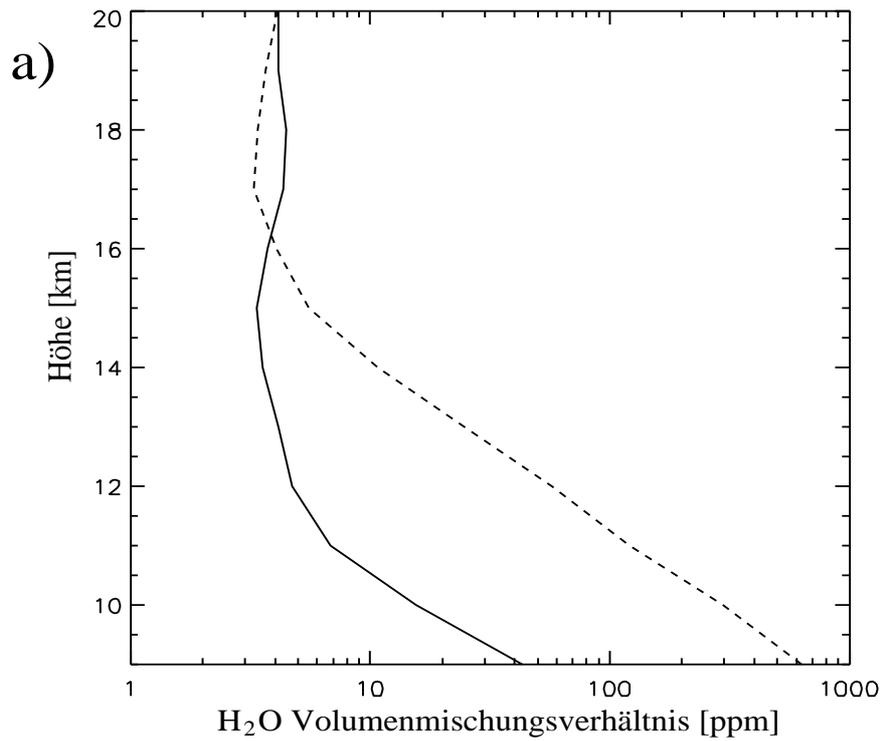


Abbildung 28: Mittlere Profile a) des H₂O-Mischungsverhältnisses und b) der Temperatur (UKMO). Es sind jeweils zwei Profile dargestellt, die aus dem Gebiet 1 (durchgezogene Kurve) bzw. dem Gebiet 2 (gestrichelte Kurve) der Abbildung 27 ermittelt wurden.

der Tropopausenregion), das zur Zeit im Rahmen des Atmosphärenforschungsprogramms 2000 (AFO2000) läuft. Dabei wird das EURAD-Modellsystem („European Air Pollution Dispersion Modelsystem“) als regionales Modell verwendet. Die mit der vorliegenden Arbeit erhaltenen H₂O-Ergebnisse gehen bei TRACHT zur Verbesserung der modellierten Absolutwerte als Randbedingungen ein.

Neben dem Kaltlufttropfen sind in Abbildung 27 noch weitere dynamische Strukturen zu erkennen. Über Südosteuropa ist eine ähnliche Anomalie in der Verteilung der potentiellen Vorticity zu erkennen wie über dem Nordatlantik. Diese besitzt jedoch kleinere räumliche Ausmaße von wenigen hundert Kilometern. Der Vergleich mit der H₂O-Verteilung zeigt auch hier die Antikorrelation. Dies demonstriert, daß selbst solche kleinskaligen Strukturen gut von den CRISTA-Messungen identifiziert werden können und konsistent mit der potentiellen Vorticity sind. Es sind lediglich kleine Verschiebungen zu beobachten. Diese können allerdings auch dadurch zustande kommen, daß in Abbildung 27a die CRISTA-Messungen eines ganzen Tages eingezeichnet sind, wohingegen die potentielle Vorticity in Abbildung 27b aber für einen festen Zeitpunkt dargestellt ist.

5.5 Modellierung der Wasserdampfverteilung

Satelliten liefern immer Messungen auf einem unregelmäßigen räumlichen Gitter zu unterschiedlichen Zeiten (asynoptische Daten). Für die Analyse ist es wünschenswert, daß die Verteilungen auf einem festen räumlichen und zeitlichen Gitter vorliegen (synoptische Daten). Der Vorteil wäre es, räumliche Lücken zu füllen und die zeitliche Entwicklung verfolgen zu können.

Um dies zu erreichen, muß eine geeignete Methode verwendet werden, die gleichzeitig die räumliche und zeitliche Interpolation vornimmt. Eine Möglichkeit ist die Verwendung eines Kalman-Filters, der die Interpolation über die Anpassung von harmonischen Funktionen durchführt (ERN, 1993). Dieser benutzt allein die Daten selbst, ohne weitere Informationen über den Atmosphärenzustand zu verwenden. Ist die räumliche Überdeckung nahezu homogen, stellt dies eine einfache Möglichkeit der Interpolation dar, die insbesondere für CRISTA-Ergebnisse in der Stratosphäre erfolgreich angewendet wurde (z.B. OFFERMANN et al., 1999). Im Bereich der Tropopause werden die CRISTA-Messungen allerdings durch Wolken gestört, die zu größeren Lücken in der horizontalen Verteilung führen (siehe Abbildung 24). Größere Lücken ergeben sich auch durch den „Hawk-Eye-Mode“ (siehe Abbildung 8).

Ein hier geeigneterer Ansatz für die Interpolation ist die Verwendung eines Atmosphärenmodells. Dabei wird die Modellverteilung der betrachteten Größe mit Hilfe der Meßdaten

in geeigneter Weise verändert, sodaß die resultierende Modellierung mit den Messungen so gut wie möglich übereinstimmt. Eine solche Vorgehensweise bezeichnet man auch als Assimilierung. Es gibt unterschiedliche Ansätze, wie die Messungen eingehen können. Hier wird eine sequentielle Technik verwendet: das Modell läuft solange frei, bis die Modellzeit den Zeitpunkt einer Messung erreicht. Die Konzentrationen benachbarter Modellgitterpunkte werden dann durch einen entfernungsabhängigen gewichteten Mittelwert ersetzt. Dieses Verfahren wurde bereits erfolgreich für CRISTA-Messungen in der Stratosphäre angewendet, wobei das NCAR ROSE-Modell zur Anwendung kam (RIESE et al., 1999b). Das ROSE-Modell ist eigentlich ein Chemie-Transport-Modell (CTM), mit dem die Modellierung chemisch aktiver Gase möglich ist und das speziell für die Stratosphäre entwickelt wurde. Da der Wasserdampf im Tropopausenbereich eine photochemische Lebensdauer von vielen Jahren besitzt, können chemische Prozesse hier vernachlässigt werden.

Das ROSE-Modell ist ein Semi-Lagrange-Modell, das die Verteilungen auf Druckflächen berechnet (ROSE und BRASSEUR, 1989; SMITH, 1995). Für die Assimilierung des Wasserdampfes werden nur die untersten fünf Druckflächen zwischen etwa 9 – 18 km verwendet (316 hPa, 215 hPa, 146 hPa, 100 hPa und 68 hPa). Auf jeder Druckfläche gehen für die Assimilierung die verfügbaren Wasserdampfmessungen ein. Die Meßperiode beginnt am 8. August 1997. Das Modell startet etwa eine Woche vorher und wird zu diesem Zeitpunkt mit zonalen Mittelwerten der CRISTA-Ergebnisse für die jeweiligen Druckflächen initialisiert. Die Datendichte für 316 hPa ist allerdings gering. Dies liegt daran, daß bei diesem Druck oftmals die untere Grenze der CRISTA-Messungen erreicht wird. Zudem wird die Fläche größer, bei der die Messungen durch Wolken gestört sind. Deshalb wird die 316 hPa-Druckfläche mit den zonalen Mittelwerten der H₂O-Ergebnisse der 215 hPa-Druckfläche initialisiert. Die Druckfläche von 215 hPa stellt somit die unterste Höhe mit einer ausreichenden Überdeckung dar (vgl. Abbildung 24).

Das ROSE-Modell enthält keine mikrophysikalischen Parametrisierungen, die z.B. Phasenumwandlungen des Wasserdampfes beschreiben. Ziel der Assimilierung ist es, die reinen Transporte zu modellieren, d.h. der Wasserdampf wird als konservativer Tracer (Indikator für die Bewegung von Luftmassen) angesehen. Im ROSE-Modell werden dreidimensionale Transporte simuliert, wobei die benötigten Windfelder aus einer externen Datenquelle entnommen werden. Es werden assimilierte Winde des United Kingdom Meteorological Office (UKMO) verwendet, die alle 24 Stunden vorliegen. Testrechnungen haben ergeben, daß die Verwendung der vertikalen Winde von UKMO zu Problemen führt. Die Assimilierung ergibt unrealistische Resultate, die starke Diskrepanzen zu den gemessenen Wasserdampfverteilungen aufweisen. Ursache sind viel zu hohe vertikale Windgeschwindigkeiten von

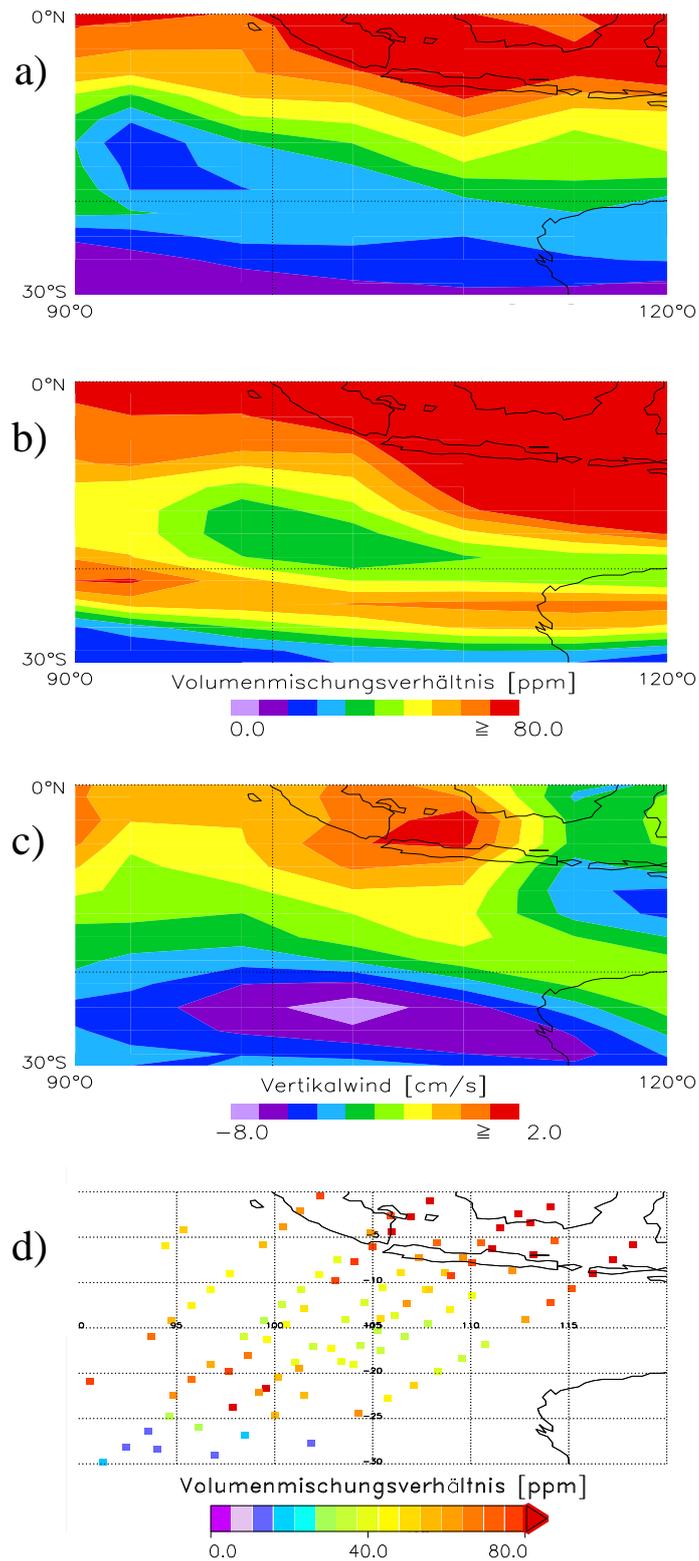


Abbildung 29: H₂O-Assimilierung auf 215 hPa am 12. August 1997 12Uhr UT nahe Indonesien a) mit vertikalen Winden aus UKMO und b) ohne Vertikalwind. Die letzten CRISTA-Daten sind etwa zwölf Stunden vorher in die Rechnungen in diesem Gebiet eingegangen. Die zugehörigen Vertikalwinde aus UKMO sind in c) dargestellt, d) zeigt die gemessene Verteilung.

UKMO im Zusammenhang mit dem sehr steilen vertikalen Wasserdampfgradienten.

Um dies zu verdeutlichen, sind in Abbildung 29a und 29b die Ergebnisse zweier Assimilierungen für ein Gebiet um Indonesien gezeigt. Zwölf Stunden vor dem dargestellten Zeitpunkt sind die letzten Messungen in die Rechnungen in diesem Gebiet eingegangen, d.h. Abbildung 29a bzw. 29b zeigt jeweils eine Modellvorhersage für einen halben Tag. In Abbildung 29a wurden bei der Assimilierung die Vertikalwinde von UKMO verwendet. Für Testzwecke wurden die vertikalen Winde in Abbildung 29b auf Null gesetzt. Die beiden Bilder unterscheiden sich sehr deutlich dadurch, daß in Abbildung 29b im südlichen Bildteil ein schmales Band mit erhöhten Mischungsverhältnissen zu beobachten ist. Dieses erstreckt sich etwa in West-Ost-Richtung und ist ebenfalls in den Messungen vorhanden (Abbildung 29d). In Abbildung 29a ist diese Zunge jedoch nicht zu sehen. Das heißt, daß die Assimilierung mit vernachlässigtem Vertikalwind die Messung gut wiedergibt, wohingegen die Assimilierung mit Vertikalwinden von UKMO eine deutliche Abweichung von den Messungen aufweist.

In Abbildung 29c sind die zugehörigen UKMO-Vertikalwinde gezeigt. Sie weisen exakt an der Stelle der Zunge eine Region mit sehr hohen Abwärts-Winden mit Absolutwerten bis zu $8 \frac{cm}{s}$ auf. Nimmt man an, daß diese Winde für zwölf Stunden vorliegen, wie es für die Modellvorhersage in Abbildung 29a der Fall ist, so bedeutet dies einen Abwärtstransport der Luftpakete von mehr als drei Kilometer. Wegen des starken Vertikalgradienten des Wasserdampfes werden schnell trockene Luftmassen von der darüberliegenden Schicht auf die 215 hPa-Druckfläche transportiert und somit die Zunge zum Verschwinden gebracht. Solche betragsmäßig hohen Vertikalwinde sind in den assimilierten UKMO-Ergebnissen nicht nur in der Nähe von Indonesien zu finden, sondern treten auch in vielen anderen Regionen zu allen Zeitpunkten auf. In diesen Regionen werden ebenfalls Wasserdampfverteilungen berechnet, die nicht mit den Messungen vereinbar sind. Deshalb können die UKMO-Vertikalwinde nicht verwendet werden, da sie über einen Zeitraum von einem Tag nicht als repräsentativ anzusehen sind. Als Momentaufnahme können die UKMO-Vertikalwinde jedoch durchaus richtig sein.

Obwohl die Ergebnisse der Assimilierung mit verschwindendem vertikalen Wind eine gute Übereinstimmung für das Gebiet um Indonesien zeigen, ist die Vernachlässigung des vertikalen Windes nicht zufriedenstellend und auch nicht realistisch. Deshalb wird aus den Wasserdampfmessungen selber eine Abschätzung des vertikalen Windes vorgenommen, der effektiv über einen Zeitraum von einem Tag wirkt.

Die Grundidee ist die folgende: Man betrachtet an einem festen Ort zu zwei Zeitpunkten das Mischungsverhältnis des Wasserdampfes. Nimmt man an, daß keine Quellen und Sen-

ken für den Wasserdampf zum Beispiel durch Verdampfung und Kondensieren vorhanden sind, können Änderungen im H₂O-Mischungsverhältnis an diesem Ort durch vertikale und horizontale Transporte zustande kommen. Berücksichtigt man explizit die horizontalen Transporte oder kann diese vernachlässigen, so läßt sich diese Änderung allein auf Vertikaltransporte zurückführen. In diesem Fall läßt sich der vertikale Wind w näherungsweise berechnen aus (Herleitung siehe Anhang A2):

$$w = \frac{\Delta\mu}{\mu} \frac{|a|}{\Delta t} \quad (6)$$

Die Konstante $|a| = 1,3 \text{ km}$ ist die Skalenhöhe des Wasserdampfes in der oberen Troposphäre, μ ist das mittlere Mischungsverhältnis am Ort der Messungen und Δt ist die Zeitdifferenz, innerhalb der es zur Änderung $\Delta\mu$ kommt. Eine positive Änderung $\Delta\mu > 0$ wird demnach durch einen Aufwärts-Wind $w > 0$ verursacht.

Die horizontalen Transporte werden durch Verwendung des ROSE-Modells explizit berücksichtigt. Um das in Anhang A2 beschriebene Verfahren anzuwenden, werden gemessene Daten tageweise auf das Gitter des ROSE-Modells interpoliert. Als Modellierung wird die Assimilierung verwendet, bei der der vertikale Wind auf Null gesetzt wird. Zur Berechnung von $\Delta\mu$ in Gleichung 6 werden zu den Interpolationszeitpunkten die gemessenen Werte mit der Assimilierung verglichen. Für den Mittelwert μ in Gleichung 6 wird das gemittelte Mischungsverhältnis der Assimilierungsergebnisse über den betrachteten Tag verwendet. Als Zeitdifferenz wird $\Delta t = 24$ Stunden angenommen. Da die interpolierten Messungen über einen Tag zusammengefasst werden, besitzen die Karten eine zeitliche Verschmierung von ± 12 Stunden. Deshalb kann diese Abschätzung des vertikalen Windes allein aufgrund der Zeitverschmierung eine Ungenauigkeit bis zu einem Faktor zwei besitzen.

Die gemessenen Mischungsverhältnisse werden auf das Modellgitter interpoliert, indem die Daten eines Tages zusammengefasst und diejenigen ausgewählt werden, die in einer ellipsenförmigen Umgebung des betrachteten Gitterpunktes liegen. Die Umgebung wird über die Festlegung der maximalen Abstände bzgl. der geographischen Breite ($\Delta\varphi_{max} = 2^\circ$) sowie der geographischen Länge ($\Delta\lambda_{max} = 6^\circ$) definiert. Dabei erfüllt der Abstand r die Bedingung

$$r = \sqrt{g^2 \Delta\varphi^2 + \Delta\lambda^2} < \Delta\lambda_{max} \quad \text{mit} \quad g = \frac{\Delta\lambda_{max}}{\Delta\varphi_{max}} \quad (7)$$

$\Delta\varphi$ und $\Delta\lambda$ sind die jeweiligen Abstände in Grad zwischen Meßpunkt und Gitterpunkt. Dem Gitterpunkt wird dann der gewichtete Mittelwert aller Messungen zugeordnet, die sich innerhalb dieser Umgebung befinden, wobei die einzelnen Mischungsverhältnisse mit dem Abstand r gewichtet werden. Damit erhält man für mehrere Zeitpunkte die Messun-

gen auf dem Modellgitter. Dabei werden die Werte dem mittleren Zeitpunkt der zusammengefassten täglichen Zeitbereiche zugeordnet. Dem Zeitbereich von Tag 222 12Uhr bis Tag 223 12Uhr wird beispielsweise der Zeitpunkt 223 0Uhr zugeordnet.

Die vertikalen Winde werden mit dieser Methode für die Druckfläche von 215 hPa berechnet und sind in Abbildung 30 für den 12. August 1997 dargestellt. Werte können nur dort berechnet werden, wo interpolierte Messungen vorhanden sind. Deshalb gibt es Lücken in der Verteilung. Das Histogramm aller Werte aus Abbildung 30 zeigt eine glockenförmige Verteilung mit einem nahezu verschwindenden Mittelwert und einer Standardabweichung von $0,6 \frac{cm}{s}$. Zum Vergleich beträgt die Standardabweichung bei den Vertikalwinden von UKMO $3,3 \frac{cm}{s}$, wobei ebenfalls der Mittelwert praktisch Null ist. Die mit CRISTA abgeschätzten Vertikalwinde sind somit um einen Faktor 5,5 kleiner als die UKMO-Werte. Dieses Ergebnis bestätigt die Aussage aus Abbildung 29, daß die Vertikalwinde von UKMO für die Verwendung als effektive Winde über einen Zeitraum von einem Tag deutlich zu groß sind, und quantifiziert den Unterschied.

Die abgeschätzten Vertikalwinde in Abbildung 30 zeigen keine Verteilung, die vollkommen

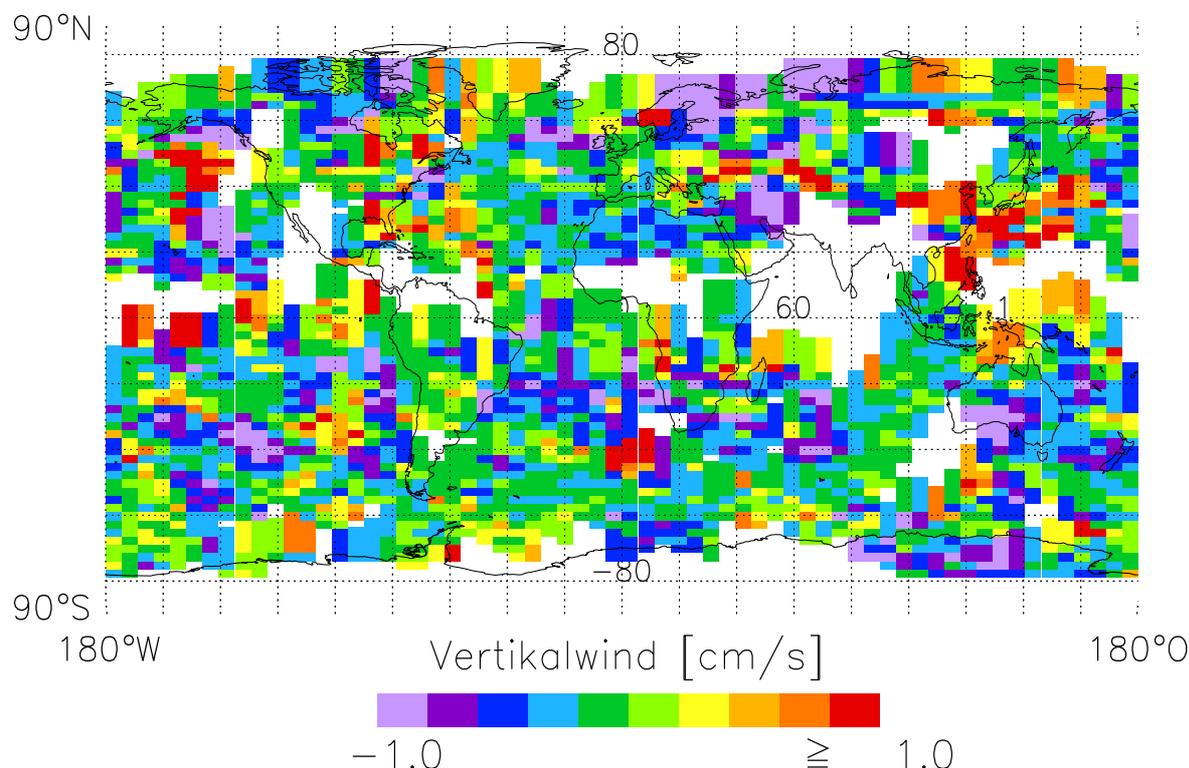


Abbildung 30: Abgeschätzte Vertikalwinde aus CRISTA-Messungen auf 215hPa am 12. August 1997. Für die weiß bleibenden Flächen konnten aufgrund von Meßlücken keine vertikalen Winde abgeschätzt werden.

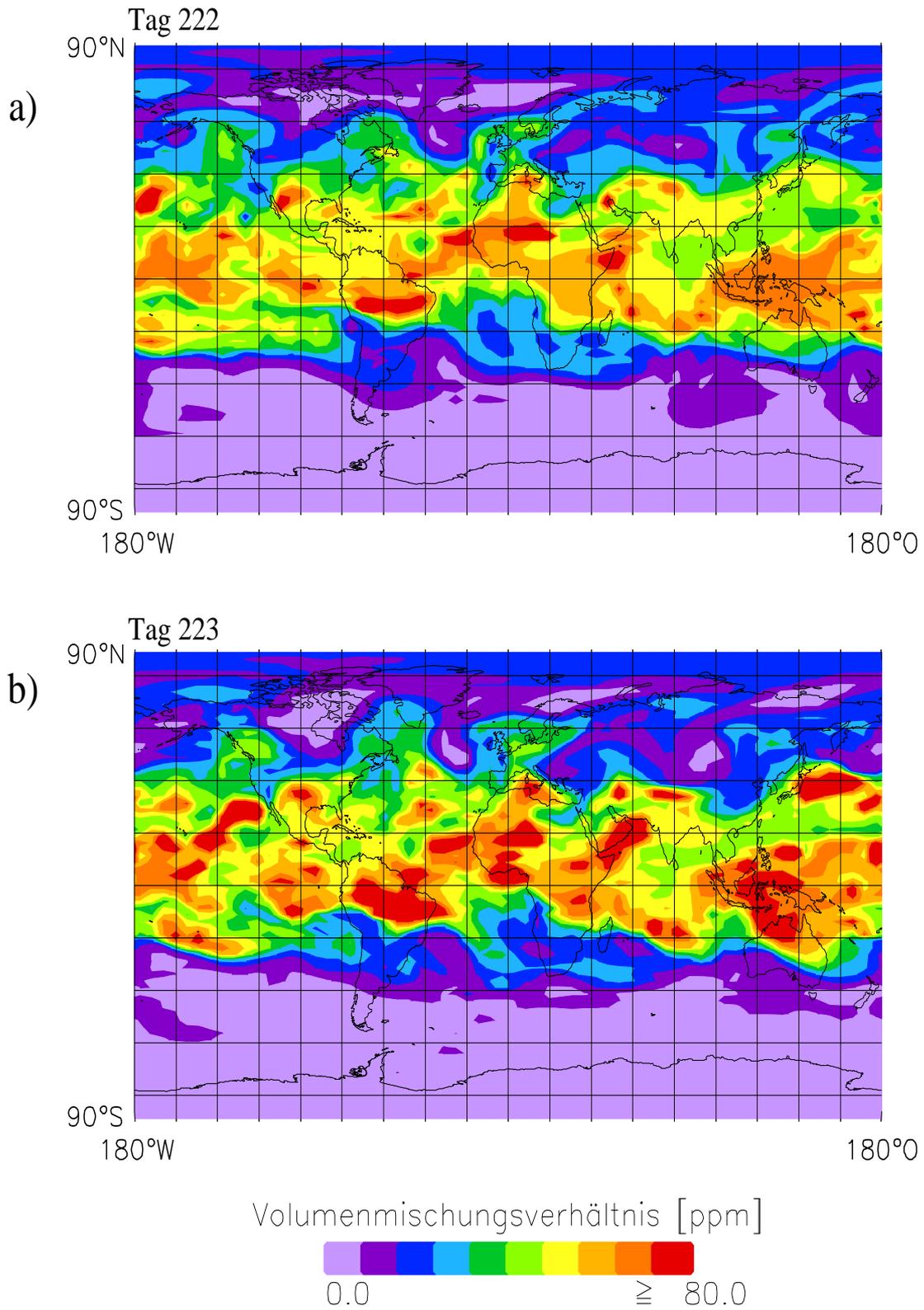
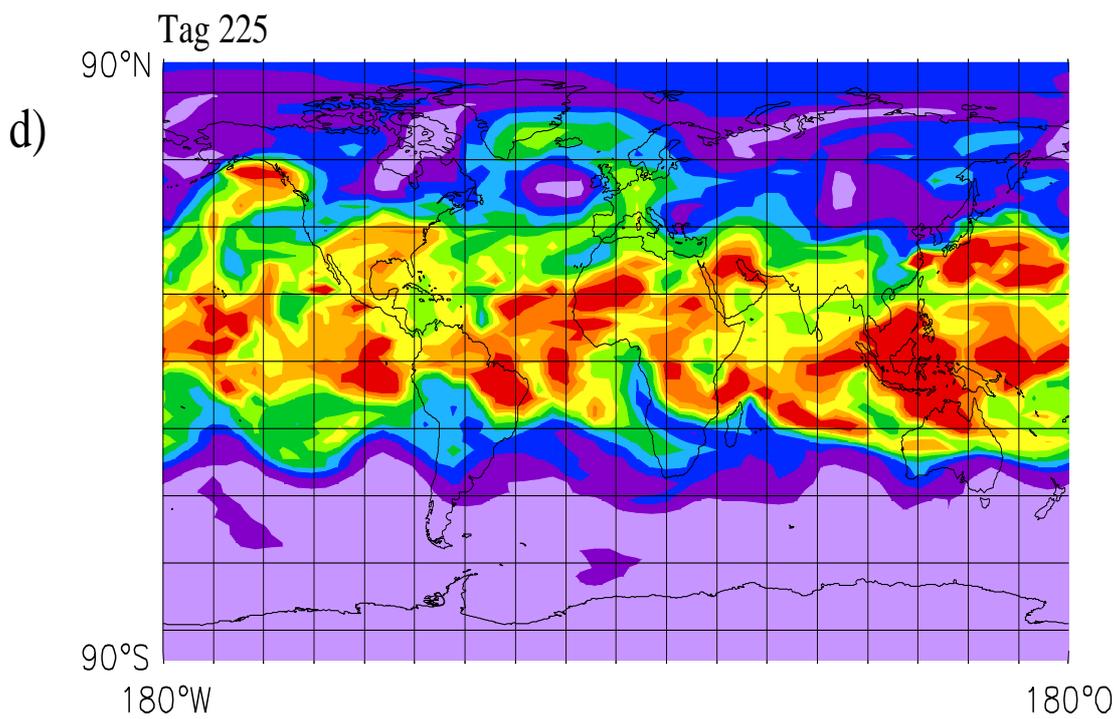
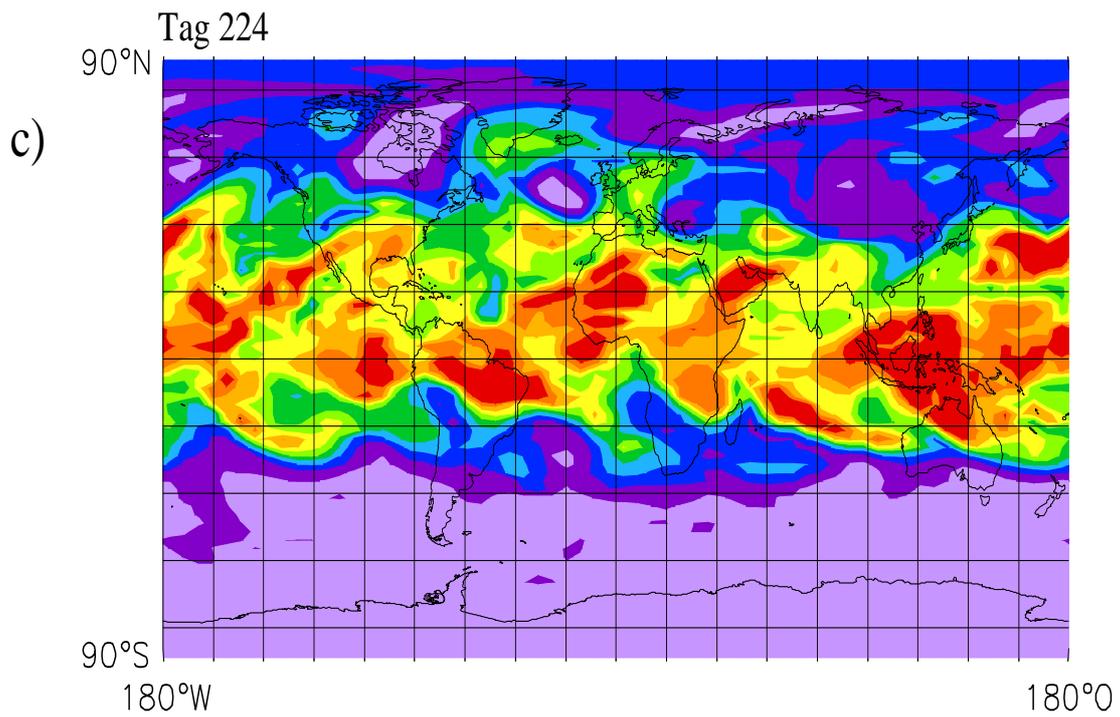


Abbildung 31: H₂O-Assimilierung auf 215 hPa vom 10. – 13. August 1997 mit einem zeitlichen Abstand von jeweils einem Tag.



Volumenmischungsverhältnis [ppm]



Abbildung 31: Fortsetzung

zufällig ist. Vielmehr sind ausgedehnte Flächen mit einheitlichen positiven bzw. negativen Werten zu beobachten. Ein großes Gebiet mit aufwärts gerichteten Winden ist beispielsweise an der Ostküste von China zu beobachten. Im Bereich südlich von Indonesien, in dem UKMO Winde bis $-8 \frac{cm}{s}$ aufweist (vgl. Abbildung 29), liegen abgeschätzte Vertikalwinde unterhalb von $0,3 \frac{cm}{s}$ vor.

Diese vertikalen Winde werden nun statt derjenigen von UKMO für die Assimilierung verwendet. An Gitterpunkten, an denen durch Meßlücken keine Abschätzungen vorliegen, wird der vertikale Wind auf Null gesetzt. Die Abschätzungen stellen effektive Winde dar, um vorhandene Differenzen zwischen Messung und Assimilierung ohne Vertikalwind auszugleichen, sodaß die bestmögliche Übereinstimmung zwischen Messung und Modellierung erreicht wird. Diese Ergebnisse können aber noch durch Kondensation und Verdampfung beeinflusst sein, was nicht getrennt werden kann. Die vertikalen Winde wurden zudem nur für die Druckfläche von 215 hPa berechnet, wobei dieselben Winde für die darüberliegende und darunterliegende Höhe angenommen werden. Somit wurde die Wasserdampfverteilung für eine Höhe von 215 hPa optimiert und liefert für diese Höhe die besten Resultate.

Die Ergebnisse der Assimilierung, die man mit den abgeschätzten vertikalen Winden

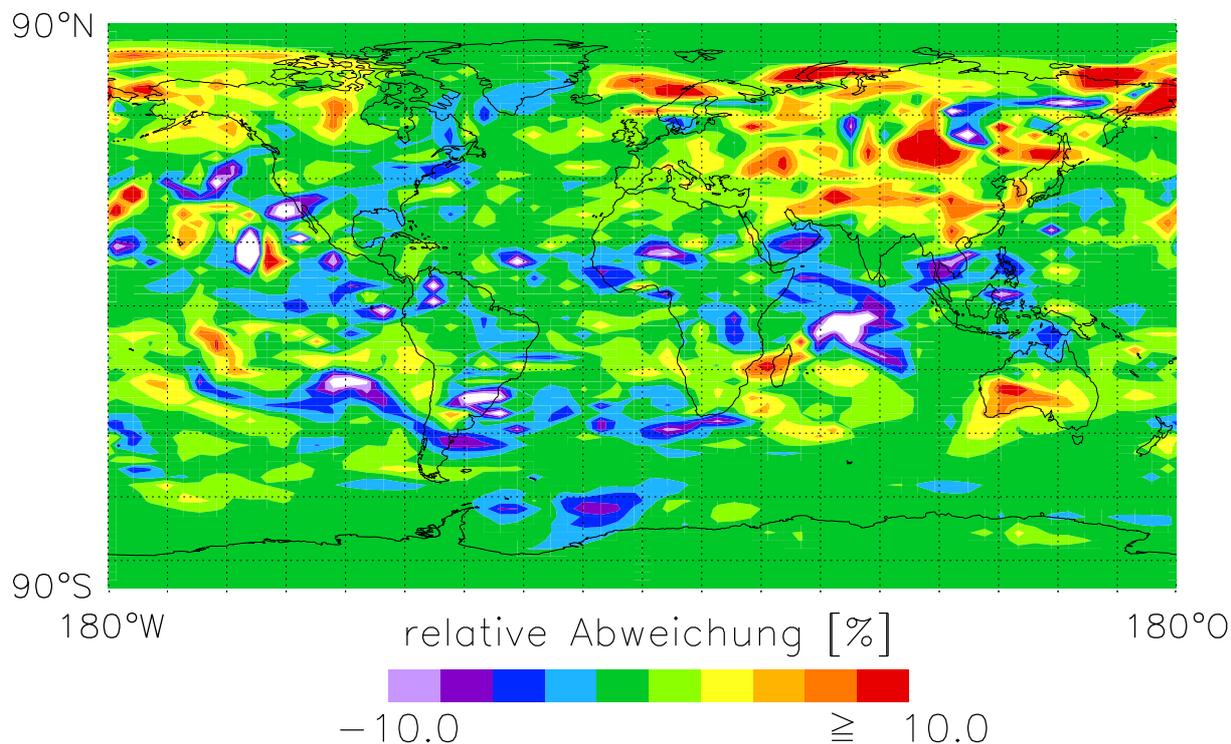


Abbildung 32: Prozentuale Differenz der H₂O-Assimilierung ohne Vertikalwind und mit von CRISTA abgeschätztem Vertikalwind auf 215 hPa am 12. August 1997.

erhält, sind in Abbildung 31 für die Druckfläche von 215 hPa dargestellt. Die vier gezeigten Zeitpunkte entsprechen jeweils den mittleren Zeitpunkten der vier Meßtage aus Abbildung 24. Ein Vergleich zeigt, daß die in der Messung beobachteten dynamischen Strukturen qualitativ gut wiedergegeben werden. In den Assimilierungsergebnissen läßt sich nun beispielsweise die Bildung des Kaltlufttropfens über dem Nordatlantik besser beobachten (vgl. Kapitel 5.4). Auch die Entwicklung der Zunge erhöhten Wasserdampfes südlich von Indonesien ist gut zu verfolgen. Diese ist ähnlich deutlich ausgeprägt wie in der Testrechnung aus Abbildung 29, bei der der vertikale Wind auf Null gesetzt wurde. Um generell zu sehen, wie groß die Änderungen zwischen der Assimilierung ohne Vertikalwind und der Assimilierung mit abgeschätztem Vertikalwind von CRISTA ist, sind in Abbildung 32 die prozentualen Abweichungen zwischen beiden Simulationen gezeigt. Die Abweichungen befinden sich im wesentlichen im Bereich von $\pm 10\%$ und zeigen damit nur geringe Unterschiede zwischen beiden Simulationen. Das bedeutet, daß schon die Näherung mit verschwindendem Vertikalwind für die Assimilierung gute Ergebnisse liefert.

5.6 Prüfung und Anwendung der Assimilierung

Im Breitenbereich zwischen dem Äquator und 20°N ist die Überdeckung mit Meßpunkten sehr gering (vgl. Abbildung 24). Deshalb sind die dort modellierten Verteilungen weniger zuverlässig als in den außerhalb liegenden Breitenbereichen. Für einen quantitativen Vergleich werden nun die Messungen direkt mit den Modellvorhersagen verglichen. Bevor eine Messung bei der Assimilierung die Modellverteilung verändert, wird der aktuelle Modellwert zum Zeitpunkt und am Ort der Messung bestimmt. Diese Modellvorhersage wird in Abbildung 33a gegen die Messungen aufgetragen. Die Diagonale (dünne durchgezogene Gerade) kennzeichnet die exakte Übereinstimmung. Zum besseren Vergleich ist zusätzlich ein gleitendes Mittel der Datenpunkte als dicke durchgezogene Linie eingezeichnet. Diese Linie zeigt in einem weiten Wertebereich eine gute Übereinstimmung mit der Diagonalen innerhalb von 10%. Oberhalb von 80 – 90 ppmv ergeben sich Abweichungen, wobei die Modellvorhersage im Mittel niedriger liegt als die Messung. Mischungsverhältnisse mit diesen großen Werten kommen hauptsächlich in den Tropen vor, wo nur wenige Messungen vorliegen. Der Grund für diese Abweichung könnte darin liegen, daß das Modell in den Tropen nur selten mit hohen Messwerten überschrieben wird und deshalb im Mittel niedriger liegt. Zudem könnte die Initialisierung des Modells, die über zonal gemittelte Mischungsverhältnisse von CRISTA erfolgt, speziell in den Tropen zu geringe Werte besitzen.

Abbildung 33a zeigt eine große Streuung der Daten. Ein Grund dafür liegt an dem relativ

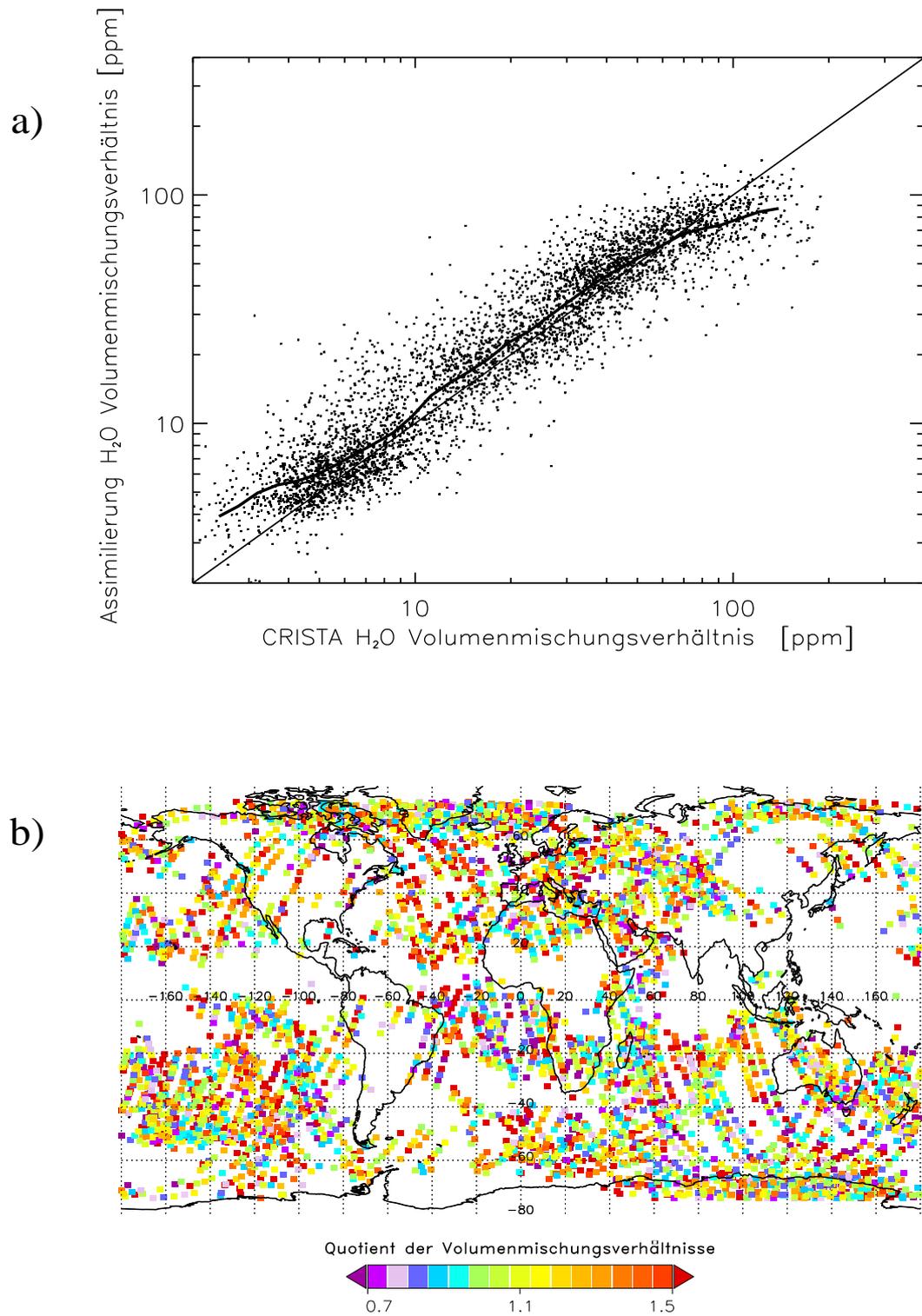


Abbildung 33: Vergleich der H₂O-Messungen von CRISTA mit der Vorhersage der Assimilierung bei 215 hPa. Die Vorhersage wird unmittelbar vor der Änderung der Modellwerte durch die Messung zum Zeitpunkt und am Ort der Messung berechnet. a) Vorhersage gegen CRISTA-Messung; die dicke durchgezogene Kurve ist ein gleitendes Mittel. b) horizontale Verteilung der Abweichungen (Assimilierung/CRISTA).

groben räumlichen Gitter des Modells ($2,5^\circ$ in der Breite und $5,6^\circ$ in der Länge). Das hat zur Folge, daß die räumlichen Abstände zwischen Modell und Messung mehrere hundert Kilometer betragen können. Wie beispielsweise Abbildung 21 verdeutlicht, steigt die Variabilität der Atmosphäre mit zunehmendem räumlichen Abständen stark an (siehe auch Kapitel 5.7). Man kann erwarten, daß bei der Verwendung eines Modells mit feinerem Gitter dieser Effekt verringert wird.

Abbildung 33b zeigt die horizontale Verteilung der Abweichungen aus Abbildung 33a. Diese erscheint zufällig und deutet somit nicht auf irgendwelche systematischen Abhängigkeiten beispielsweise von der Breite hin, wenn man von den niedrigeren Modellwerten in den Tropen absieht (rechtes oberes Ende der Kurve in Abbildung 33a).

Weiterhin ist interessant zu sehen, wie zeitlich der Übergang zwischen dem Vorlauf des Modells (bevor CRISTA-Daten in die Assimilierung eingehen) und der folgenden Model-

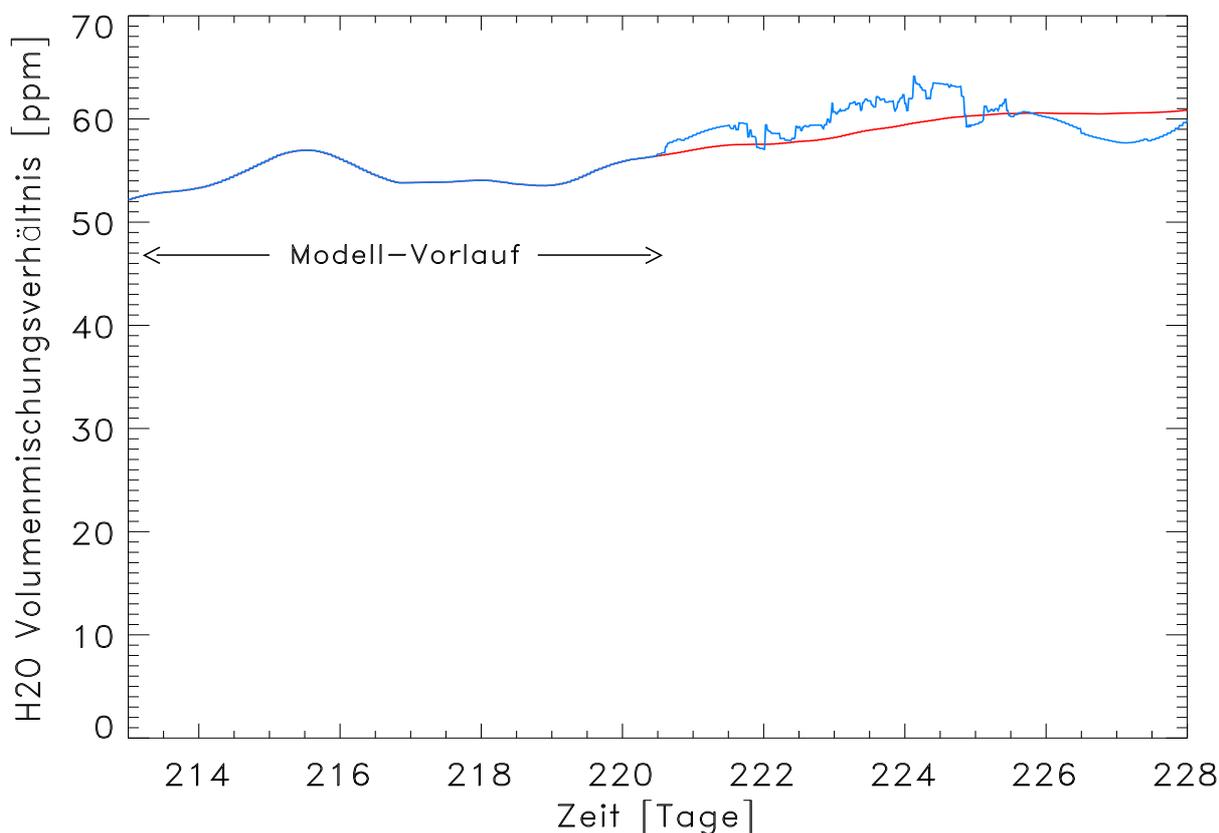


Abbildung 34: Zeitlicher Verlauf des zonalen Mittelwertes der Assimilierung bei etwa 11°S . Blaue Kurve: Assimilierung. Rote Kurve: reine Modellierung ohne Berücksichtigung der CRISTA-Daten (sie wird vor dem 8. August 1997 = Tag 220 durch die blaue Kurve überdeckt, Daten gehen vor allem in den Tagen 221 bis 225 ein)

lierung, wo laufend Daten eingehen, verläuft. Dieser Übergang sollte so glatt wie möglich sein und keine großen sprunghaften Änderungen zeigen. In Abbildung 34 ist der zeitliche Verlauf zonaler Mittelwerte aus der Modellierung für eine Breite von etwa 11°S dargestellt. Es sind zwei Ergebnisse mit verschiedenfarbigen Linien gezeigt: die blaue Linie gibt die zonalen Mittelwerte der Assimilierung wieder. Die rote Linie zeigt die zonalen Mittelwerte einer Modellierung, die sich von der Assimilierung nur dadurch unterscheidet, daß keine Meßdaten eingehen.

Unterschiede zwischen beiden Linien treten im Laufe des Tages 220 (8. August 1997) auf. Zu dieser Zeit gehen die ersten Messungen in die Assimilierung ein. Die Messungen des ersten Tages besitzen allerdings eine deutlich geringere Überdeckung als in Abbildung 24 zu sehen ist, da die unterste Meßhöhe während dieser Zeit höher lag. Die Modellierung, bei der keine Messungen eingehen, zeigt gegenüber der Assimilierung einen glatteren Verlauf. Die Messungen führen zu einem etwas sprunghafteren Verlauf, wobei die Abweichungen zwischen beiden Kurven im Bereich von $\pm 10\%$ liegt. Insgesamt zeigt also der Übergang zwischen Modell-Vorlauf und der eigentlichen Assimilierung ein gutmütiges Verhalten, was auch für die anderen Breiten der Fall ist.

Für eine weitere Überprüfung der Assimilierungsqualität werden die Modellergebnisse mit unabhängigen Messungen verglichen. Dazu werden die Daten des FISH-Gerätes (vgl. Kapitel 5.2) verwendet. In Abbildung 35 sind die H_2O -Mischungsverhältnisse von FISH gegen die Assimilierungsergebnisse aufgetragen. Für den Vergleich werden Ergebnisse gegeneinander aufgetragen, die räumlich nicht mehr als 50 km und zeitlich nicht mehr als zwei Stunden auseinanderliegen, damit sie mit Abbildung 21 vergleichbar sind. Abbildung 35 zeigt eine gute Übereinstimmung zwischen der Assimilierung und den FISH-Ergebnissen. Die Anpassung einer Geraden an die Daten ergibt eine Steigung von 1,22 und einen Achsenabschnitt von -6 ppmv.

Zusammengefaßt liefert die Assimilierung also in einem großen Breitenbereich eine zuverlässige Simulation der Wasserdampfverteilung auf einer Druckfläche von 215 hPa. Vom Äquator bis 20°N sind wegen geringer Meßdichte die Strukturen in der Wasserdampfverteilung weniger zuverlässig. Die Ergebnisse der Assimilierung in Abbildung 31 zeigen strukturierte Verteilungen des Wasserdampfes, die die hohe räumliche sowie zeitliche Variabilität des Wasserdampfes im Tropopausenbereich verdeutlichen. Diese Variabilitäten werden im Kapitel 5.7 genauer untersucht und quantifiziert.

Abbildung 31 zeigt eine Vielzahl von dynamischen Prozessen, die horizontale Transporte in meridionaler Richtung andeuten. Diese werden besonders deutlich im Übergangsbereich zwischen den tropischen und extratropischen Luftmassen. Mehrheitlich hohe troposphäri-

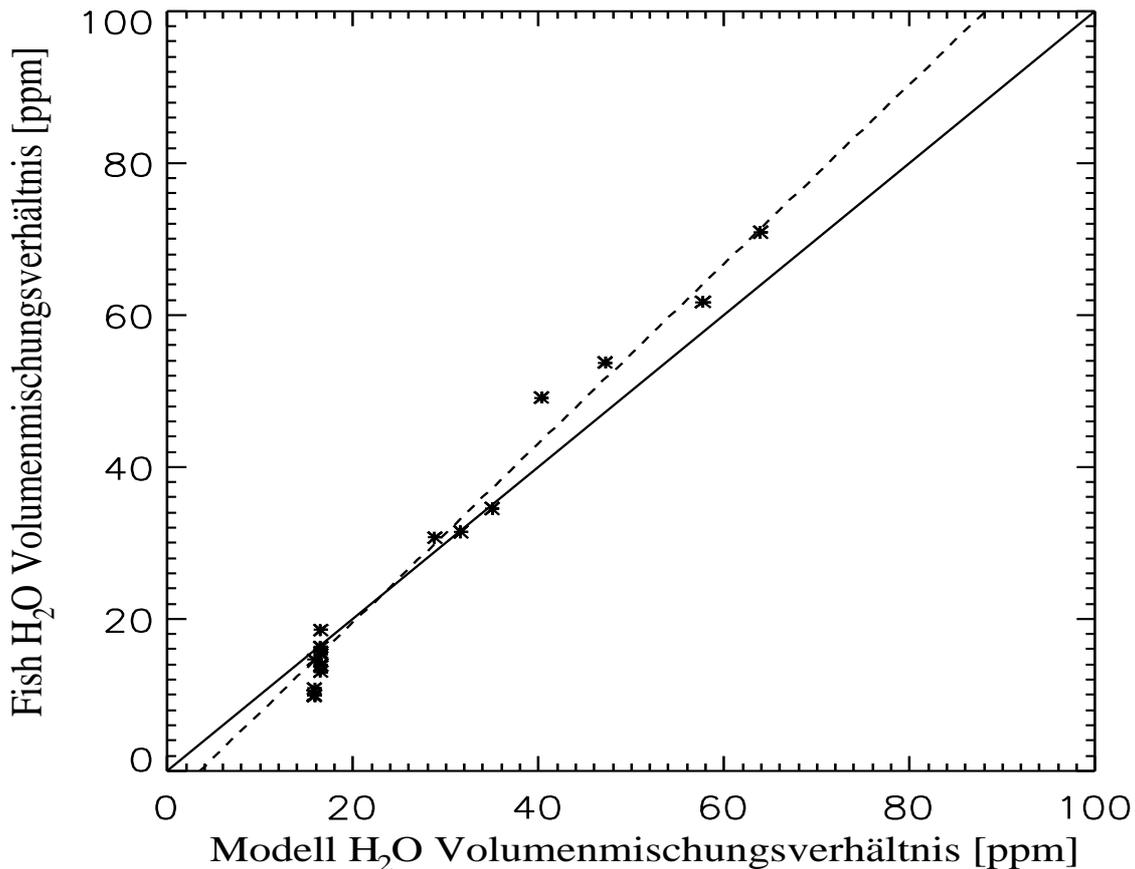


Abbildung 35: Vergleich der H₂O-Assimilierungsergebnisse mit Messungen des FISH-Instrumentes. Es sind Messungen innerhalb von zwei Stunden und mit einem räumlichen Abstand bis zu 50 km aus einem Höhenbereich zwischen 150 hPa und 215 hPa enthalten.

sche Wasserdampfdichten liegen etwa zwischen 20°S und 40°N. An diesen beiden Breitenkreisen sind eine Reihe von zungenförmigen Ausläufern zu sehen: Zum einen feuchte Luftmassen, die extratropische Breiten erreichen und zum anderen trockene Luftmassen, die in tropische Breiten gelangen. Beispiele dafür zeigt Abbildung 36. Die zeitliche Entwicklung eines Prozesses der ersten Variante ist auf der linken Seite von Abbildung 36 zu sehen. Dort sind die Ergebnisse der Assimilierung für eine Region um Südamerika zu drei Zeitpunkten dargestellt, die jeweils zwölf Stunden auseinanderliegen. Es wird eine Luftmasse beobachtet, die zunächst eine Zunge mit erhöhten Mischungsverhältnissen bildet (im Bild grün dargestellt) und sich am letzten dargestellten Zeitpunkt von den tropischen Luftmassen abgelöst hat. Dabei scheint sich die abgelöste Luftmasse mit der umgebenden Luft zu vermischen. Die Existenz dieser Luftmasse und die spätere Vermischung wird auch durch die Messungen (Rohdaten) belegt (siehe Abbildung 24). Dieser Vorgang hat einen Wasserdampftransport von den Tropen zu höheren südlichen Breiten zur Folge. Solche

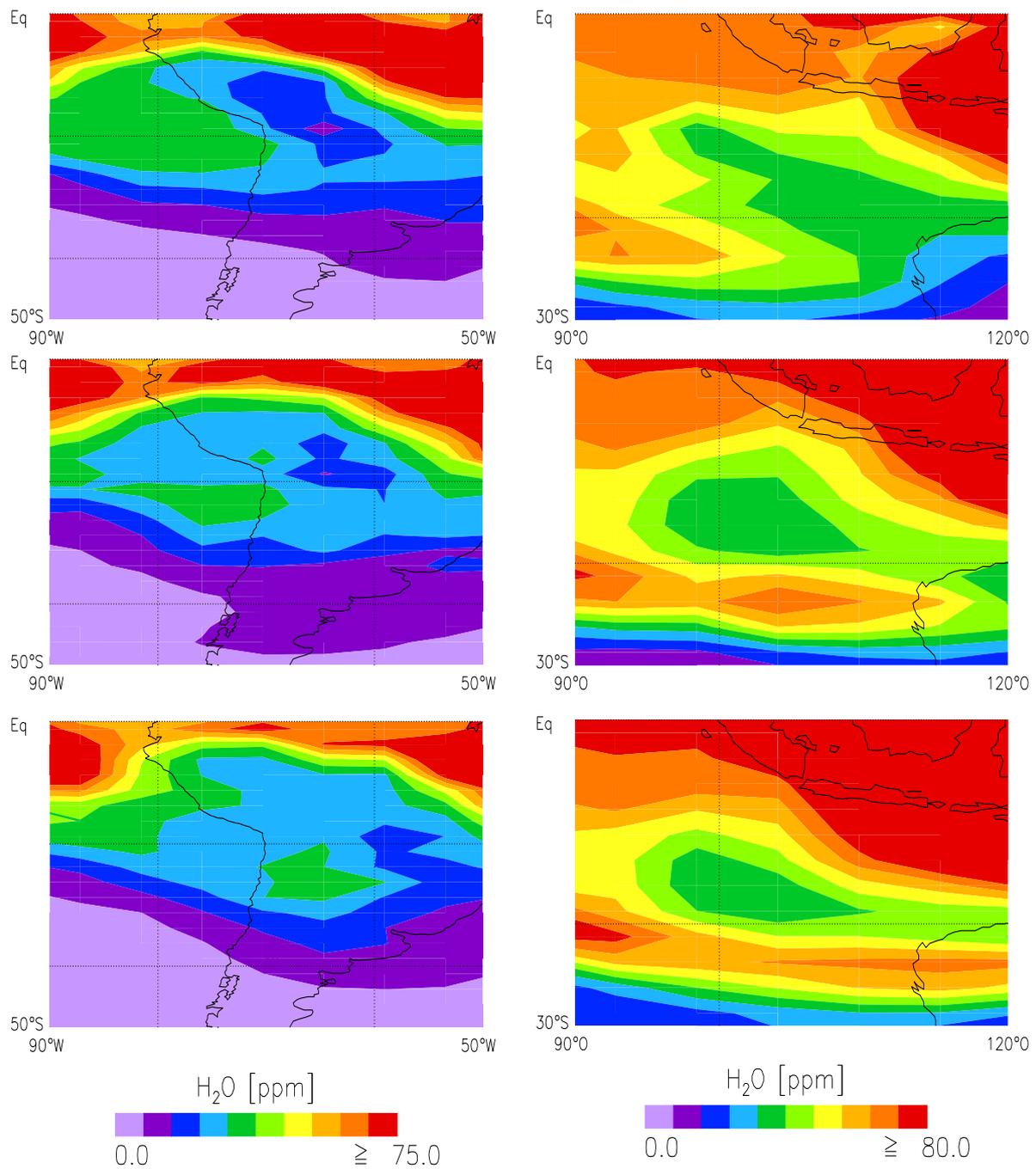


Abbildung 36: Links: Ergebnisse der H₂O-Assimilierung auf 215 hPa zwischen 12. August 1997 0Uhr UT und 13. August 1997 0Uhr UT über Südamerika. Die dargestellten Zeitpunkte liegen jeweils zwölf Stunden auseinander. Rechts: Ergebnisse der H₂O-Assimilierung auf 215 hPa zwischen 11. August 1997 12Uhr UT und 12. August 1997 12Uhr UT nahe Indonesien. Die dargestellten Zeitpunkte liegen jeweils zwölf Stunden auseinander.

Prozesse wurden auch von PIERREHUMBERT et al. (1998) beobachtet und analysiert. Ein Beispiel für den Transport trockener Luftmassen aus höheren Breiten in Richtung Tropen ist auf der rechten Seite der Abbildung 36 gezeigt. Dargestellt ist das Gebiet nahe Indonesien, das bereits in Abbildung 29 zu sehen war. In Abbildung 36 kann man den zeitlichen Verlauf in Abständen von zwölf Stunden genauer verfolgen. Man beobachtet, daß anfangs die Zunge erhöhten Wasserdampfes bis zu einer Länge von 100°O reicht und innerhalb eines Tages rasch nach Osten gelangt. Die zonalen Windgeschwindigkeiten betragen dort etwa $40 \frac{\text{m}}{\text{s}}$, so daß die Luftpakete während dieses Tages um mehr als 3000 km nach Osten transportiert werden. Dabei schließt die Zunge die trockenere Luft ein, die von Süden kommend Richtung Tropen vorgestoßen ist. Dieser Prozess deutet demnach einen meridionalen Transport trockener Luft in die Tropen an. Mit diesem Ereignis könnten möglicherweise Transporte von trockener Luft aus der Stratosphäre in die obere Troposphäre hinein verbunden sein, die damit Einfluß auf die Strahlungsbilanz (und somit auf das Klima) haben (siehe auch HORINOUCI et al., 2000).

Mit diesen beiden Beispielen wurden Ereignisse gezeigt, die meridionale Transporte in beiden Richtungen andeuten. Diese werden in Kapitel 5.8 quantitativ untersucht.

5.7 Variabilität des Wasserdampfes

Der Wasserdampf im Tropopausenbereich ist räumlich und zeitlich auf den unterschiedlichsten Skalen sehr variabel. Die Variabilität auf längeren Zeitskalen umfaßt etwa Langzeitvariationen über mehrere Jahre und jahreszeitliche Veränderungen. Ein Überblick über diese Variationen ist kürzlich von KLEY et al. (2000) erstellt worden. Die zeitliche Skala, die CRISTA abdeckt, reicht von wenigen Stunden bis zu mehreren Tagen. Zusammen mit der sehr guten dreidimensionalen, globalen Überdeckung liefert CRISTA die einzigartige Möglichkeit, die Variabilität auf diesen Skalen global genauer zu untersuchen.

Die sehr hohe räumliche und zeitliche Variabilität des Wasserdampfes im Bereich der Tropopause wurde bereits an mehreren Stellen in den vorhergehenden Kapiteln deutlich. Sie hatte beispielsweise Bedeutung beim Vergleich mit anderen Messungen. Wird der räumliche Abstand zwischen CRISTA-Messung und Vergleichsmessung zu groß, so wird die Aussagekraft des Vergleichs durch die starke Streuung verringert (vgl. Abbildung 21). Die zeitliche Variabilität wird beispielsweise in Abbildung 31 deutlich. Durch die stattfindenden dynamischen Prozesse können sich die Wasserdampf-Konzentrationen an einem festen Ort innerhalb eines Tages um Faktoren ändern.

Um die Variabilität des Wasserdampfes quantitativ zu untersuchen, können CRISTA-Messungen gegeneinander aufgetragen werden, die räumlich und zeitlich innerhalb be-

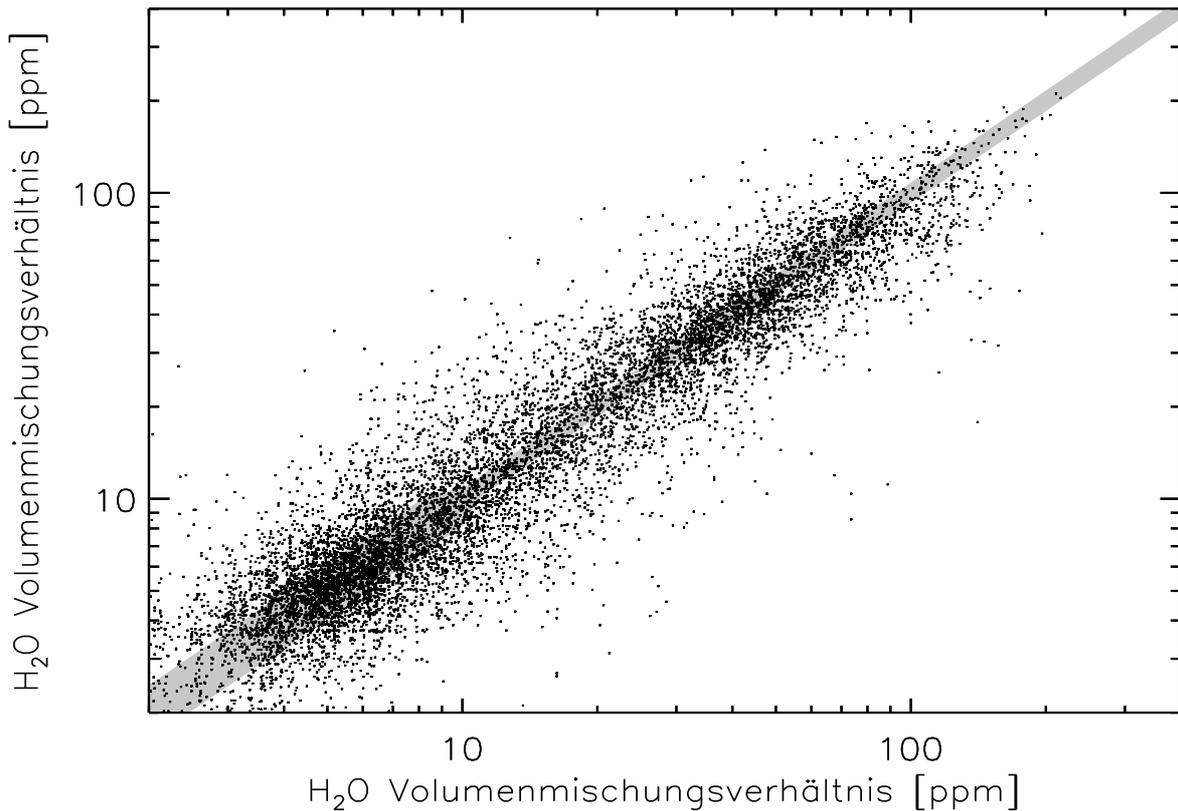


Abbildung 37: „Eigenstreuung“ des Wasserdampfes für eine Druckfläche von 215 hPa. Es sind Meßpaare aller drei Blickrichtungen für den gesamten Missionszeitraum von CRISTA dargestellt, die maximal zwei Stunden und 250 km auseinanderliegen. Die grau unterlegte Fläche gibt den abgeschätzten statistischen Fehler an.

stimmter Grenzen liegen. In Abbildung 37 werden dazu für eine Höhe von 215 hPa die H_2O -Mischungsverhältnisse gegeneinander aufgetragen, die räumlich maximal 250 km und zeitlich maximal zwei Stunden auseinanderliegen. Bei der Suche nach solchen „Koinzidenzen“ werden gefundene Paare nicht doppelt in das Diagramm aufgenommen, sodaß Abbildung 37 nicht symmetrisch bezüglich der Diagonalen ist. Die grau unterlegten Flächen geben die abgeschätzten statistischen Fehler der Wasserdampfwerte an (8%, für kleinere Mischungsverhältnisse steigt der Fehler auf 23%, siehe Kapitel 4.4).

Um die Variabilität zu quantifizieren, wird von jedem Punktepaar die relative Abweichung $\Delta\mu/\mu$ berechnet, wobei für μ der Mittelwert beider Mischungsverhältnisse verwendet wird. Von allen Paaren wird dann die Standardabweichung gebildet. Für Abbildung 37 beträgt diese 0,36. Die Streuung der Daten in Abbildung 37 deutet an, daß sie für Mischungsverhältnisse kleiner als 10 ppmv etwas höher ist als für größere Mischungsverhältnisse. Bildet man die Standardabweichung für diese beiden Bereiche getrennt, so erhält man

0,35 ($\mu < 10$ ppmv) bzw. 0,30 ($\mu > 10$ ppmv). Zieht man jeweils die statistischen Fehler dieser Bereiche des Mischungsverhältnisses quadratisch ab, erhält man 0,26 ($\mu < 10$ ppmv) und 0,29 ($\mu > 10$ ppmv). Für $\mu > 10$ ppmv ist der weitaus größte Teil der Streuung in Abbildung 37 atmosphärischen Ursprungs. Für Mischungsverhältnisse kleiner als 10 ppmv ist der Anteil durch den statistischen Fehler von einer Größe, die ähnlich der atmosphärischen Streuung ist.

Es wird nun die Standardabweichung unter Variation des räumlichen sowie des zeitlichen Abstandes untersucht. Um den größeren Einfluß des statistischen Fehlers für Mischungsverhältnisse kleiner als 10 ppmv zu vermeiden, werden im folgenden die Standardabweichungen nur für $\mu > 10$ ppmv betrachtet. Die Ergebnisse sind in Tabelle 4 aufgeführt, wobei alle gefundenen Meßpaare für die Berechnung der Standardabweichung berücksichtigt werden. Diese Meßpaare befinden sich im wesentlichen zwischen 40°S und 70°N . Die kleinste zeitliche Skala ist $\Delta t < 5$ Minuten. Hierbei werden hauptsächlich Profile miteinander verglichen, die direkt hintereinander gemessen worden sind. Der zeitliche Abstand zweier Profile beträgt etwa eine Minute und die Profile sind etwa 250 km voneinander entfernt (vgl. Anhang A4). Aus diesem Grund wurde als kleinster räumlicher Abstand 250 km gewählt. Viele Meßpaare mit einem Zeitfenster von ein bis drei Stunden (zweite Spalte) findet man im Bereich von Indonesien, wo innerhalb eines Tages drei aufeinander folgende Meßspuren von CRISTA etwa denselben geographischen Bereich überdecken („Hawk-Eye“-Messungen, vgl. Abbildung 8). Da der Satellit für einen Erdumlauf etwa 90 Minuten benötigt, werden diese drei Meßspuren innerhalb von drei Stunden gemessen. Weitere Paare findet man auf der Nordhemisphäre, wobei aber insgesamt die horizontale Verteilung nicht homogen ist. Meßpaare um zwölf Stunden kommen hauptsächlich durch den Vergleich von auf- und absteigenden Orbitästen zustande, die recht gleichmäßig in niedrigen bis mittleren Breiten verteilt sind. Vergleiche um die 24 Stunden finden sich global, da CRISTA nach einem Tag nahezu wieder am selben Ort mißt. Die horizontale Verteilung der hier gefundenen Meßpaare ist vergleichbar mit derjenigen, die einen zeitlichen Abstand < 5 Minuten aufweist.

Die Werte in Tabelle 4 enthalten den Anteil des statistischen Fehlers von 8%. Würde man diesen Beitrag für die Werte aus Tabelle 4 quadratisch abziehen, ergäben sich Korrekturen der Werte von maximal 0,01 für den kleinsten Wert von 0,30 (zeitlicher Abstand < 5 Minuten und räumlicher Abstand bis 250 km), die für die folgenden Analysen und daraus abgeleiteten Aussagen nicht von Bedeutung sind. Wenn man die berechneten Standardabweichungen aus Tabelle 4 betrachtet, stellt man generell fest, daß sich durch Vergrößerung des räumlichen bzw. des zeitlichen Abstandes auch die Standardabweichung vergrößert.

Tabelle 4: Standardabweichungen der Eigenstreuung. Die Werte in Klammern sind die Differenzen (quadratisch abgezogen) von den entsprechenden Werten der ersten Spalte. In der untersten Zeile werden die Werte in Klammern spaltenweise gemittelt und die zugehörigen Standardabweichungen berechnet. Die horizontale Verteilung der gefundenen Meßpaare ist nicht homogen (siehe Text).

räumlicher Abstand	zeitlicher Abstand			
	< 5 Min	1 – 3Std	10 – 14Std	22 – 26Std
250km	0,30	0,31 (0,06)	0,39 (0,25)	0,49 (0,39)
500km	0,37	0,38 (0,10)	0,43 (0,23)	0,52 (0,36)
750km	0,44	0,45 (0,08)	0,48 (0,18)	0,53 (0,31)
1000km	0,48	0,49 (0,07)	0,52 (0,18)	0,55 (0,27)
Mittelwert		0,08±0,02	0,21±0,04	0,33±0,05

Betrachtet man zunächst die Zeitskala $\Delta t < 5$ Minuten, so beobachtet man eine deutliche Erhöhung der Standardabweichung zwischen 250 km und 1000 km von 0,30 auf 0,48. Je größer die Zeitskala wird, desto geringer wird der Unterschied in den Standardabweichungen zwischen 250 km und 1000 km. Für zeitliche Differenzen um 24 Stunden beträgt die Änderung 0,06 im Gegensatz zu 0,18 bei $\Delta t < 5$ Minuten.

Die beobachtete Variabilität wird durch horizontale bzw. vertikale Transporte verursacht, wenn man von Änderungen durch Kondensation und Verdampfung absieht. Auf einer Skala $\Delta t < 5$ Minuten kann man annehmen, daß die Transporte vernachlässigbar klein sind. Somit ist die berechnete Standardabweichung der ersten Spalte in Tabelle 4, abzüglich des bekannten statistischen Fehlers der Messungen, allein auf räumliche Variabilität zurückzuführen. Wenn man von den Standardabweichungen der zweiten bis vierten Spalte die entsprechenden Werte der ersten Spalte quadratisch abzieht, erhält man die Variabilität für die jeweiligen Zeitskalen (zwei, zwölf und 24 Stunden). Bei der Differenzbildung fällt der jeweils noch enthaltene statistische Fehler von 8% automatisch heraus. Die Ergebnisse sind in Tabelle 4 jeweils in Klammern angegeben. Diese Standardabweichungen machen eine Aussage darüber, wie groß die Variabilitäten nach festen Zeitdifferenzen sind (diese Standardabweichungen sind mit Autokorrelationen verknüpft). Sie zeigen je nach räumlicher Skala für alle drei Zeitskalen Unterschiede, die für die Zeitskala von einem Tag am größten sind. Um das mittlere Verhalten zu beschreiben, werden die Zeitanteile der Standardabweichungen für die jeweiligen Zeitskalen gemittelt (unterste Zeile von Tabelle 4).

Als Maß für die Schwankungen um diesen Mittelwert wird jeweils die Standardabweichung aus den vier Werten berechnet. Man erhält $0,08 \pm 0,02$ für zwei Stunden, $0,21 \pm 0,04$ für zwölf Stunden und $0,33 \pm 0,05$ für einen Tag.

Diese Ergebnisse der zeitlichen Variabilität wurden für diskrete Zeitskalen erhalten, die sich durch die Abfolge der CRISTA-Messungen ergeben (für diese Zeitskalen gibt es genügend Meßpaare, die verglichen werden können). Um eine kontinuierlichere Überdeckung in der Zeit zu erhalten, kann man die Ergebnisse der Assimilierung aus Kapitel 5.5 (mit abgeschätztem Vertikalwind von CRISTA) verwenden. Die zeitliche Variabilität erhält man, wenn man Modellwerte an festen Orten vergleicht, die eine vorgegebene Zeitdifferenz besitzen. Zur Bestimmung der Variabilität aus den Verteilungen zweier Zeitpunkte wird von allen Paaren an den jeweiligen Orten $\Delta\mu/\mu$ wie oben beschrieben berechnet. Dann werden alle Werte der relativen Abweichung zusammengefaßt und aus diesen die Standardabweichung berechnet. Um mit den obigen Standardabweichungen aus den Messungen vergleichen zu können, werden dabei nur Mischungsverhältnisse größer als 10 ppmv berücksichtigt.

Diese Zeitdifferenzen werden, beginnend bei zwei Stunden, in Schritten von zwei Stunden variiert, wobei die größte Differenz vier Tage beträgt. Für jede Zeitdifferenz wird die Standardabweichung für alle Zeitpunkte berechnet, die jeweils zwei Stunden auseinanderliegen. Die Standardabweichungen aus solchen Verschiebungen, die man über einen Zeitraum von einem Tag erhält, werden gemittelt. In Abbildung 38 sind die so gemittelten Standardabweichungen gegen die Zeitdifferenz doppeltlogarithmisch aufgetragen. Würde man die Standardabweichungen in Abbildung 38 quadrieren, so läge eine Strukturfunktion zweiter Ordnung in der Zeit vor (typischerweise werden räumliche Strukturfunktionen betrachtet; siehe z.B. CHO et al., 2000). Die schwarze Kurve in Abbildung 38 gibt die global erhaltenen Ergebnisse an. Die Variabilität der Atmosphäre kann von Ort zu Ort deutlich schwanken (siehe z.B. EIDMANN et al., 2002). Um einen Eindruck zu erhalten, wie groß die zeitliche Variabilität für kleinere Gebiete ist, sind in Abbildung 38 zusätzlich die Standardabweichungen für zwei Breitenbereiche eingezeichnet. Hierfür wurden nur Punkte auf dem $2,5^\circ \times 5,6^\circ$ -Gitter des Modells berücksichtigt, die innerhalb der jeweiligen Breitenbereiche liegen. Diese Kurven deuten in etwa die möglichen Variationen für eingeschränkte Bereiche an. Betrachtet man die schwarze Kurve in Abbildung 38, so wird die Standardabweichung mit zunehmender Zeitdifferenz größer und die Steigung geringer. Die maximalen Standardabweichungen dieser Kurve reichen etwas über 40%. Zum Vergleich sind in Abbildung 38 zusätzlich die drei erhaltenen Werte für die Standardabweichung aus der Analyse der Messungen (unterste Zeile in Tabelle 4) eingezeichnet (dicke

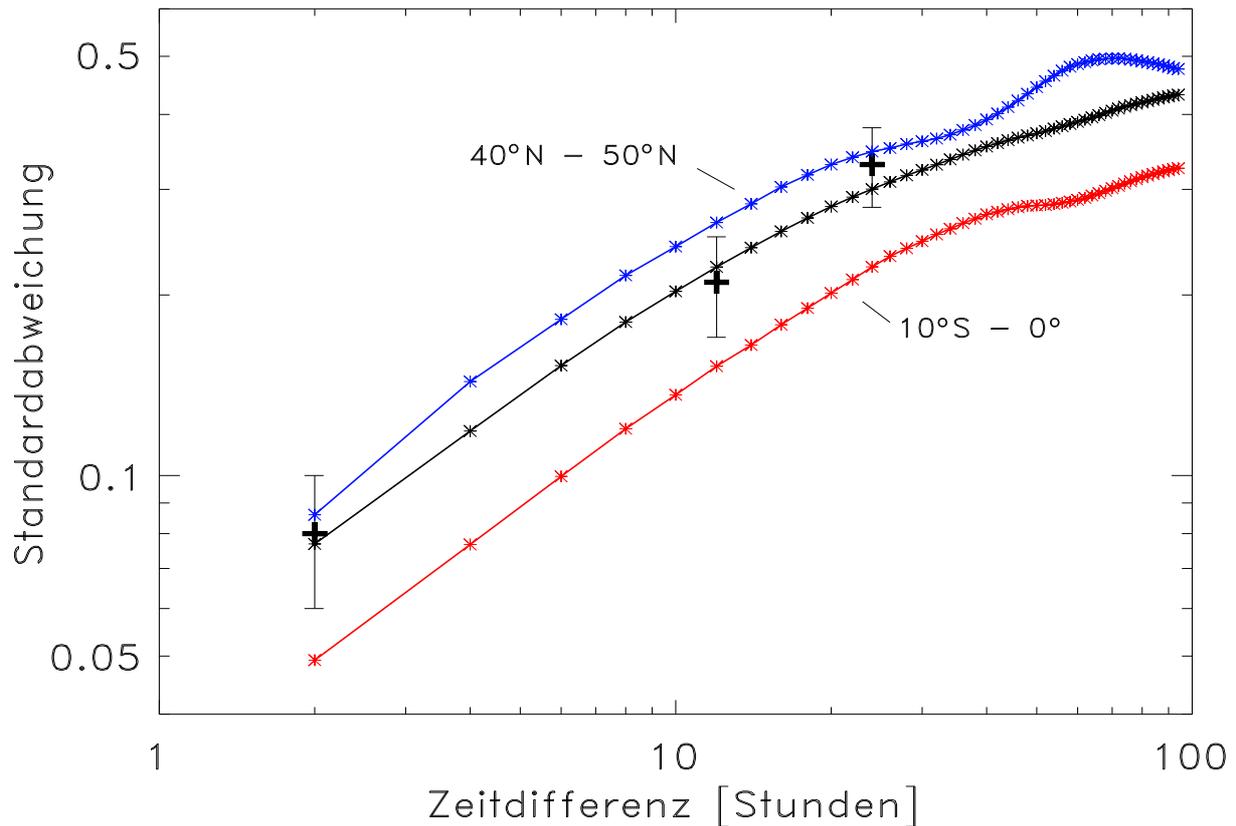


Abbildung 38: Zeitliche Standardabweichung des Wasserdampfes aus den Assimilierungs-
 ergebnissen (durch Kurven verbundene Sterne). Schwarz: global, blau: Brei-
 tenbereich 40°N bis 50°N, rot: Breitenbereich 10°S bis 0°. Die drei dicken
 Kreuze sind direkt aus CRISTA-Messungen bestimmte Standardabweichun-
 gen (unterste Zeile in Tabelle 4).

Kreuzen), die mit der schwarzen Kurve zu vergleichen sind. Diese Standardabweichungen liefern von der Größe und dem Anstieg der zeitlichen Variabilität mit größer werdender Zeitdifferenz vergleichbare Werte und zeigen somit eine gute Übereinstimmung der beiden Analysemethoden.

Dieses Ergebnis ist wichtig für den Vergleich von Wasserdampfmessungen im Tropenpausenbereich. Verwendet man als maximalen Abstand zweier zu vergleichender H₂O-Messungen beispielsweise 250 km, so hat man mit einer atmosphärischen Variabilität allein durch räumliche Streuung von 30% zu rechnen (siehe erste Zeile, erste Spalte in Tabelle 4). Zeitliche Unterschiede zwischen den Messungen im Bereich von zwei Stunden, wie sie beim Vergleich mit den MLS-Messungen in Kapitel 5.2 gewählt wurden, sind dabei unerheblich: Abbildung 38 zeigt, daß die Standardabweichung für eine Zeitdifferenz von zwei Stunden unterhalb von 10% liegt. Die Standardabweichung des Wasserdampfes ist

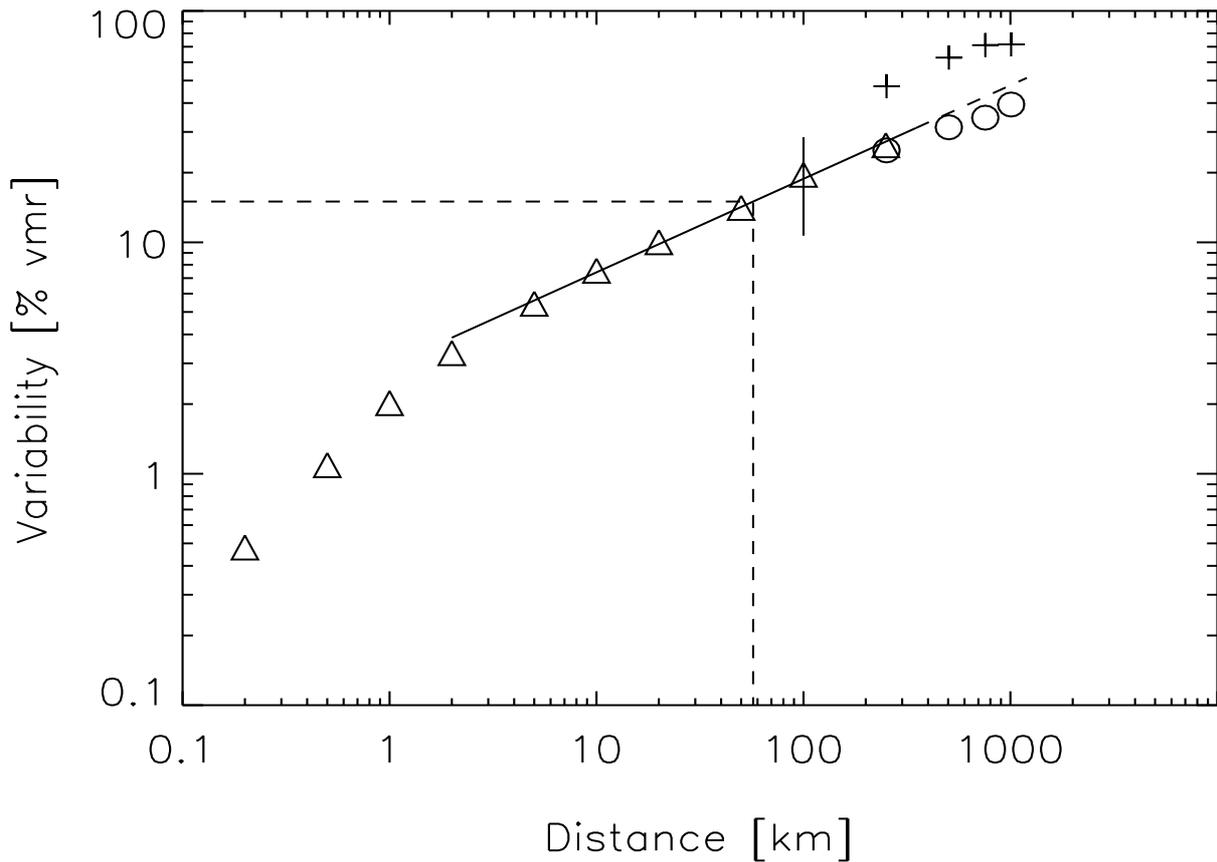


Abbildung 39: Skalenverhalten der H_2O -Fluktuationen. Kreise und Kreuze: aus CRISTA-Messungen berechnete Standardabweichungen. Dreiecke: aus FISH-Messungen berechnete Standardabweichungen. Die durchgezogene Linie ist eine Ausgleichsgerade der FISH-Standardabweichungen zwischen 5 km und 250 km. (aus OFFERMANN et al., 2002)

deshalb mit 31% (siehe erste Zeile, zweite Spalte in Tabelle 4) nur geringfügig höher. Um den Einfluß der atmosphärischen Variabilität beim Vergleich zu verringern, ist es notwendig, den maximalen räumlichen Abstand der Messungen von 250 km zu verkleinern. Dagegen hätte eine Verkleinerung des zeitlichen Abstandes kaum einen Effekt.

Die kleinste Skala der hier bestimmten räumlichen Variabilität beträgt 250 km (siehe Tabelle 4). Kleinere Skalen für diese Analysen von CRISTA können global nicht erfasst werden. Allerdings stehen die FISH-Messungen (Kapitel 5.2) zur Verfügung, die sich für die Bestimmung der räumlichen Variabilität auf kleineren Skalen bis 200 m verwenden lassen. In Abbildung 39 sind die entsprechenden Fluktuationen gegen die räumliche Skala aufgetragen. Die eingezeichneten Dreiecke sind Ergebnisse aus den FISH-Messungen. Die Kreis- und die Kreuzsymbole kennzeichnen berechnete Variabilitäten, die OFFERMANN et al. (2002) aus H_2O -Messungen von CRISTA in einer Höhe von 12,5 km abgeleitet

haben. Es werden Messungen von CRISTA bzw. FISH betrachtet, die jeweils einen festen räumlichen Abstand besitzen. Für diese Paare werden die Standardabweichungen gebildet, die in Abbildung 39 dargestellt sind.

OFFERMANN et al. (2002) analysieren einen Breitenbereich von 35°N bis 55°N. Da das FISH Instrument über Europa gemessen hat, wird zusätzlich der Längsbereich auf 0° bis 20°O eingeschränkt (Kreise in Abbildung 39). Wird diese Einschränkung nicht vorgenommen, so vergrößert sich die Standardabweichung deutlich (Kreuze in Abbildung 39). Abbildung 39 zeigt eine stete Abnahme der Variabilität mit kleiner werdender Skala. Sie folgt in Abbildung 39 oberhalb von 2km einer Geraden, die sich aus einem Fit an die Ergebnisse von FISH zwischen 5 km und 250 km ergibt. Man sieht, daß die CRISTA-Variabilitäten – berechnet für das europäische Gebiet – gut zu diesem Fit passen. Zwischen 5 km und 1000 km hängt die kombinierte Variabilität von CRISTA und FISH exponentiell von der Entfernung ab (Skalengesetz). Für Skalen unterhalb von 5 km zeigen die FISH-Messungen einen Sprung im Exponenten, der für diese Skalen etwa doppelt so groß ist.

Die Analysen in diesem Kapitel haben bisher die zeitliche und räumliche Variabilität allgemein auf einer Druckfläche von 215 hPa bestimmt. Um die Variabilität in Anhängigkeit von der Breite genauer zu untersuchen, werden Standardabweichungen innerhalb von Breitenbändern berechnet. Dies wurde in Abbildung 40 für Breitenbänder mit einer Breite

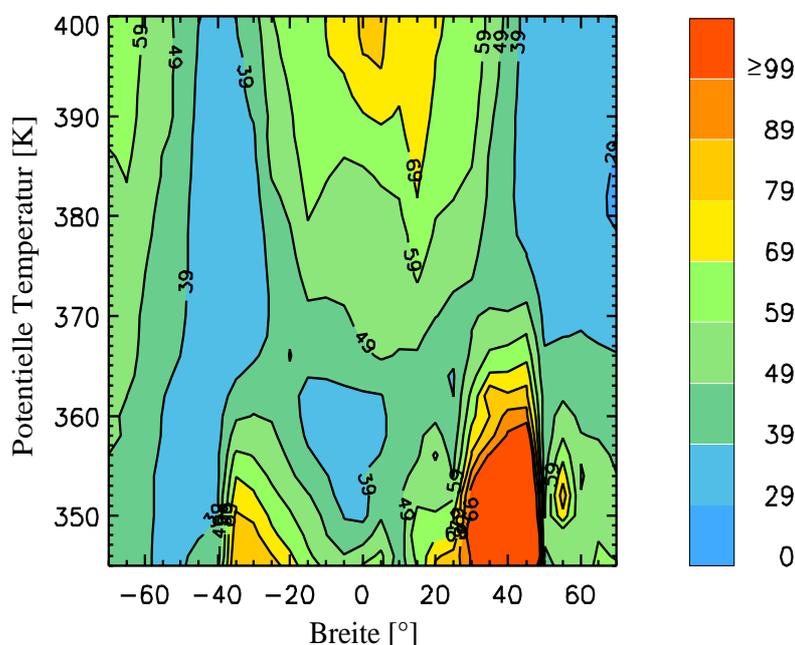


Abbildung 40: Höhen-Breiten-Querschnitt der CRISTA-H₂O-Standardabweichung in Prozent (Daten aus gesamter CRISTA-Mission).

von 5° durchgeführt. Die Standardabweichungen werden prozentual als Höhen-Breiten-Querschnitte angegeben. Als Höhenskala wird die potentielle Temperatur verwendet (vgl. Kapitel 2.1). Die untere Grenze von 345 K entspricht im Mittel einer geometrischen Höhe von 11 km. Die obere Grenze von 400 K liegt in den Tropen bei 17 km und in höheren Breiten bei etwa 15 km. Eine isentrope Höhenskala wird hier verwendet, da die Ergebnisse aus Abbildung 40 in Kapitel 5.8 mit einem Höhen-Breiten-Querschnitt verglichen werden, der ebenfalls die potentielle Temperatur als Höhenskala verwendet.

Abbildung 40 zeigt, daß die Verteilung der Standardabweichungen interessante Strukturen aufweist. Es fällt ein relatives Minimum in den Tropen zwischen 350 K und 360 K auf. Oberhalb steigt die Standardabweichung immer weiter an. Verfolgt man den meridionalen Verlauf auf einer Höhe von 350 K, so sind zwei ausgeprägte Maxima zu beobachten (bei 30°S und bei 40°N). Beide Maxima haben gemeinsam, daß in diesen Breiten der Übergang zwischen den hohen troposphärischen Mischungsverhältnissen aus den Tropen und niedrigeren stratosphärischen Mischungsverhältnissen aus höheren Breiten stattfindet. In diesem Bereich verursacht der Vorstoß von Luftmassen von den Tropen hin zu höheren Breiten und umgekehrt eine hohe Variation im Mischungsverhältnis entlang eines Breitenbandes (vgl. Abbildung 31). Darunter fällt zum Beispiel der Kaltlufttropfen, der in Kapitel 5.4 genauer betrachtet wurde. Eine hohe Standardabweichung deutet also auf häufiges Auftreten solcher Ereignisse hin. Da diese mit Transportprozessen verbunden sind, kann die Standardabweichung als deren Indikator dienen. Eine genauere Analyse von Transportprozessen im Tropopausenbereich wird im folgenden Kapitel durchgeführt.

5.8 Transportstudien

Die Transportprozesse im Tropopausenbereich sind bis heute noch nicht gut verstanden. Insbesondere sind Austauschprozesse zwischen Troposphäre und Stratosphäre von Interesse (vgl. Kapitel 2.2). In diesem Zusammenhang steht auch die Frage nach Transportbarrieren, also Bereichen der Atmosphäre, in denen Transporte unterdrückt sind (z.B. HAYNES und SHUCKBURG, 2000).

Im folgenden sollen die meridionalen Transporte genauer untersucht werden. Dabei wird speziell auf Transporte durch Turbulenz eingegangen (siehe auch Anhang A3). Die turbulente Strömung kann man sich nach Prandtl als Wirbel vorstellen, die verschiedene Größen von planetaren Ausmaßen bis zu Skalen im Bereich von Zentimetern bis Millimetern besitzen und die man auch als Turbulenzballen bezeichnet. In Abbildung 31 ist eine Vielzahl solcher wirbelhaften Strömungsmuster zu erkennen, die Durchmesser im Bereich von wenigen tausend Kilometern besitzen.

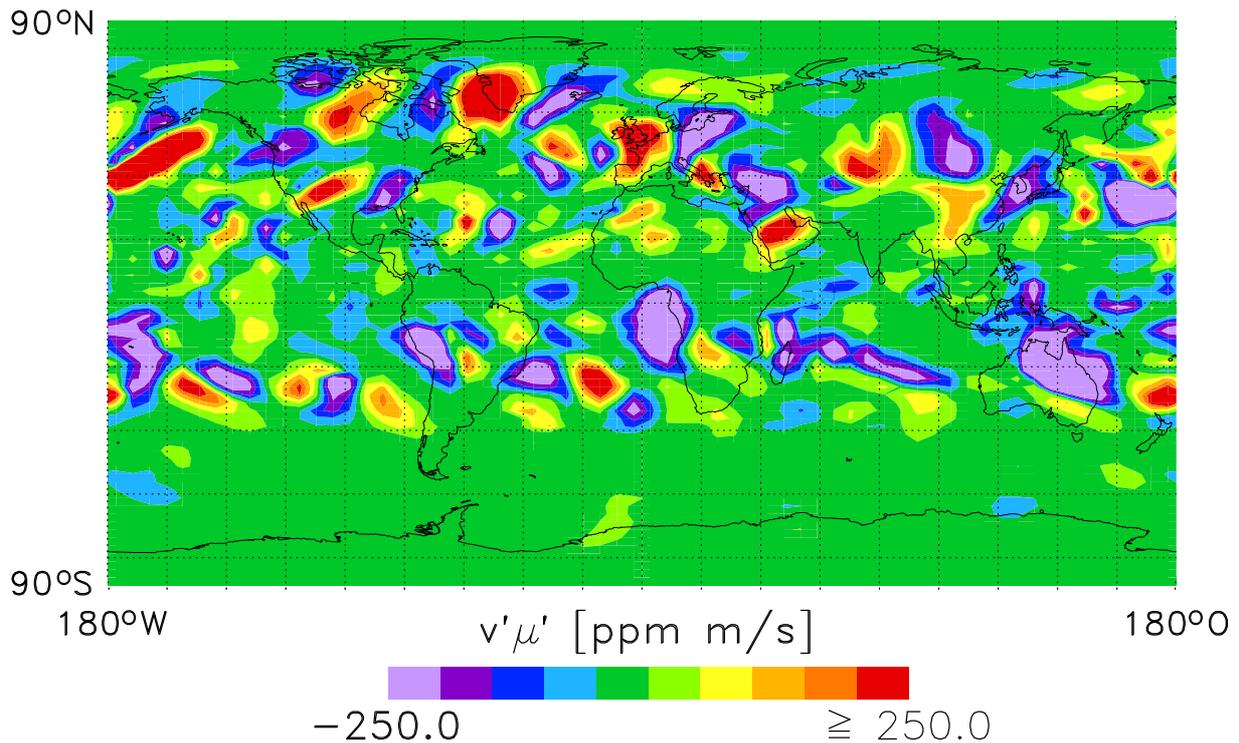


Abbildung 41: Turbulenter Fluß $\mu'v'$ auf einer Druckfläche von 215 hPa für den 12. August 1997, 0Uhr UT.

Zur Untersuchung der meridionalen turbulenten Transporte wird der turbulente Fluß $\overline{\mu'v'}$ (siehe Anhang A3) für die Assimilierungsergebnisse verwendet, wobei μ' die Fluktuation des H_2O -Mischungsverhältnisses und v' die Fluktuation der meridionalen Windkomponente ist. Der Überstrich deutet die Bildung eines zonalen Mittelwertes an. Da die Assimilierungsergebnisse auf demselben Gitter vorliegen wie die Winddaten (UKMO), ist eine einfache Berechnung der turbulenten Flüsse möglich.

Die Größe v' oder auch $\mu'v'$ läßt sich zu jedem Zeitpunkt für jeden Ort auf der Erde ausrechnen. In Abbildung 41 ist eine Karte von $\mu'v'$ für den 12. August 1997 für eine Druckfläche von 215 hPa dargestellt. Die Karte zeigt flächige Gebiete mit positiven und negativen Werten. Positive (negative) Werte zeigen lokal einen turbulenten Transport in nördlicher (südlicher) Richtung an. Große Absolutwerte von $\mu'v'$ finden sich beispielsweise im Breitenbereich $30^\circ\text{S}-0^\circ$, aber auch für einen weiten Breitenbereich auf der Nordhemisphäre.

Um das zonal gemittelte Verhalten des turbulenten Flusses zu bestimmen, werden über einen Zeitraum von sechs Tagen zwischen dem 9. und 14. August 1997 die zonalen Mittelwerte von $\mu'v'$ berechnet. Das Ergebnis ist in Abbildung 42 dargestellt. Die Kurve schneidet die Null-Linie an drei Stellen: bei etwa 40°S , bei knapp 10°N und ein drittes Mal

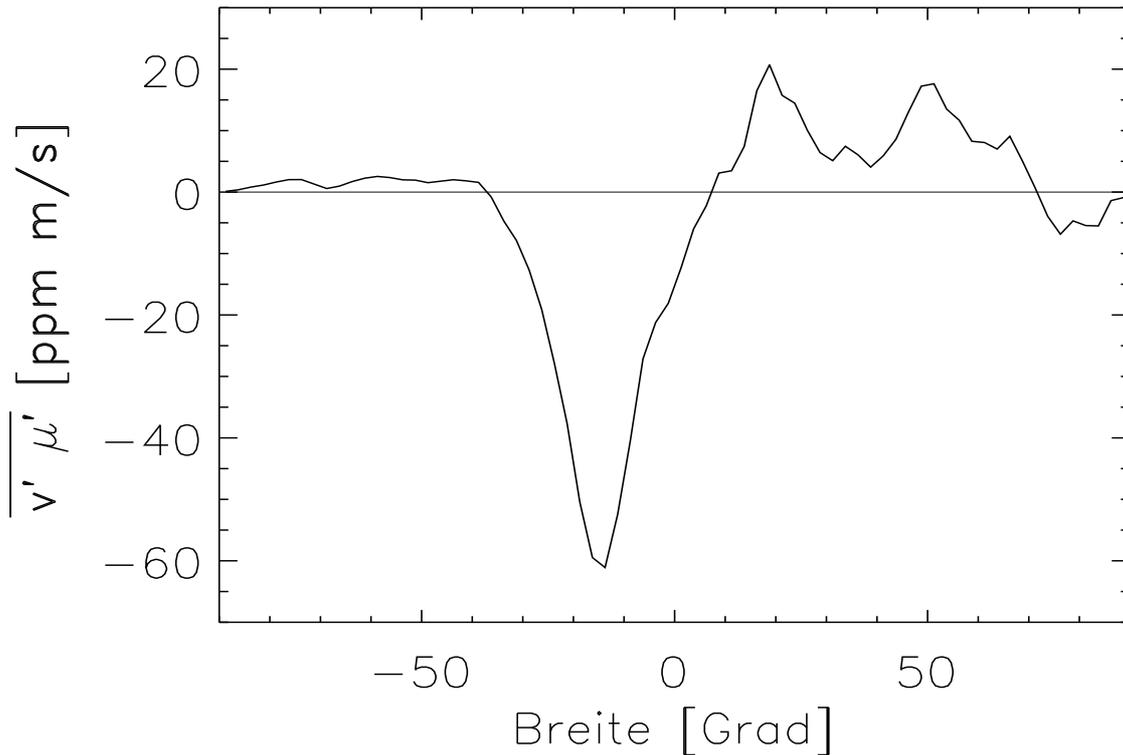


Abbildung 42: Zonal gemittelter turbulenter Fluß über einen Zeitraum von sechs Tagen zwischen dem 9. und 14. August 1997 auf einer Druckfläche von 215 hPa.

bei 70°N. Diese Breiten mit verschwindendem turbulenten Fluß werden als Transportbarrieren interpretiert, die im statistischen Mittel vorhanden sind. In einzelnen Ereignissen (siehe z.B. Abbildung 36) können lokal nicht-verschwindende turbulente Flüsse vorhanden sein, wie in Abbildung 41 zu sehen ist.

Transportbarrieren im Tropopausenbereich wurden beispielsweise von HAYNES und SHUCKBURGH (2000) gefunden. Für die Analyse wird von diesen Autoren die sogenannte effektive Diffusivität \tilde{k}_{eff} benutzt. Sie ist ein Maß für die Komplexität der Konturlinien von Tracer-Verteilungen. Minima in der effektiven Diffusivität werden von den Autoren als Transportbarrieren interpretiert. Die Verteilung der effektiven Diffusivität in Abhängigkeit von der potentiellen Temperatur und der äquivalenten Breite ist in Abbildung 43 dargestellt (HAYNES und SHUCKBURGH, 2000). Die Abbildung zeigt Mittelwerte für zwei Monate (August/September 1997). Die Analysehöhe der turbulenten Transporte von 215hPa liegt etwa bei einer potentiellen Temperatur von 345K. Minima der effektiven Diffusivität in dieser Höhe liegen bei etwa 30°S, bei 5–10°N und ein schwach ausgeprägtes bei 45°N.

Die Lage der beiden ersten Nulldurchgänge im turbulenten Fluß in Abbildung 42 stimmen

August-September 1997

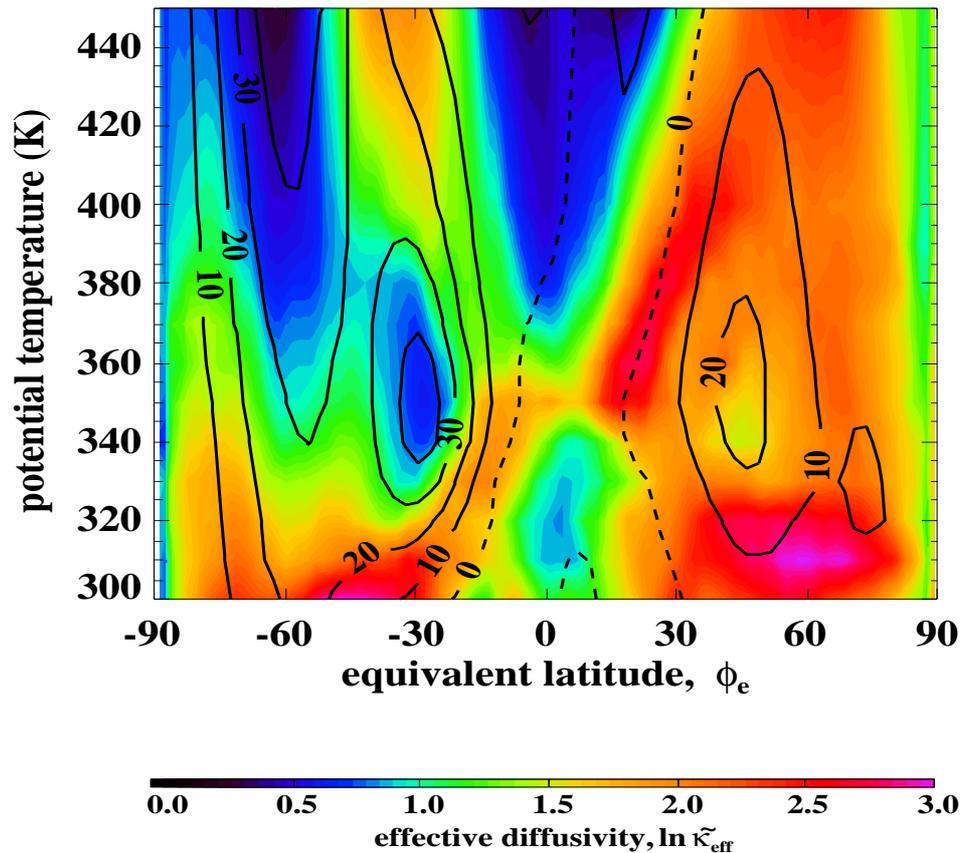


Abbildung 43: Höhen-Breiten-Querschnitt der „effektiven Diffusivität“ $\tilde{\kappa}_{eff}$ gemittelt über zwei Monate (August/September 1997). Überlagert sind Konturlinien des zonal gemittelten Winds (Westwinde durchgezogen, Ostwinde gestrichelt). (aus HAYNES und SHUCKBURG, 2000)

gut mit der Position der Minima in der effektiven Diffusivität überein. Das dritte Minimum in der effektiven Diffusivität findet keine direkte Entsprechung in Abbildung 42. In der Nähe dieses Minimums befindet sich aber ein relatives Minimum im turbulenten Fluß bei 40°N , das nicht ganz den Wert Null erreicht. Dieses könnte ein Anzeichen für das schwach ausgeprägte Minimum in der effektiven Diffusivität bei 45°N sein.

Diese Analyse der turbulenten Flüsse liefert die Lage von Transportbarrieren in einer festen Höhe. Abbildung 43 zeigt aber auch eine interessante Höhenstruktur der effektiven Diffusivität und damit auch der Transportbarrieren. Um diese mit CRISTA zu vergleichen, kann man die Standardabweichung der Mischungsverhältnisse des Wasserdampfes aus Abbildung 40 verwenden, die ebenfalls ein Maß für die Stärke von meridionalen Transporten ist: Relative Minima in der Standardabweichung sollten mit relativen Minima in

der effektiven Diffusivität übereinstimmen. Beim Vergleich ist darauf zu achten, daß die Höhen- und Breitenbereiche der beiden Abbildungen unterschiedlich ist. Zudem sind die Ergebnisse der effektiven Diffusivität auf äquivalenten Breiten dargestellt. Im Gegensatz dazu beziehen sich die CRISTA-Standardabweichungen auf geographische Breiten. Sucht man nach Entsprechungen, so fallen jeweils die Regionen mit relativen Minima im Bereich des Äquators auf. In den Standardabweichungen befindet sich dieses bei einer potentiellen Temperatur zwischen 355 K und 360 K . In Abbildung 43 ist eine vergleichbare Region bei etwas niedrigeren Höhen ($310 - 340\text{ K}$) zu finden. Südlich und nördlich schließen sich in beiden Bildern jeweils Gebiete mit hohen effektiven Diffusivitäten bzw. Standardabweichungen an. Weiter südlich findet man jeweils ein vertikal ausgedehntes Gebiet mit niedrigen Werten. Insgesamt zeigen also die beiden Verteilungen Ähnlichkeiten.

Allerdings zeigen sich auch Unterschiede im Bereich des Äquators oberhalb des äquatorialen Minimums. In den effektiven Diffusivitäten existiert eine „Brücke“ bei 350 K , die die hohen Werte nördlich und südlich des Äquators verbindet. Darüber zeigen die effektiven Diffusivitäten niedrige Werte an. Oberhalb des äquatorialen Minimums in den Standardabweichungen bei $355 - 360\text{ K}$ nehmen aber die Werte kontinuierlich zu. Nimmt man an, daß sich dieses Minimum und das etwas tiefer liegende Minimum ($310 - 340\text{ K}$) in den effektiven Diffusivitäten entsprechen, dann scheint die Brücke in den CRISTA-Daten höher zu liegen und einen deutlich größeren Höhenbereich zu überdecken. Unterstützt wird dieses Ergebnis durch Analysen von EIDMANN et al. (2002). Die dort gezeigten Varianzen von Ozon aus CRISTA-Messungen zeigen in der unteren Stratosphäre bei äquatorialen Breiten deutlich höhere Werte als entsprechende Ergebnisse der effektiven Diffusivität. Diese hohen Varianzen werden auch mit Hilfe von Ozon-Daten des „UARS Reference Atmosphere Project“ (URAP) gefunden (EIDMANN et al., 2002). Dieses Resultat hat möglicherweise Auswirkungen auf den interhemispärischen Austausch von Luftmassen. Die CRISTA-Daten deuten darauf hin, daß Transporte über den Äquator hinweg in der unteren Stratosphäre größer sind, als es nach Analysen der effektiven Diffusivität zu erwarten ist.

6 Zusammenfassung

Während der ersten Mission des CRISTA-Instrumentes konzentrierten sich die Messungen auf die Stratosphäre und die Mesosphäre. Der Höhenbereich wurde bei der zweiten Mission im August 1997 nach unten erweitert, sodaß auch in der oberen Troposphäre gemessen wurde. Generell sind die Messungen im Infrarot – wie sie CRISTA durchführt – bei niedrigen Höhen durch Wolken beeinflusst. Außerhalb der Tropen war der Verlust an Messungen durch Wolken allerdings moderat.

Die Aufnahme kompletter Spektren von CRISTA hat es ermöglicht, daß nachträglich nach geeigneten Wellenlängen für ein Retrieval von troposphärischem Wasserdampf gesucht werden konnte. Es wurde bei $12,7 \mu\text{m}$ eine schwache H_2O -Linie gefunden, die in der Stratosphäre nur einen geringen Strahlungsdichtebeitrag liefert, aber in der oberen Troposphäre deutliche Signaturen aufweist. Das vorgestellte Retrievalverfahren verwendet Temperaturen vom „United Kingdom Meteorological Office“ (UKMO) und liefert Profile des Wasserdampfes in Höhen zwischen der unteren Meßgrenze (tiefste Höhe: 7 km) bzw. der Wolkenoberkante und 20 km. Dabei beträgt die vertikale Schrittweite der Messungen 2 km bei einem vertikalen Gesichtsfeld von 1,5 km. Man erhält so einen globalen dreidimensionalen Datensatz von Wasserdampf im Tropopausenbereich, der eine gute vertikale Auflösung zusammen mit einer bisher unerreichten horizontalen räumlichen Auflösung besitzt.

Die Fehler für mittlere Mischungsverhältnisse wurden für den systematischen Anteil mit 21% und für den statistischen Anteil mit 8% abgeschätzt. Die atmosphärische Variabilität des Wasserdampfes im Tropopausenbereich hängt stark von der betrachteten räumlichen sowie zeitlichen Skala ab und liegt für räumliche Skalen oberhalb von etwa 20 km (nach Analysen der FISH-Ergebnisse) und oberhalb von etwa zwei Stunden über dem statistischen Fehler von CRISTA. Insbesondere die räumliche Variabilität (im globalen Mittel etwa 30% bei einer Skala von 250 km) erschwert den Vergleich mit anderen Messungen, da eine räumliche Trennung der Vergleichsmessungen kaum vermeidbar ist. Als Besonderheit wurden mit CRISTA koordinierte Vergleichsmessungen zur Minimierung des räumlichen Abstandes zum flugzeuggestützten FISH-Instrument (Fehler: 4 – 5%) durchgeführt. Es ergibt sich eine Übereinstimmung besser als 10%, die deutlich unter dem abgeschätzten systematischen Fehler von CRISTA liegt. Vergleiche mit dem SAGE II Experiment verifizieren neben den Absolutwerten auch die Stärke des vertikalen Anstiegs mit der Höhe. Zonal gemittelte H_2O -Ergebnisse zeigen deutlich die Hygropause, deren Lage mit einem entsprechenden Höhen-Breiten-Querschnitt von SAGE II übereinstimmt. Die horizonta-

le Verteilung des Wasserdampfes offenbart eine Reihe von kleinräumigen dynamischen Strukturen im Bereich der Tropopause. Die auffälligste davon ist ein Kaltlufttropfen über dem Nordatlantik, dessen Entstehung und weiterer zeitlicher Verlauf in den Wasserdampfergebnissen beobachtet werden kann. Ein solcher Kaltlufttropfen ist ein Beispiel eines synoptischen Ereignisses in mittleren Breiten, das zu einem Austausch von Luftmassen zwischen Troposphäre und Stratosphäre führen kann. Dieser Austausch wird zur Zeit im Rahmen des TRACHT-Projektes untersucht.

Die Ergebnisse wurden für eine Assimilierung des Wasserdampfes im Tropopausenbereich verwendet, um die asynoptischen Daten auf geeignete Weise räumlich und zeitlich auf ein synoptisches Gitter zu interpolieren. Dabei werden die simulierten Modellwerte durch Messungen am jeweiligen Meßzeitpunkt und -ort ersetzt, um eine bestmögliche Repräsentation der Verteilung in Übereinstimmung mit den Meßdaten zu erhalten. Als kritische Einflußgröße haben sich die vertikalen Winde herausgestellt, die aus einer externen Quelle (UKMO) stammen. Bei Verwendung der Vertikalwinde von UKMO erzeugt das Modell Wasserdampfverteilungen, die nicht mit den Messungen vereinbar sind. Deswegen wurden aus den H₂O-Messungen von CRISTA effektive Vertikalwinde für Eintageszeiträume abgeschätzt, die für die Assimilierung verwendet wurden.

Am Ergebnis der Assimilierung läßt sich die zeitliche Entwicklung der Wasserdampfverteilung gut beobachten. Sie zeigt viele zungenförmige dynamische Strukturen, die meridionale Transporte von Luftmassen andeuten. Es können Prozesse beobachtet werden, die feuchte Luft aus den Tropen in höhere Breiten transportieren. Dort wird diese Luft anscheinend mit der umgebenden trockeneren Luft vermischt. Ebenso sind Prozesse in der umgekehrten Richtung vorhanden, wo trockene Luft aus höheren Breiten in tropische Breiten gelangt und dort mit der feuchten Luft vermischt wird. Solche Prozesse könnten möglicherweise Transporte zwischen Troposphäre und Stratosphäre beinhalten.

Zur Quantifizierung solcher Prozesse wurden aus den Assimilierungsergebnissen für eine Druckfläche turbulente Transporte berechnet. Sie weisen eine deutliche Breitenabhängigkeit auf. Die Nullstellen werden als Transportbarrieren interpretiert. Die Lage dieser Transportbarrieren stimmt mit den Analysen von HAYNES und SHUCKBURG (2000), die dafür die effektive Diffusivität verwenden, überein. Die Ergebnisse von HAYNES und SHUCKBURG (2000) liegen als Höhen-Breiten-Querschnitte vor. Die dort vorhandenen Strukturen zeigen generell Übereinstimmungen mit entsprechenden Verteilungen der H₂O-Standardabweichungen von CRISTA. Die CRISTA-Ergebnisse deuten allerdings an, daß gegenüber HAYNES und SHUCKBURG (2000) in der unteren tropischen Stratosphäre ein größerer interhemisphärischer Austausch stattfindet.

7 Danksagung

Zu allererst gilt mein besonderer Dank Herrn Prof. Dr. D. Offermann für die Ermöglichung dieser Arbeit sowie die gewährte Betreuung und Unterstützung. Die Mitarbeit an diesem außergewöhnlichen Projekt war sehr spannend.

Weiterhin danke ich Herrn Dr. P. Preuße für die fruchtbaren Diskussionen zum Retrievalverfahren. Für die Unterstützung bei der Entwicklung der Retrievalsoftware danke ich Herrn L. L. Gordley und T. B. Marshall.

Danken möchte ich des weiteren Herrn Prof. Dr. M. Riese für die Unterstützung bei der ROSE-Modellierung. Das ROSE-Modell wurde freundlicherweise von Herrn Prof. Dr. G. P. Brasseur und Dr. X. Tie bereitgestellt.

Herrn Prof. Dr. A. Ebel danke ich für hilfreiche Diskussionen zu den dynamischen Phänomenen im Tropopausenbereich.

Die Daten des FISH-Gerätes wurden freundlicherweise von Herrn Dr. C. Schiller und die Daten des MLS-Instrumentes von Herrn Dr. W. G. Read zur Verfügung gestellt.

Für die technische Hilfe bei der Erstellung meiner Arbeit danke ich Frau M. Wandelt.

Zum Schluß geht mein Dank an alle nichtgenannten Mitglieder der CRISTA-Arbeitsgruppe, die stets auf unterschiedlichste Weisen hilfreich waren und für ein gutes Arbeitsklima gesorgt haben.

Das CRISTA-Projekt wird finanziert vom Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) durch das Deutsche Zentrum für Luft- und Raumfahrttechnik (DLR, vormals Deutsche Agentur für Raumfahrt Angelegenheiten DARA) unter der Fördernummer 50 QV 9802. Diese Arbeit wurde mitfinanziert vom BMBF durch das GSF-Forschungszentrum für Umwelt und Gesundheit GmbH unter der Fördernummer 07ATF06.

8 Anhang

A1 Gesichtsfeldkorrektur

Das Gesichtsfeld ist der Winkelbereich, aus dem CRISTA Strahlung erhält. Die Form des Gesichtsfeldes in vertikaler Richtung ist in guter Näherung eine Gaußverteilung mit einer vollen 1/e-Breite von 1,5 km (BARTHOL, 1994). Die normierte Gaußfunktion $G(z)$ lautet:

$$G(z) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp -\frac{(z - z_0)^2}{2\sigma^2} \quad (8)$$

Für die volle 1/e-Breite von 1,5 km beträgt die Standardabweichung $\sigma = 0,53$ km. z_0 ist die Tangentenhöhe.

Abbildung 44 zeigt eine schematische Skizze der Meßgeometrie. Dargestellt ist ein in der Atmosphäre vorliegendes Strahlungsdichteprofil $I_{Atm}(z)$ mit einem typischen starken Anstieg in der oberen Troposphäre (dicke Kurve). Das vertikale Gesichtsfeld ist als dünne Kurve gekennzeichnet, dessen Maximum sich in der Höhe z_0 (Tangentenhöhe) befindet. Die von CRISTA gemessene Strahlungsdichte $I_{mess}(z_0)$ ergibt sich durch Integration von

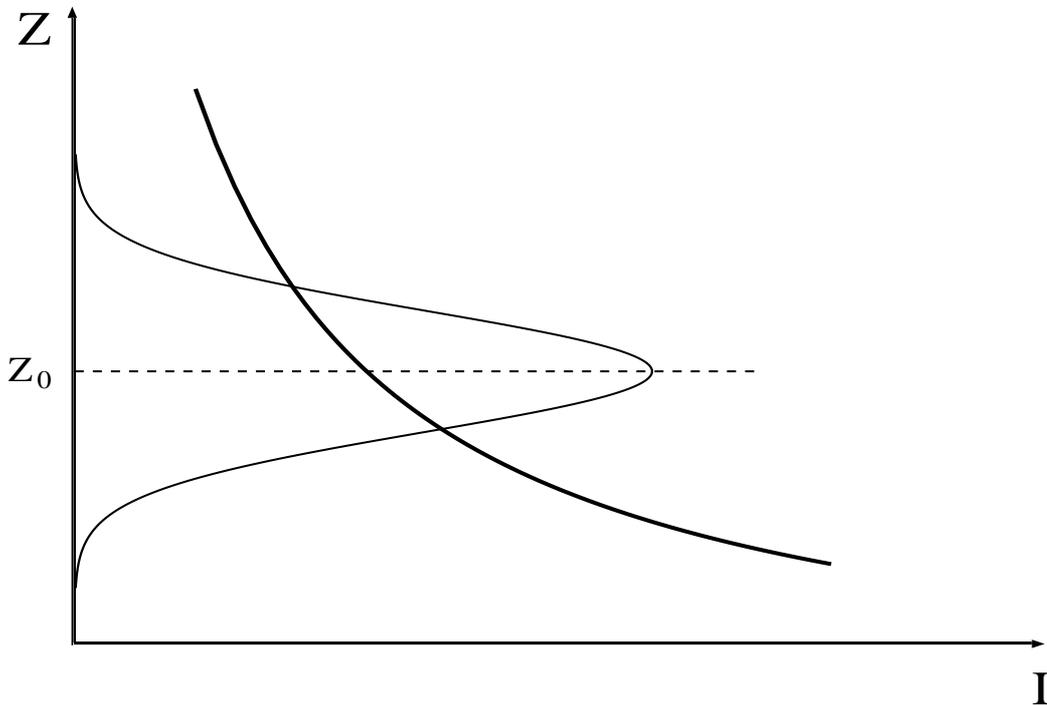


Abbildung 44: Prinzipskizze zum Gesichtsfeld. Die dicke durchgezogene Kurve gibt ein typisches Strahlungsdichteprofil $I_{Atm}(z)$ im Bereich der Tropopause wieder. Die dünne durchgezogene Kurve mit Maximum bei der Tangentenhöhe z_0 kennzeichnet das vertikale Gesichtsfeld $G(z)$ von CRISTA.

$I_{Atm}(z)$ mit dem Gesichtsfeld $G(z)$ als Gewichtung:

$$I_{mess}(z_0) = \int_{-\infty}^{\infty} G(z) I_{Atm}(z) dz \quad (9)$$

Wäre das Gesichtsfeld infinitesimal klein ($\sigma = 0$), so würde CRISTA im Bereich des Tangentenpunktes nur Strahlung aus der Höhe z_0 erhalten und man hätte $I_{mess}(z_0) = I_{Atm}(z_0)$. Das Gesichtsfeld besitzt aber eine endliche Ausdehnung und wird sehr ungleichmäßig ausgeleuchtet. Deshalb erhält CRISTA mehr Strahlung aus Höhen unterhalb von z_0 und mißt einen Wert $I_{mess}(z_0) > I_{Atm}(z_0)$. Die gemessene Strahlung ist also repräsentativ für eine niedrigere Höhe. Eine andere Sichtweise ist, daß für die Höhe z_0 eine zu hohe Strahlungsdichte gemessen wurde, die korrigiert werden muß.

Für eine Korrektur entwickelt man $I_{Atm}(z)$ um z_0 in eine Taylor-Reihe bis zur zweiten Ordnung

$$I_{Atm}(z) \approx I_{Atm}(z_0) + (z - z_0) \frac{\partial}{\partial z} I_{Atm}(z_0) + \frac{1}{2}(z - z_0)^2 \frac{\partial^2}{\partial z^2} I_{Atm}(z_0) \quad (10)$$

Setzt man dies in Gleichung 9 ein, so liefert der lineare Term keinen Beitrag bei der Integration, da $G(z)$ eine gerade Funktion ist. Die Integration des quadratischen Terms läßt sich einfach ausführen und man erhält

$$I_{mess}(z_0) = I_{Atm}(z_0) + \frac{1}{2}\sigma^2 \frac{\partial^2}{\partial z^2} I_{Atm}(z_0) \quad (11)$$

Die gemessene Strahlungsdichte weicht also von $I_{Atm}(z_0)$ um einen Korrekturterm ab, der von der zweiten Ableitung des Strahlungsdichteprofiles nach der Höhe und der Breite σ des Gesichtsfeldes abhängt. Um die gemessene Strahlungsdichte $I_{mess}(z_0)$ zu korrigieren, muß man den Korrekturterm abziehen. Dabei ist noch die Näherung notwendig, daß man $\frac{\partial^2}{\partial z^2} I_{Atm}(z_0) \approx \frac{\partial^2}{\partial z^2} I_{mess}(z_0)$ annimmt, da man die zweite Ableitung aus dem „wahren“ Strahlungsdichteprofil $I_{Atm}(z)$ nicht kennt.

Die korrigierte Strahlungsdichte ergibt sich somit aus

$$I_{korr}(z_0) = I_{mess}(z_0) - \frac{1}{2}\sigma^2 \frac{\partial^2}{\partial z^2} I_{mess}(z_0) \quad (12)$$

Die zweite Ableitung ist für den typischen Fall (siehe Abbildung 16) positiv. Somit verringert die Korrektur die gemessene Strahlungsdichte, wie auch durch die Anschauung erwartet wird. Es sei noch darauf hingewiesen, daß für eine lineare Änderung der Strahlungsdichte mit der Höhe keine Korrektur notwendig ist.

A2 Abschätzung des vertikalen Windes aus H₂O-Messungen

Um aus Messungen des Wasserdampfes den vertikalen Wind w abzuschätzen, werden zeitliche Änderungen des Mischungsverhältnis μ auf vertikale Transporte zurückgeführt. Man geht von der totalen zeitlichen Ableitung $\frac{d\mu}{dt}$ für den eindimensionalen Fall (z -Richtung) aus

$$\frac{d\mu}{dt} = \frac{\partial\mu}{\partial t} + w \frac{\partial\mu}{\partial z} \quad (13)$$

Diese beschreibt die zeitliche Änderung des Mischungsverhältnisses in einem Kontrollvolumen (Lagrange-Volumen), das sich im Strömungsfeld mitbewegt. Nimmt man an, daß keine Quellen und Senken vorhanden sind, dann ist $\frac{d\mu}{dt} = 0$ und der Vertikalwind läßt sich über

$$w = - \frac{\partial\mu}{\partial t} / \frac{\partial\mu}{\partial z} \quad (14)$$

berechnen. Die beiden partiellen Ableitungen beziehen sich auf Änderungen an festen Orten (Euler-Volumen).

Der Wasserdampf zeigt in der Troposphäre im Mittel einen exponentiellen Anstieg mit kleiner werdender Höhe (vgl. Abbildung 20). Die Höhe z und das Mischungsverhältnis μ hängen also näherungsweise folgendermaßen miteinander zusammen

$$z = a \ln(\mu) + b \quad \text{mit} \quad a < 0 \quad (15)$$

und damit ergibt sich für den Vertikalgradienten

$$\frac{\partial\mu}{\partial z} = \frac{\mu}{a} \quad (16)$$

Der Parameter a ist die Skalenhöhe des Wasserdampfes und kann aus Abbildung 20 bestimmt werden. Über eine Höhendifferenz von $\Delta z = 3 \text{ km}$ ändert sich das Mischungsverhältnis um einen Faktor 10. Für a erhält man so

$$a = \frac{\Delta z}{\ln(\mu_2/\mu_1)} = \frac{3 \text{ km}}{\ln(10, 1)} = -1,3 \text{ km} \quad (17)$$

Zusammengefaßt ergibt sich der vertikale Wind an einem Ort mit Mischungsverhältnis μ aus einer Änderung $\Delta\mu$ innerhalb einer Zeitdifferenz Δt über

$$w = \frac{\Delta\mu}{\mu} \frac{|a|}{\Delta t} \quad (18)$$

Eine positive Änderung $\Delta\mu$ wird dabei durch einen Aufwärtswind $w > 0$ erzeugt.

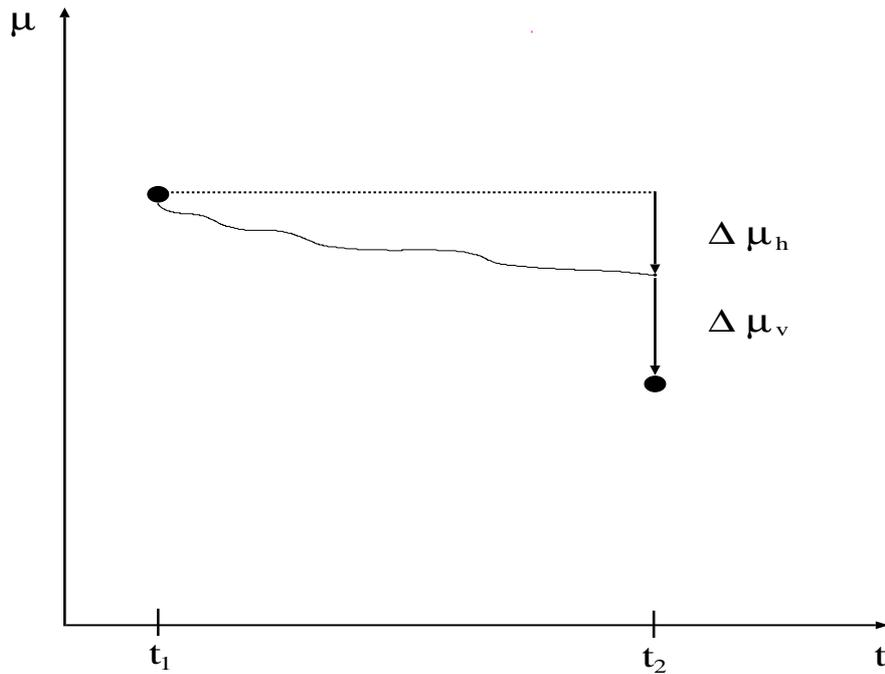


Abbildung 45: Prinzipskizze zur Ableitung des vertikalen Windes. Dargestellt ist der zeitliche Verlauf des Mischungsverhältnisses an einem festen Ort. Das Mischungsverhältnis ändert sich zwischen den beiden Zeitpunkten t_1 und t_2 um die Summe von $\Delta\mu_v$ (durch Vertikaltransporte) und $\Delta\mu_h$ (durch Horizontaltransporte). Die gekrümmte Kurve deutet die Modellierung der horizontalen Transporte an.

Die Anwendung dieser Gleichung ist in Abbildung 45 illustriert. Dort ist der zeitliche Verlauf des Mischungsverhältnisses an einem festen Ort gezeigt. Zu den Zeitpunkten t_1 und t_2 liegen Messungen des Mischungsverhältnisses vor (Symbole). Sieht man von Quellen bzw. Senken des Wasserdampfes beispielsweise durch Verdampfen und Kondensieren ab, so können Änderungen des Mischungsverhältnisses durch horizontale Transporte ($\Delta\mu_h$) und vertikale Transporte ($\Delta\mu_v$) zustande kommen. In Gleichung 18 darf nur der Anteil $\Delta\mu_v$ verwendet werden. Kann man horizontale Transporte vernachlässigen, weil die horizontalen Geschwindigkeiten klein genug sind, kann man alleine die beiden Messungen des Mischungsverhältnisses benutzen, um den vertikalen Wind zu bestimmen. Unter Verwendung eines Modells lassen sich die horizontalen Winde aber auch explizit berücksichtigen. Startet das Modell mit dem gemessenen Mischungsverhältnis zum Zeitpunkt t_1 , so berechnet es bis zum Zeitpunkt t_2 die horizontalen Transporte (durchgezogene Linie). Die gesuchte Differenz $\Delta\mu_v$ erhält man aus der Differenz von Modell und Meßwert zum Zeitpunkt t_2 .

A3 Turbulenz und turbulente Transporte

Turbulenz ist im Gegensatz zu einer geordneten Strömung durch statistische Schwankungen der Strömungsgeschwindigkeit in Stärke und Richtung gekennzeichnet. Zur Veranschaulichung stellt man sich wirbelförmige Strömungsmuster, sogenannte Turbulenzballen, vor. Das Größenspektrum kann sich von nahezu planetaren Ausmaßen bis in den Millimeterbereich erstrecken.

Es ist naheliegend, zeit- und ortsabhängige Fluktuationen v' für die Beschreibung von Turbulenz heranzuziehen. Diese werden als Abweichung der Strömungsgeschwindigkeit v vom zonalen Mittelwert \bar{v} definiert (Reynold-Ansatz):

$$v' = v - \bar{v} \quad (19)$$

Aus dieser Definition folgt, daß der Mittelwert der Fluktuation verschwindet: $\overline{v'} = 0$.

Um nun Transporte zu untersuchen, wird die Flußdichte F betrachtet, die sich aus dem Produkt der Wasserdampfkonzentration n und der Geschwindigkeit v ergibt: $F = n v$. Spaltet man nun n und v ebenfalls in einen fluktuierenden und einen gemittelten Anteil auf ($n = \bar{n} + n'$) und mittelt dann die Flußdichte, so erhält man:

$$\bar{F} = \bar{n} \bar{v} + \overline{n'v'} \quad (20)$$

Der erste Term beschreibt den advektiven Transport durch die mittlere Strömung, der zweite beschreibt den Anteil des Transportes durch Turbulenz (turbulenter Fluß). Der turbulente Fluß $\overline{n'v'}$ ist unmittelbar ein Maß für die Korrelation zwischen den beiden Fluktuationen und verschwindet, wenn beide Fluktuationen unkorreliert sind. Verwendet man statt der Teilchendichte n das Mischungsverhältnis $\mu = \frac{n}{M}$ (M : Gesamteilchendichte), so erhält man für den turbulenten Fluß, wenn M als konstant angenommen wird:

$$\bar{F}_t = M \overline{\mu'v'} \quad (21)$$

Zur Untersuchung turbulenter Transporte reicht es deshalb, die Größe $\overline{\mu'v'}$ zu betrachten, die bis auf den konstanten Vorfaktor dem turbulenten Fluß entspricht. Die turbulenten Transporte sind in Abbildung 46 veranschaulicht. Dargestellt ist der Verlauf des zonal gemittelten Mischungsverhältnisses in Abhängigkeit von der Breite (positiver meridionaler Gradient des Mischungsverhältnisses). Betrachtet wird ein Turbulenzballen zwischen den Breiten B_1 und B_2 . Eine positive Windfluktuation $v'_1 > 0$ bringt Luftmassen in eine Umgebung mit höherem Mischungsverhältnis, d.h. $\mu'_1 < 0$. Umgekehrt bringt eine negative Windfluktuation $v'_2 < 0$ Luftmassen in eine Umgebung mit niedrigerem Mischungsverhältnis und liefert dadurch $\mu'_2 > 0$. Beide Fälle ergeben $v'\mu' < 0$ und somit

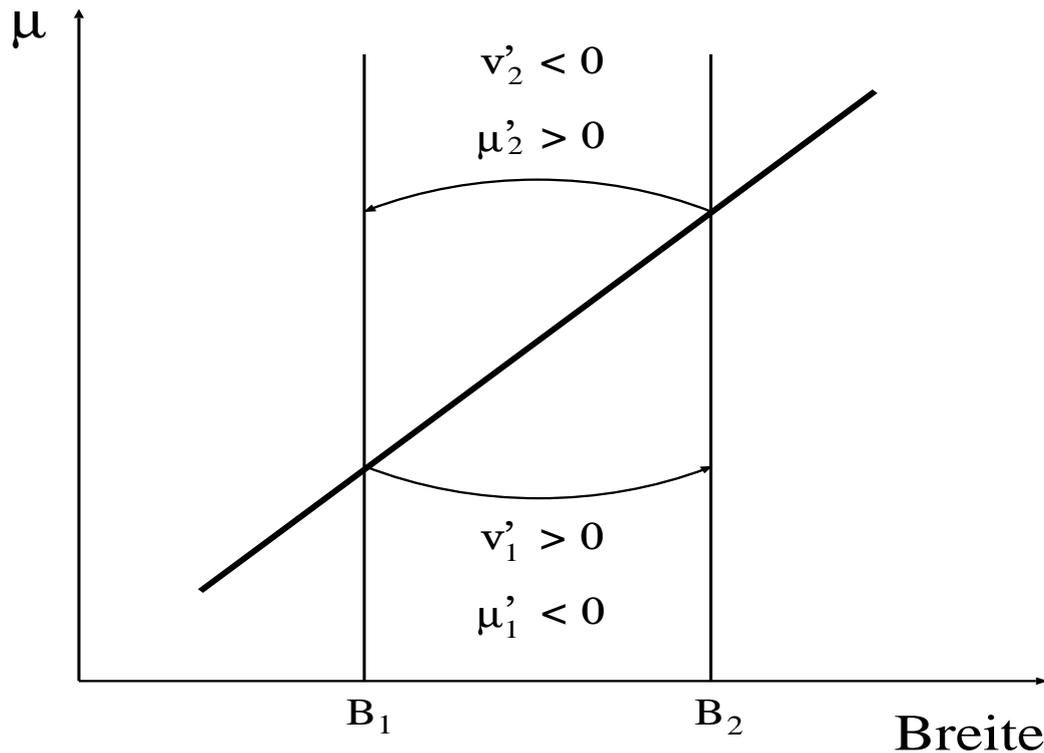


Abbildung 46: Prinzipskizze zum turbulenten Transport. Die dicke durchgezogene Linie deutet einen Gradienten des Mischungsverhältnisses μ mit der geographischen Breite an. Die beiden gekrümmten Pfeile deuten einen Turbulenzballen zwischen den Breiten B_1 und B_2 an. Windfluktuationen v_i' erzeugen Fluktuationen in den Mischungsverhältnissen μ_i' .

einen negativen turbulenten Fluß. Überlegt man sich die Vorzeichen für einen negativen meridionalen Gradienten des Mischungsverhältnisses, so erhält man für beide Richtungen der Windfluktuation $v'\mu' > 0$.

Dies zeigt zunächst, daß durch Turbulenz das Mischungsverhältnis (bzw. die Teilchendichte n) transportiert werden kann, ohne daß netto ein Massentransport stattfindet ($\overline{v'} = 0$). Die Durchmischung der Luft, die mit der turbulenten Bewegung verbunden ist, führt zu einem Transport entgegen dem Gradienten des Mischungsverhältnisses. Der turbulente Transport besitzt deshalb Ähnlichkeiten mit der molekularen Diffusion, da auch durch diesen Prozess Gradienten ausgeglichen werden. Es wird deswegen auch von turbulenter Diffusion gesprochen. Ein Unterschied liegt in der Größenordnung der beiden Prozesse: Turbulente Diffusion ist in der Regel der viel effektivere Transportmechanismus. Aufgrund dieser Ähnlichkeit ist der sogenannte Gradientenansatz für den turbulenten Fluß motiviert. Dieser lautet:

$$\overline{\mu'v'} = -K \frac{\partial \bar{\mu}}{\partial y} \quad (22)$$

und ist die Analogie zum Fickschen Ansatz bei der molekularen Diffusion. Der turbulente Fluß wird damit durch den Gradienten der mittlere Größe $\bar{\mu}$ in meridionaler Richtung y ausgedrückt. Der Vorfaktor K wird als turbulenter Diffusionskoeffizient oder auch als „Eddy-Koeffizient“ bezeichnet. Diese Gleichung zeigt, daß der turbulente Fluß nur von Null verschieden ist, wenn ein Gradient im mittleren Mischungsverhältnis vorhanden ist. Verschwindet dieser, so ist auch automatisch $\overline{\mu'v'}$ Null.

A4 Meßmoden bei CRISTA-2

Während der zweiten CRISTA-Mission (wie auch bei CRISTA-1) sind von CRISTA verschiedene Meßmoden durchgeführt worden, die sich im wesentlichen im überdeckten Höhenbereich unterscheiden und deshalb auch entsprechend benannt wurden. Hier wird nur auf diejenigen genauer eingegangen, die im Zusammenhang mit dieser Arbeit von Bedeutung sind und die bei der Ableitung der Wasserdampf-Konzentrationen berücksichtigt wurden. Eine vollständige Beschreibung aller Moden ist bei GROSSMANN (2002) zu finden.

Die beiden Standard-Meßmoden von CRISTA sind der Stratosphären-Mode (SN) mit insgesamt 89 Stunden und der Mesosphären-Mode (MN) mit insgesamt 60 Stunden. Von diesen beiden Standardmoden gibt es Spezialmoden, die „Vorwärts-Rückwärts-Moden“ genannt werden (SV bzw. MV) und zur Untersuchung von Instrumenteneffekten gedacht sind (vgl. Kapitel 4.3). Sie überdecken jeweils den selben Höhenbereich, messen aber in einer Höhe zwei Spektren (ein „Vorwärts-Spektrum“ und ein „Rückwärts-Spektrum“, vgl. Kapitel 3.1) direkt hintereinander. Bei den sonstigen hier besprochenen Meßmoden von CRISTA-2 wird in jeder Höhe ein Spektrum gemessen, abwechselnd ein „Vorwärts-Spektrum“ und ein „Rückwärts-Spektrum“. Insgesamt gibt es von beiden „Vorwärts-Rückwärts-Moden“ jeweils drei Stunden Messungen. Weiterhin gibt es eine im Höhenbereich etwas erweiterte Variante des Stratosphären-Mode (SL, „Stratosphere-Low-Mode“), dessen unterste Höhe statt nominell 11 km, wie beim Standard-Stratosphären-Mode, 7 km beträgt. Bei diesem Mode wurden für etwa 9,5 Stunden Messungen bis in die mittlere Troposphäre durchgeführt. Schließlich gibt es noch den Validierungs-Mode (VN), der zu Zeiten gelaufen ist, an denen CRISTA auf die Orte von Validierungsmessungen ausgerichtet wurde.

Abhängig vom Meßmode wird eine unterschiedliche Anzahl von Höhenstufen durchfah-

ren. Je größer diese Anzahl ist, desto mehr Zeit wird für die Messung eines Höhenprofils benötigt und desto größer ist der räumliche Abstand zwischen zwei aufeinanderfolgenden Profilen. Für den Stratosphären-Mode dauert die Messung eines Profils etwa eine halbe Minute, und die Profile besitzen in Flugrichtung einen Abstand von etwa 250 km. Im Mesosphären-Mode wird ein Profil innerhalb von 50 Sekunden gemessen, wobei zwei Profile etwa 420 km voneinander entfernt sind.

Die zeitliche Abfolge der CRISTA-Meßmoden ist in Tabelle 5 aufgeführt. Durchgängige Messungen bis mindestens 11 km gibt es für etwas mehr als vier Tage zwischen dem 9. August 1997 (Tag 221) 12:12 UT und dem 13. August 1997 (Tag 225) 14:20 UT. Die Messungen des Mesosphären-Modus mit einer untersten Höhe von nominell 15 km ergänzen den H₂O-Datensatz nur für die untere Stratosphäre. Zudem ist die Meßdichte geringer, da ein deutlich größerer Höhenbereich überdeckt wird und nur die beiden seitlichen Blickrichtungen eine Höhe von 15 km erreichen.

Tabelle 5: Relevante Meßmoden bei CRISTA-2

Meßmode	Startzeit UT		Endzeit UT	
MN	220	05:24	220	10:10
MN	220	10:46	220	17:46
MV	220	17:47	220	19:17
MN	220	19:17	220	21:25
SN	221	12:12	221	22:11
SL	221	22:11	222	07:36
VN	222	07:36	222	10:51
SN	222	10:52	222	13:36
VN	222	13:36	222	13:59
SN	222	13:59	223	03:41
SV	223	03:41	223	05:11
SN	223	05:11	223	13:41
VN	223	13:41	223	14:08
SN	223	14:08	224	00:00
SN	224	00:00	224	11:27
SN	224	12:04	224	12:13
VN	224	12:13	224	12:57
VN	224	13:03	224	15:44
SN	224	15:45	224	16:41
SV	224	16:41	224	18:11
SN	224	18:11	224	20:41
SN	224	20:41	225	00:30
SN	225	02:00	225	06:22
VN	225	06:22	225	09:34
SN	225	09:34	225	12:30
SN	225	13:52	225	13:55
VN	225	13:55	225	14:20
MN	225	14:20	226	02:31
MV	226	02:31	226	04:01
MN	226	04:01	226	12:00
VN	226	12:01	226	12:50
MN	226	14:40	227	02:56
MN	227	02:56	227	03:07
MN	227	03:07	227	10:35
VN	227	10:35	227	11:24
MN	227	11:25	227	14:41

9 Literaturverzeichnis

- Appenzeller, C., H. C. Davies und W. A. Norton, Fragmentations of stratospheric intrusions, *J. Geophys. Res.*, 101(D1), 1435-1456, 1996.
- Barthol, P., Das optische System des CRISTA-Experiments, Dissertation WUB-DIS 94-4, Bergische Universität-Gesamthochschule Wuppertal, Wuppertal, 1994.
- Bethan, S., G. Vaughan und S. J. Reid, A comparison of ozone and thermal tropopause heights and the impact of tropopause definition on quantifying the ozone content of the troposphere., *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 122, 929-944, 1996.
- Blankenship, C. B. und T. T. Wilheit, SSM/T-2 measurements of regional changes in three-dimensional water vapor fields during ENSO events, *J. Geophys. Res.*, 106(D6), 5239-5254, 2001.
- Brasseur, G. P., R. A. Cox, D. Hauglustaine, I. Isaksen, J. Lelieveld, D. H. Lister, R. Sausen, U. Schumann, A. Wahner und P. Wiesen, European scientific assessment of the atmospheric effects of aircraft emissions, *Atmos. Environment*, 32 (13), 2329-2418, 1998.
- Chen, P., Isentropic cross-tropopause mass exchange in the extratropics, *J. Geophys. Res.*, 100(D8), 16661-16673, 1995.
- Chiou E.W., M. P. McCormick und W. P. Chu, Global water vapor distributions in the stratosphere and upper troposphere derived from 5.5 years of SAGE II observations (1986-1991), *J. Geophys. Res.*, 102, 19105-19118, 1997.
- Cho, J. Y. N., R. E. Newell und G. W. Sachse, Anomalous scaling of mesoscale tropospheric humidity fluctuations, *Geophys. Res. Lett.*, 27 (3), 377-380, 2000.
- Dessler, A. E., E. J. Hints, E. M. Weinstock, J. G. Anderson und K. R. Chan, Mechanisms controlling water vapour in the lower stratosphere: A tale of two stratospheres, *J. Geophys. Res.*, 100(D11), 23167-23172, 1995.
- Dessler, A. E., The effect of deep, tropical convection on the tropical tropopause layer, *J. Geophys. Res.*, 107(D3), 4033, doi: 10.1029/2001JD000511, 2002.
- Dethof, A., A. O'Neill, J. M. Slingo und H. G. J. Smit, A mechanism for moistening the lower stratosphere involving the Asian summer monsoon, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 125, 1079-1106, 1999.

- Dethof, A., A. O'Neill und J. Slingo, Quantification of the isentropic mass transport across the dynamical tropopause, *J. Geophys. Res.*, 105(D10), 12279-12293, 2000.
- Eidmann, G., D. Offermann, B. Schäler, M. Jarisch und F. J. Schmidlin, Stratospheric variability of temperature and ozone as inferred from the second CRISTA mission: Zonal means and local structures *J. Geophys. Res.*, 107(D23), 8180, doi: 10.1029/2001JD000721, 2002.
- Elbern, H., J. Kowol, R. Sladkovic und A. Ebel, Deep stratospheric intrusions: A statistical assessment with model guided analyses, *Atmos. Environment*, 31, 3207-3226, 1997.
- Ern, M., Interpolation asynoptischer Satellitendaten, Diplomarbeit WU-D 93-35, Bergische Universität-Gesamthochschule Wuppertal, Wuppertal, 1993.
- Ern, M., Relaxationseffekte der CRISTA-Infrarotdetektoren und ihre Korrektur, Dissertation, WUB-DIS 2000-4, Bergische Universität-Gesamthochschule Wuppertal, Wuppertal, 2000.
- Gast, O., Blickwinkeleichungen der CRISTA-Teleskope, Diplomarbeit WU D 96-21, Bergische Universität-Gesamthochschule Wuppertal, Wuppertal, 1996.
- Gottelman, A., A. R. Douglass und J. R. Holton, Simulation of water vapour in the upper troposphere and lower stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 105, 9003-9023, 2000.
- Gordley, L. L., B. T. Marshall und D. A. Chu, Linepak: Algorithms for Modeling Spectral Transmittance and Radiance, *JQSRT*, 52, 563-580, 1994.
- Grossmann, K. U., D. Offermann, O. Gusev, J. Oberheide, M. Riese und R. Spang, The CRISTA-2 mission, *J. Geophys. Res.*, 107(D23), 8173, doi: 10.1029/2001JD000667, 2002.
- Harries, J. E., J. M. Russell, A. F. Tuck, L. L. Gordley, P. Purcell, K. Stone, R. M. Bevilacqua, M. Gunson, G. Nedoluha und W. A. Traub, Validation of measurements of water vapor from the halogen occultation experiment (HALOE), *J. Geophys. Res.*, 101(D6), 10205-10216, 1996.
- Haynes, P. H., C. J. Marks, M. E. McIntyre, T. G. Shepherd und K. P. Shine, On the "downward control" of extratropical diabatic circulation by eddy-induced mean zonal forces, *J. Atmos. Sci.*, 48, 651-678, 1991.

- Haynes, P. und E. Shuckburgh, Effective diffusivity as a diagnostic of atmospheric transport
2. Troposphere and lower stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 105, 22795-22810, 2000.
- Haynes, P., J. Scinocca und M. Greenslade, Formation and maintenance of the extratropical
tropopause by baroclinic eddies, *Geophys. Res. Lett.*, 28 (22), 4179-4182, 2001.
- Held, I. M. und B. J. Soden, Water vapor feedback and global warming, *Annu. Rev. Energy
Environ.*, 25441-25475, 2000.
- Highwood, E. J. und B. J. Hoskins, The tropical tropopause, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 124,
1579-1604, 1998.
- Hintsala, E. J., K. A. Boering, E. M. Weinstock, J. G. Anderson, B. L. Gary, L. Pfister,
B. C. Daube, S. C. Wofsy, M. Loewenstein, J. R. Podolske, J. J. Margitan und T.
P. Bui, Troposphere-to-stratosphere transport in the lowermost stratosphere from
measurements of H₂O, CO₂, N₂O and O₃, *Geophys. Res. Lett.*, 25 (14), 2655-2658,
1998.
- Holton, J. R., P. H. Haynes, M. E. McIntyre, A. R. Douglass, R. B. Rood und L. Pfister,
Stratosphere-troposphere exchange, *Rev. Geophys.*, 33, 403-439, 1995.
- Hoor, P., H. Fischer, L. Lange, J. Lelieveld und D. Brunner, Seasonal variations of a mixing
layer in the lowermost stratosphere as identified by the CO-O₃ correlation from in
situ measurements, *J. Geophys. Res.*, 107(D5), 4044, doi: 10.1029/2000JD000289,
2002.
- Horinouchi, T., F. Sassi und B. A. Boville, Synoptic-scale Rossby waves and the geographic
distribution of lateral transport routes between the tropics and the extratropics in
the lower stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 105(D21), 26579-26592, 2000.
- Hoskins, B. J., Towards a PV- Θ view of the general circulation, *Tellus*, 43(A-B), 27-35,
1991.
- Inamdar, A. K. und V. Ramanathan, Tropical and global scale interactions among water
vapor, atmospheric greenhouse effect, and surface temperature, *J. Geophys. Res.*,
103(D24), 32177-32194, 1998.
- IPPC, Aviation and the Global Atmosphere, *A Special Report of IPCC* (Intergovernmental
Panel on Climate Change), edited by J. E. Penner, D. H. Lister, D. J. Griggs, D. J.
Dokken und M. McFarland, pp. 373, Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, 1999.

- Kley, D., 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 the mixing ratio of water vapor in the stratosphere, *J. Atmos. Sci.*, 36, 2513-2524, 1979.
- Kley, D., J. M. Russel III und C. Phillips, SPARC assessment of upper tropospheric and stratospheric water vapour, *WCRP*, 113, WMO/TD No. 1043, SPARC Rep. No. 2, 2000.
- Kowol-Santen, J., H. Elbern und A. Ebel, Estimation of cross-tropopause air mass fluxes at midlatitudes: Comparison of different numerical methods and meteorological situations, *Mon. Weather Rev.*, 128 (12), 4045-4057, 2000.
- Lelieveld, J., B. Bregman, F. Arnold, V. Bürger, P. J. Crutzen, H. Fischer, A. Waibel, P. Siegmund und P. F. J. van Velthoven, Chemical perturbation of the lowermost stratosphere through exchange with the troposphere, *Geophys. Res. Lett.*, 24 (5), 603-606, 1997.
- Lindzen, R. S., Some coolness concerning global warming, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 71, 288-289, 1990.
- Liou, K.-N., Influence of cirrus clouds on weather and climate processes: A global perspective, *Mon. Weather Rev.*, 114, 1167-1199, 1986.
- Livesey, N. J., W. G. Read, L. Froidevaux, J. W. Waters, H. C. Pumphrey, D. L. Wu, M. L. Santee, Z. Shippony und R. F. Jarnot, The UARS Microwave Limb Sounder version 5 dataset: Theory, characterization and validation, *J. Geophys. Res.*, eingereicht, 2002.
- Mahlman, J. D., Dynamics of transport processes in the upper troposphere, *Science*, 276, 1079-1083, 1997.
- Marshall, T. B., L. L. Gordley und D. A. Chu, Bandpak: Algorithms for Modeling Broadband Transmissions and Radiance, *JQSRT*, 52, 581-599, 1994.
- Mote, P. W., K. H. Rosenlof, M. E. McIntyre, E. S. Carr, J. C. Gille, J. R. Holton, J. S. Kinnersley, H. C. Pumphrey, J. M. Russell und J. W. Waters, An atmospheric tape recorder: The imprint of tropical tropopause temperatures on stratospheric water vapor, *J. Geophys. Res.*, 101(D2), 3989-4006, 1996.

- Oberheide, J., Messung und Modellierung von Gezeitenwellen in der mittleren Erdatmosphäre: Ergebnisse des CRISTA-Experiments, Dissertation WUB-DIS 2000-10, Bergische Universität-Gesamthochschule Wuppertal, Wuppertal, 2000.
- Offermann, D., K. U. Grossmann, P. Barthol, P. Knieling, M. Riese und R. Trant, Cryogenic Infrared Spectrometers and Telescopes for the Atmosphere (CRISTA) experiment and middle atmosphere variability *J. Geophys. Res.*, 104, 16311-16325, 1999.
- Offermann, D., B. Schäler, M. Riese, M. Langfermann, M. Jarisch, G. Eidmann, C. Schiller, H. G. J. Smit und W. G. Read, Water vapor at the tropopause during the CRISTA 2 mission, *J. Geophys. Res.*, 107(D23), 8176, doi: 10.1029/2001JD000700, 2002.
- Oltmans, S. J., Measurements of water vapor in the stratosphere with a frost point hygrometer, in: Measurement and Control in Science and Industry, *Proc. 1985 International Symposium on Moisture and Humidity, Washington, D. C.*, pp.251-258, *Instrument Society of America*, 1985
- Ovarlez, J. P., P. van Velthoven und H. Schlager, Water vapor measurements from the troposphere to the lowermost stratosphere : Some signature of troposphere to stratosphere exchanges, *J. Geophys. Res.*, 104, 16973-16978, 1999.
- Pan, L., S. Solomon, W. Randel, J.-F. Lamarque, P. Hess, J. Gille, E.-W. Chiou und M. P. McCormick, Hemispheric asymmetries and seasonal variations of the lowermost stratosphere water vapor and ozone derived from SAGE II data, *J. Geophys. Res.*, 102(D23), 28177-28184, 1997.
- Pan, L. L., E. J. Hintsala, E. M. Stone, E. W. Weinstock und W. R. Randel, The seasonal cycle of water vapor and saturation vapor mixing ratio in the extratropical lowermost stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 105(D21), 26519-26530, 2000.
- Pierrehumbert, R. T., Lateral mixing as a source of subtropical water vapor, *Geophys. Res. Lett.*, 25 (2), 151-154, 1998.
- Ponater, M., S. Marquart und R. Sausen, Contrails in a comprehensive global climate model: Parameterization and radiative forcing results, *J. Geophys. Res.*, 107(D13), 4164, doi: 10.1029/2001JD000429, 2002.
- Poulida, O., R. P. Dickerson und A. Heymsfield, Stratosphere-troposphere exchange in a midlatitude mesoscale convective complex, 1 observations, *J. Geophys. Res.*, 101(D3), 6823-6836, 1996.

- Price, J. D. und G. Vaughan, Statistical studies of cut-off-low systems, *Annales Geophys.*, 10, 96-102, 1992.
- Price, J. D. und G. Vaughan, On the potential for stratosphere-troposphere exchange in cut-off-low systems, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 119, 343-365, 1993.
- Randel, W. J., F. Wu, A. Gettelman, J. M. Russel, J. M. Zawodny und S. J. Oltmans, Seasonal variation of water vapor in the lower stratosphere observed in Halogen Occultation Experiment data, *J. Geophys. Res.*, 106(D13), 14313-14325, 2001.
- Read, W. G., J. W. Waters, D. L. Wu, E. M. Stone, Z. Shippony, A. C. Smedley, C. C. Smallcomb, S. Oltmans, D. Kley, H. G. J. Smit, J. L. Mergenthaler und M. K. Karki, UARS microwave limb sounder upper tropospheric humidity measurement: Method and validation, *J. Geophys. Res.*, 106(D23), 32207-32258, 2001.
- Remsberg, E. E., J. M. Russell III, L. L. Gordley, J. C. Gille und P. L. Bailey, Implications of the stratospheric water vapor distribution as determined from the NIMBUS 7 LIMS experiment, *J. Atmos. Sci.*, 41, 2934-2945, 1984.
- Riese, M., Das CRISTA-Meßsystem: Struktur und Anwendung, Dissertation WUB-DIS 94-3, Bergische Universität-Gesamthochschule Wuppertal, Wuppertal, 1994.
- Riese, M., R. Spang, P. Preusse, M. Ern, M. Jarisch, D. Offermann und K. U. Grossmann, Cryogenic Infrared Spectrometers and Telescopes for the Atmosphere (CRISTA) data processing and atmospheric temperature and trace gas retrieval, *J. Geophys. Res.*, 104, 16349-16367, 1999a.
- Riese, M., X. Tie, G. Brasseur und D. Offermann, Three-dimensional simulation of stratospheric trace gas distributions measured by CRISTA, *J. Geophys. Res.*, 104, 16419-16435, 1999b.
- Roedel, W., Physik unserer Umwelt: Die Atmosphäre, 2. Auflage, Springer Verlag, Berlin, 1994.
- Rose, K. und G. Brasseur, A three-dimensional model of chemically active trace species in the middle atmosphere during disturbed winter conditions, *J. Geophys. Res.*, 96, 16387-16403, 1989.
- Rosenlof, K. H., A. F. Tuck, K. K. Kelly, J. M. Russell und M. P. McCormick, Hemispheric asymmetries in water vapour and inferences about transport in the lower stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 102(D11), 13213-13234, 1997.

- Rothman, L. S., C. P. Rinsland, A. Goldman, S. T. Massie, D. P. Edwards, J. M. Flaud, A. Perrin, C. Camy-Peyret, V. Dana, J. Y. Mandin, J. Schroeder, A. McCann, R. R. Gamache, R. B. Wattson, K. Yoshino, K. V. Chance, K. W. Jucks, L. R. Brown, V. Nemtchinov und P. Varanasi, The HITRAN molecular spectroscopic database and HAWKS (HITRAN Atmospheric WorkStation): 1996 edition, *JQSRT*, 60, 665-710, 1998.
- Sandor, B. J., W. G. Read, J. W. Waters und K. H. Rosenlof, Seasonal Behavior of Tropical to Mid-Latitude Upper Tropospheric Water Vapor from UARS MLS, *J. Geophys. Res.*, 103, 25935-25947, 1998.
- Sausen, R., W. Koenig und F. Sielmann, Analysis of blocking events from observations and ECHAM model simulations, *Tellus*, 47(A), 421-438, 1995.
- Schubert, S. D., R. B. Rood und J. Pfaendter, An assimilated dataset for earth science applications, *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 74, 2331-2342, 1993.
- Sherwood, S. C. und A. E. Dessler, On the control of stratospheric humidity, *Geophys. Res. Lett.*, 27 (16), 2513-2516, 2000.
- Sinha, A. und J. E. Harries, Water-vapor and greenhouse trapping - the role of far-infrared absorption, *Geophys. Res. Lett.*, 22 (16), 2147-2150, 1995.
- Smith, A. K. Numerical simulations of global variations of temperature, ozone and trace species in the stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 100, 1253-1269, 1995.
- Spang, R., Das Datensystem zur Auswertung der CRISTA-Missionsdaten, Dissertation WUB-DIS 97-4, Bergische Universität-Gesamthochschule Wuppertal, Wuppertal, 1997.
- Spang, R., M. Riese, G. Eidmann, D. Offermann und P. H. Wang, A detection method for cirrus clouds using CRISTA 1 and 2 measurements, *Adv. Space Res.*, 27 (10), 1629-1634, 2001.
- Spivakowsky, C. M., J. A. Logan, S. A. Montzka, Y. J. Balkanski, M. Foreman-Fowler, D. B. A. Jones, L. W. Horowitz, A. C. Fusco, C. A. M. Brenninkmeijer, M. J. Prather, S. C. Wofsy und M. B. McElroy, Three-dimensional climatological distribution of tropospheric OH: Update and evaluation, *J. Geophys. Res.*, 105(D7), 8931-8980, 2000.

- Stohl, A., P. James, C. Forster, N. Spichtinger, A. Marenco, V. Thouret und H. G. J. Smit, An extension of Measurement of Ozone and Water Vapour by Airbus In-service Aircraft (MOZAIC) ozone climatologies using trajectory statistics, *J. Geophys. Res.*, 106(D21), 27757-27768, 2001.
- Swinbank, R. und A. O'Neill, A stratosphere-troposphere data assimilation system, *Mon. Weather Rev.*, 122, 686-702, 1994.
- Toth, R. A., Water vapor measurements between 590 and 2582 cm^{-1} : line positions and strengths, *J. Mol. Spectrosc.*, 190, 379-396, 1998.
- Trant, R., Entwicklung eines raumflugtauglichen Kryostaten für das CRISTA-Experiment, Dissertation WUB-DIS 93-6, Bergische Universität-Gesamthochschule Wuppertal, Wuppertal, 1993.
- Udelhofen, P. M. und D. L. Hartmann, Influence of tropical cloud systems on the relative humidity in the upper troposphere, *J. Geophys. Res.*, 100, 7423-7440, 1995.
- 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), *J. Geophys. Res.*, 101, 29407-29429, 1996.
- Waters, J. W., W. G. Read, L. Froidevaux, R. F. Jarnot, R. E. Cofield, D. A. Flower, G. K. Lau, H. M. Pickett, M. L. Santee, D. L. Wu, M. A. Boyles, J. R. Burke, R. R. Lay, M. S. Loo, N. J. Livesey, T. A. Lungu, G. L. Manney, L. L. Nakamura, V. S. Perun, B. P. Ridenoure, Z. Shippony, P. H. Siegel, R. P. Thurstans, R. S. Harwood, H. C. Pumphrey und M. J. Filipiak, The UARS and EOS Microwave Limb Sounder (MLS) experiments, *J. Atmos. Sci.*, 56, 194-218, 1999.
- Wernli, H. und M. Bourqui, A Lagrangian "1-year climatology" of (deep) cross-tropopause exchange in the extratropical Northern Hemisphere, *J. Geophys. Res.*, 107(D1-D2), 4021, doi: 10.1029/2001JD000812, 2002.
- Wirth, V., Thermal versus dynamical tropopause in upper-tropospheric balanced flow anomalies, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 126, 299-317, 2000.
- Wong, S. und W.-C. Wang, Interhemispheric asymmetry in the seasonal variation of the zonal mean tropopause, *J. Geophys. Res.*, 105(D21), 26645-26659, 2000.
- World Meteorological Organization (WMO): Atmospheric ozone 1985. Global ozone research and monitoring report, Report No. 16, WMO, Geneva, 1986.

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. Schiller, Fast in situ stratospheric hygrometer: A new family of balloon-borne and airborne Lyman-alpha photofragment fluorescence hygrometers, *J. Geophys. Res.*, 104, 1807-1816, 1999.