

**VERGLEICH GLOBALE R KORRIGIERTER  
RADIOSONDENTEMPERATURDATENSÄTZE  
MIT MSU-SATELLITENDATEN**

**Diplomarbeit**

zur Erlangung des akademischen Grades  
Magistra der Naturwissenschaften  
an der  
Fakultät für Geowissenschaften, Geographie und Astronomie  
der Universität Wien

Eingereicht von

**CHRISTINA TAVOLATO**

Mat.-Nr.: 0100733

Studienrichtung: A 415 Meteorologie (Stzw)  
Betreuer: o. Univ. Prof. Dr. Michael Hantel

Wien, August 2006

Darin besteht das Wesen der Wissenschaft.

Zuerst denkt man an etwas, das wahr sein könnte.

Dann sieht man nach, ob es der Fall ist

und im allgemeinen ist es nicht der Fall.

Bertrand Russell (1872-1970), brit. Philosoph und Mathematiker

# Inhaltsverzeichnis

<b>Zusammenfassung</b>	<b>viii</b>
<b>Abstract</b>	<b>ix</b>
<b>1 Einleitung</b>	<b>1</b>
1.1 Fragestellung . . . . .	2
1.2 Gliederung . . . . .	3
<b>2 Daten</b>	<b>5</b>
2.1 Radiosondendatensätze . . . . .	5
2.1.1 Bestehende Datensätze . . . . .	5
2.1.2 Vergleiche der Radiosondendatensätze . . . . .	11
2.1.3 RAOBCORE RAdiosonde OBservation COrrection using REanalysis . . . . .	12
2.2 Satellitendatensätze . . . . .	16
2.2.1 Satellitenmessung - von der Radianz zur Temperatur . . . . .	16
2.2.2 Verfügbare Satellitendatensätze . . . . .	22
2.2.3 Vergleich der Satellitendatensätze mit Radiosondendaten . . . . .	22

2.3 ERA-40 Background . . . . .	23
<b>3 Vergleichbarkeit der Datensätze</b>	<b>25</b>
3.1 Vertikale Auflösung . . . . .	26
3.1.1 MSU-Kanäle . . . . .	26
3.1.2 Gewichtsfunktion . . . . .	27
3.1.3 Bodeneinfluss . . . . .	29
3.2 Räumliche Verteilung . . . . .	32
3.3 Temperaturanomalien . . . . .	32
<b>4 Einzelne Zeitreihenvergleiche</b>	<b>33</b>
4.1 Ausgewählte Vergleiche an einer Station . . . . .	34
4.1.1 Bethel, Alaska . . . . .	34
4.1.2 Darwin, Australien . . . . .	36
4.2 Ausgewählte Vergleiche eines Composites . . . . .	37
4.2.1 Composit aus 12 australischen Stationen . . . . .	37
<b>5 TLS - Temperature Lower Stratosphere</b>	<b>40</b>
5.1 Trends . . . . .	41
5.1.1 Zonale mittlere Trends . . . . .	46
5.1.2 Trends pro Box . . . . .	53
5.2 Stratosphärische Phänomene . . . . .	58
5.2.1 Sudden Stratospheric Warmings . . . . .	58
5.2.2 Probleme bei der Betrachtung von zu kurzen Zeitintervallen . . . . .	61

---

<b>6 TMT - Temperature Middle Troposphere</b>	<b>65</b>
6.1 Trends . . . . .	66
6.1.1 Zonale mittlere Trends . . . . .	69
6.2 Differenz der beiden Satellitendatensätze . . . . .	74
6.2.1 Unterschiede zwischen RSS und UAH . . . . .	76
6.2.2 Auswirkungen des NOAA-9 . . . . .	77
<b>7 TLT - Temperature Lower Troposphere</b>	<b>80</b>
7.1 Trends . . . . .	80
7.1.1 Zonale mittlere Trends . . . . .	81
7.1.2 Tropische Trends . . . . .	85
7.2 Vergleich der TLT mit dem Bodentemperaturfeld . . . . .	87
<b>8 Ergebnisse</b>	<b>91</b>
8.1 Ergebnisse von RAOBCORE . . . . .	91
8.1.1 Ergebnisse der TLS . . . . .	91
8.1.2 Ergebnisse der TMT . . . . .	92
8.1.3 Ergebnisse der TLT . . . . .	93
8.2 Vor- und Nachteile der betrachteten Datensätze . . . . .	94
8.2.1 RAOBCORE . . . . .	94
8.2.2 HadAT2 . . . . .	95
8.2.3 Satellitendatensätze . . . . .	95
8.3 Vergleich mit Satelliten- und Radiosondendaten . . . . .	96
8.4 Schlussfolgerung . . . . .	98

<b>Glossar</b>	<b>99</b>
<b>Literatur</b>	<b>102</b>
<b>Danksagung</b>	<b>105</b>
<b>Lebenslauf</b>	<b>106</b>

## Zusammenfassung

Mit Radiosonden gewonnene Temperaturzeitreihen aus höheren Atmosphärenschichten sind eine wichtige Grundlage für die Herleitung klimatologischer Aussagen.

Dabei stellt sich das Problem, dass viele Temperaturzeitreihen durch verschiedene Messinstrumente, Messfehler und die teilweise nicht genau dokumentierten Wechsel des Messsystems Sprungstellen aufweisen. Es wurde versucht diese Sprungstellen durch verschiedene Homogenisierungen aus den Datensätzen zu entfernen. Kürzlich wurde ein neuer mit Hilfe von ERA-40 Analysefeedbackdaten homogenisierter Radiosondentemperaturdatensatz – RAOBCORE (RAdiosonde OBservation COrrection using REanalysis, Haimberger 2005, Haimberger 2006) – fertiggestellt. Er wird in dieser Arbeit zunächst mit Radiosondenrohdaten und mit bereits bestehenden homogenisierten Temperaturdatensätzen (Angell, HadRT, HadAT, LKS, Rihmi) verglichen.

Durch den anschließenden Vergleich mit MSU (Microwave Sounding Unit) - Satellitendaten soll abgeschätzt werden, wie sehr die vorgenommenen Homogenisierungen zu einer Verbesserung der Konsistenz der Temperaturtrends untereinander geführt haben. Die verwendeten MSU-Satellitendatensätze werden von Remote Sensing Systems (RSS) und der University of Alabama in Huntsville (UAH) bereitgestellt. Diese beiden, aus den selben Rohdaten (MSU-Radianzen) gewonnenen Datensätze sollen auch untereinander verglichen werden.

Dabei wird auch diskutiert, inwieweit die MSU-Daten mit den Radiosondendaten vergleichbar sind: Bei den Radiosondenmessungen handelt es sich um Punktmessungen der absoluten Temperatur in einem bestimmten Atmosphärenniveau, während die Satellitendaten Monatsmittel und monatliche Temperaturanomalien (indirekt bestimmt aus den gemessenen Radianzen) auf einem  $2.5^\circ$  mal  $2.5^\circ$  Gitter von vier verschiedenen Kanälen (repräsentativ für vier Atmosphärenschichten) liefern. MSU-Satellitendaten, aus denen Temperaturen für die Schichten, die die Troposphäre repräsentieren, gewonnen werden, sind allerdings nicht mehr vollständig von der Temperatur der Erdoberfläche unabhängig.

Neben den angeführten Datensätzen werden auch Zeitreihen von Backgroundvorhersagen (bg) untersucht. Die Backgroundvorhersagen sind Bestandteil des am EZMW verwendeten Datenassimilationsverfahrens. Sie stammen von 1958 - 2001 aus dem ERA-40-Analysezyklus und danach aus dem operationellen EZMW-Analysezyklus.

Als Ergebnis konnte in dieser Arbeit gezeigt werden, dass mit modernen Homogenisierungsmethoden und einer großen Stationsdichte gewonnene Radiosondendatensätze Temperaturtrends haben, die näher an den Satellitendaten liegen als ältere Radiosonden-datensätze. Besonders konnte dabei die Verbesserung durch den RAOBCORE Datensatz gezeigt werden, der durch sein automatisches Homogenisierungsverfahren die größte Stati-

onsdichte aller betrachteten Radiosondendatensätze erreicht. Neben diesem Ergebnis konnten auch Verbesserungen an der Homogenisierungsmethode für die nächste Version des Datensatzes eingebracht werden. Ein weiteres Ergebnis dieser Arbeit war die Feststellung, dass auch die beiden Satellitendatensätze Differenzen aufweisen, die genauer betrachtet werden sollten und deren Herkunft untersucht werden muss.

Ziel der Arbeit ist es, die Unsicherheiten in Temperaturtrends in höheren Atmosphärenschichten weiter zu reduzieren.

## Abstract

Upper air temperature datasets are an important basis for climatological research and climatological statements.

One of the problems for this work is, that temperature time series are measured with different instrumentation and measuring errors or changes of instrumentation are not always well documented. This leads to breaks in time series which can cause a non representative trend. Homogenization tries to dispose these breaks in the time series. Special emphasis was put on the newly developed radiosonde dataset RAOBCORE (RAdiosonde OBservation COrrection using REanalysis, Haimberger 2005, Haimberger 2006) using ERA-40 analysisfeedbackdata for homogenization. First that dataset is compared to already known homogenized radiosonde datasets (Angell, HadRT, HadAT, LKS, Rihmi).

By the following comparison with MSU (Microwave Sounding Unit) - satellite data the quality and improved consistency of the homogenized dataset shall be estimated. The used MSU-satellite temperature data are provided by Remote Sensing Systems (RSS) and from the University of Alabama in Huntsville (UAH). An intercomparison between those datasets derived from the same data source is made, too.

Another point to discuss is whether radiosonde and satellite data are comparable to each other: Radiosonde measurements are single measurements of the temperature in certain atmospheric layers, while satellite data are monthly means of temperature anomalies on a  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  reticule in four different channels (representing four different thick atmospheric layers). Furthermore layers representative for the temperature in the troposphere measured by MSU-satellites are not totally independent of the surface temperature anymore.

Beside those datasets the background (bg) temperature data are analysed and compared to the other datasets. This data are part of the ERA-40 reanalysis cycle and from 2001 onwards part of the operational ECMWF temperature analysis cycle.

A result of this work is that new homogenization methods improve the upper air temperature datasets. Trends estimated from RAOBCORE are closer to MSU-trends than trends from former radiosonde datasets. Beside the new homogenization method there is also an improvement due to the large density of radiosonde stations in RAOBCORE. During this work suggestions for an improvement for the next version of RAOBCORE were made and they will be included in Version 1.2. Another result if this work was the identification of differences in the two MSU-satellite datasets. Those differences have to be examined closer to find out where they come from.

The aim of this work is to reduce uncertainties in temperature trends in the upper atmosphere.

# Kapitel 1

## Einleitung

Temperaturdatensätze aus höheren Atmosphärenschichten sind eine wichtige Grundlage für die Herleitung klimatologischer Aussagen. Neben der Beobachtung der aktuellen meteorologischen Zustandsgrößen (Temperatur, Feuchte, ...) an Messstationen auf der Erdoberfläche, erhält man durch die zusätzliche Betrachtung der höheren Atmosphärenschichten ein 3-dimensionales Bild unserer Atmosphäre. Dieses Wissen ist dann von besonderer Bedeutung, wenn man Phänomene beschreiben will, die ihre Ursache in höheren Atmosphärenschichten haben. Bei diesen klimatologischen Phänomenen handelt es sich unter anderem um die North Atlantic Oscillation (NAO), die Quasi Biennial Oscillation (QBO), um Sudden Stratospheric Warmings (SSW), sowie bekantere Phänomene wie die El Niño Southern Oscillation (ENSO). Eine nähere Beschreibung dieser Phänomene und ihrer Bedeutung für unser Klima findet sich zum Beispiel in Andrews et al. (1987) und Karl et al. (2006).

Seit den 1950er Jahren werden regelmäßig an bestimmten Wetterstationen Radiosondenaufstiege durchgeführt, um aus höher gelegenen Atmosphärenschichten Informationen (wie zum Beispiel die Temperatur) zu erhalten. Daten eines guten Stationsnetzes mit regelmäßigen Beobachtungen stehen Meteorologen seit dem Jahr 1958 zur Verfügung. (1958 war das Internationale geophysikalische Jahr (IGY), in dem die offiziellen Beobachtungszeiten für Radiosonden mit 00 UTC und 12 UTC festgelegt und viele Beobachtungszeitreihen gestartet wurden.) Diese Daten sind allerdings nicht regelmäßig über den Globus verteilt, weisen einige Sprünge in den Zeitreihen auf und sind, besonders in höheren Atmosphärenschichten, immer wieder lückenhaft.

Mit Beginn der MSU (Microwave Sounding Unit) - Satellitenmessungen Ende der 1970er Jahre kam eine zweite Möglichkeit der Bestimmung der Atmosphärentemperatur hinzu: indirekte Messung der Temperatur über die Messung von Radianzen in einem gewissen Spektralbereich von Satelliten aus. Durch MSU-Satellitenmessungen sind Temperaturdatensätze ab Ende 1978 vorhanden, die den Vorteil haben, dass an jeder Stelle des Globus mit demselben Messgerät indirekt die Temperatur bestimmt wurde. Man bekommt daher

einen einheitlicheren Datensatz, der bis auf die Polregionen die ganze Atmosphäre abdeckt. Ein Nachteil dieser Messungen ist allerdings die relative geringe Vertikalauflösung.

Ein weiterer zur Verfügung stehender Datensatz sind die Backgroundvorhersagen aus den ERA-40 Daten (Uppala et al. 2005) und aus dem operationelle Analysezyklus des EZMWs, die Temperaturdaten an jeder Radiosondenstation auf den Hauptdruckflächen liefern und mit den Messungen an den Stationen verglichen werden können.

Die verschiedenen Datensätze weichen voneinander ab und enthalten teilweise große Unsicherheiten. Die Unsicherheiten beruhen auf Instrumentenwechsel an einzelnen Radiosondenstationen, den verschiedenen Korrekturverfahren für die Satellitendaten, unvollständigen Zeitreihen und noch vielen anderen Faktoren. Ohne genauere Betrachtung kann nicht davon ausgegangen werden, das ein Datensatz im Vergleich zu den anderen die Wahrheit besser wiedergibt. In dieser Arbeit wird im Besonderen auf die Betrachtung der Trends der einzelnen Datensätze eingegangen. Diese werden herangezogen, da sie ein erster Indikator für eine klimatologische Änderung sind und sich gut miteinander vergleichen lassen.

Durch den Vergleich der einzelnen Datensätze und die Beschreibung der Entstehung dieser soll in dieser Arbeit ein besseres Verständnis der Temperaturtrends in den höheren Atmosphärenschichten erreicht werden.

## 1.1 Fragestellung

Es sollen verschiedene Datensätze untereinander verglichen werden, wobei besonderes Augenmerk auf den Vergleich der Trends in den mit MSU-Satellitendaten vergleichbaren Schichten (tiefe Stratosphäre, mittlere Troposphäre und tiefe Troposphäre) gerichtet wird. Schon publizierte Vergleiche (Seidel et al. 2004) werden reproduziert und der neue, mit RAOBCORE erstellte Datensatz (Haimberger 2006) wird in die Betrachtungen miteinbezogen. Dieser Datensatz wird vor allem mit unkorrigierten Radiosondendaten und mit MSU-Satellitendaten evaluiert.

Die Annahme ist, dass der Vergleich zu MSU-Satellitendaten, die aus Messungen mit dem gleichen Instrument für den ganzen Globus bestehen, Inhomogenitäten in den betrachteten Radiosondendatensätzen aufzeigen kann. Dabei wird vermutet, dass homogenisierte Radiosondentemperaturdatensätze im Vergleich mit den MSU-Satellitendaten ähnliche Trends zeigen als unhomogenisierte Radiosondendatensätze. Die Differenz zwischen homogenisierten und unhomogenisierten Radiosondendatensätzen sollte durch Trendbetrachtungen besonders deutlich sein, da auf Instrumentenwechsel beruhende Sprünge in den Stationszeitreihen besonders große Auswirkungen auf den Trend haben. Diese Auswirkungen werden in Abbildung 1.1 verdeutlicht. Das rechte Bild zeigt eine homogene Zeitreihe und ihren Trend während das linke Bild dieselbe Zeitreihe mit einem Sprung von 2K enthält. Der Trend über den gesamten gezeigten Zeitraum (120 Monate oder 10 Jahre) ist in der rechten unteren Ecke der Bilder eingetragen. Bei Betrachtung der Differenz dieser Trends

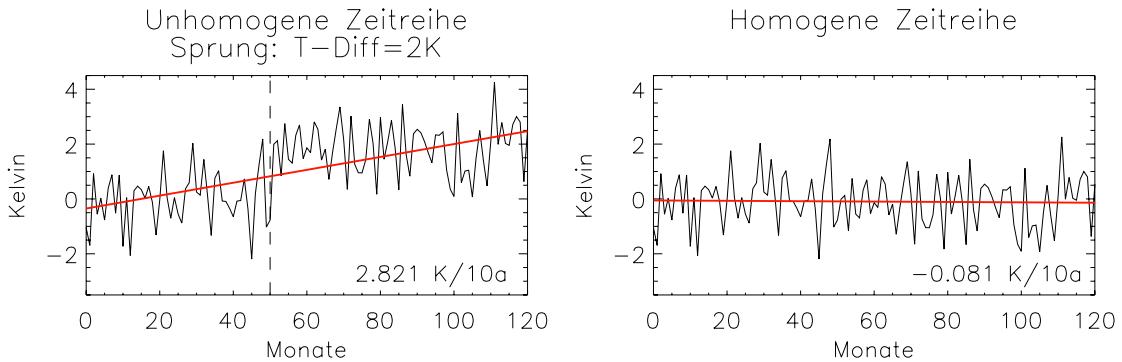


Abbildung 1.1: Links: synthetische Zeitreihe mit einem Sprung um 2K. Der daraus resultierende Trend ist rot eingezeichnet und in der rechten unteren Ecke für die gezeigten zehn Jahre angegeben. Die strichlierte Linie zeigt den Zeitpunkt des künstlich eingefügten Sprungs. Rechts: dieselbe synthetische Zeitreihe ohne Sprung.

wird klar, dass Verfahren entwickelt werden müssen, um künstliche Sprünge in Zeitreihen, die den Trend deutlich verfälschen, zu eliminieren.

Weiters soll in dieser Arbeit die Frage der Vergleichbarkeit von Radiosonden- und Satellitendaten geklärt werden. Dabei spielt nicht nur die räumliche Datendichte sondern auch die vertikale Auflösung der Satellitendaten eine Rolle. Bei diesen Vergleichen sollen die zwei vorhandenen MSU-Satellitendatensätze (RSS und UAH) auch untereinander evaluiert und auf die Unterschiede der beiden Datensätze, die aus denselben Rohdaten gewonnen wurden, eingegangen werden. Anhand dieses Vergleiches soll gezeigt werden, dass jeder Temperaturdatensatz (ob Radiosondendaten oder Satellitendaten) einen gewissen Unsicherheitsfaktor enthält.

Bei den Vergleichen sollen die einzelnen Probleme, die in jeder der betrachteten Schichten auftreten genauer analysiert und behandelt werden. Anschließend sollen globale und zonale mittlere Trends der evaluierten Datensätze angegeben und diese untereinander verglichen werden. Damit soll gezeigt werden, dass durch verbesserte Homogenisierungsmethoden und durch ein großes Sample an Radiosondenstationen die Unsicherheit in durch Radiosondenmessungen gewonnenen Trends verringert werden kann.

## 1.2 Gliederung

In Kapitel 2 werden die verwendeten Daten beschrieben. Dabei wird bei den Radiosonden-datensätzen auf die zeitliche Entstehung derselben und somit auch auf den Fortschritt der Homogenisierungsmethode hingewiesen. Anschließend werden die bereits durchgeföhrten Vergleiche zwischen den einzelnen Radiosondendatensätzen (Seidel et al. 2004) gezeigt.

Außerdem werden die Satellitendaten und der Weg von den gemessenen Radianzen zu einem durch MSU-Satellitenmessungen gewonnenen atmosphärischen Temperaturdatensatz vorgestellt und schon publizierte Vergleiche zwischen Radiosonden- und Satellitendaten diskutiert.

Das Kapitel 3 beschreibt die Methode, die verwendet wurde, um die Datensätze untereinander zu vergleichen. Im Besonderen wird in diesem Kapitel auf die Vergleichbarkeit von Radiosonden- und Satellitendaten eingegangen. Dabei wird sowohl die horizontale als auch die vertikale Datenverteilung betrachtet.

In Kapitel 4 wird zuerst von einer einzelnen Station ausgehend bis hin zu einem Sample von mehreren Stationen der RAOBCORE-Datensatz und die angebrachten Homogenisierungen anhand von bekannten Sprüngen in den Radiosondenzzeitreihen gezeigt und mit Satellitendaten in vergleichbaren Schichten evaluiert. In den Kapiteln 5 bis 7 werden die Temperaturtrends der mit MSU-Satellitendaten vergleichbaren Atmosphärenschichten gezeigt, um eine klimatologische Aussage zu treffen. Dabei wurden die Temperaturtrends nicht wie in schon bestehenden Arbeiten (siehe Lanzante et al. 2003a, Lanzante et al. 2003b, Parker et al. 1997 und Thorne et al. 2005) nur global oder für großflächige Zonen, sondern auch regional gebildet. Neben den Trends werden auch die Probleme analysiert, mit denen man umzugehen hat, wenn man die jeweilige Schicht betrachtet.

Kapitel 8 zeigt die Ergebnisse tabellarisch und vergleicht sie mit den Ergebnissen der Referenzarbeit (Seidel et al. 2004). In diesem Kapitel werden abschließend die Schlussfolgerungen aus dieser Arbeit gezogen.

In dieser Arbeit verwendete Abkürzungen und Akronyme werden bei der ersten Nennung erklärt und sind im Glossar am Ende der Arbeit aufgelistet.

# Kapitel 2

## Daten

### 2.1 Radiosondendatensätze

Radiosonden melden die gemessenen Temperaturen in jedem signifikanten Niveau und aus dieser Information wird anschließend die Temperatur zu den Hauptdruckflächen hininterpoliert. Diese Daten standen für jede Radiosondenstation als monatliche Mittel der 12 UTC und der 00 UTC Aufstiege zur Verfügung. Der größte Radiosondendatensatz (RAOB-CORE) umfasst 2881 Radiosondenstationen im Zeitraum von 1958 bis 2004. Die Zeitreihen liegen sowohl in homogenisierter als auch in unhomogenisierter Form vor.

Nicht alle dieser Stationen verfügen über vollständige Datensätze, manche messen nur ein Mal täglich, andere haben Datenlücken von einigen Jahren oder weisen Sprünge in nicht unbeträchtlichem Ausmaß auf.

Aus diesem Grund haben frühere Autoren nur eine Teilmenge der verfügbaren Daten verwendet. Trotz ihres geringeren Umfanges sind diese Datensätze für Vergleichszwecke mit RAOBCORE wertvoll.

#### 2.1.1 Bestehende Datensätze

Die Beschreibung der bereits bestehenden Radiosondentemperaturdatensätze soll einen zeitlichen Überblick über die Weiterentwicklung der Homogenisierungsmethoden geben; angefangen von der simplen Selektion qualitativ hochwertiger Stationen bis hin zu automatischen Homogenisierungsmethoden.

In der Referenzarbeit von Seidel et al. (2004) werden schon bestehende Radiosondentemperaturdatensätze beschrieben und miteinander verglichen. Die verwendeten Datensätze und Homogenisierungsmethoden sollen in diesem Kapitel beschrieben und ihre Ergebnisse in den Temperaturtrends gezeigt werden.

Im weiteren werden folgende Datensätze behandelt:

- Als einfachste Form eines homogenisierten Radiosondentemperaturdatensatzes die

beiden Datesätze von J. K. Angell: Angell-63 und Angell-54

- Die homogenisierten Radiosondentemperaturdatensätze des Hadley Centres: HadRT und HadAT
- RIHMI ein homogenisierter russischer Radiosondentemperaturdatensatz
- LKS ein weiterer homogenisierter Radiosondentemperaturdatensatz, der auch mit Satellitendaten vergleichbar ist
- RAOBCORE ein automatisch homogenisierter Radiosondentemperaturdatensatz

### Datensätze von J. K. Angell

**Angell-63** Der zeitlich gesehen erste Radiosondendatensatz stammt von J. K. Angell (Angell 1988) und besteht aus einer Auswahl von 63 Radiosondenstationen, die als repräsentativ für ein globales Mittel angenommen werden. Der Datensatz umfasst die 30-jährigen Zeitreihen von 1958 bis 1987.

Angell untersuchte die ausgewählten 63 Radiosondenstationen für vier Niveaus: den Erdboden, die Troposphäre (850-300 hPa), das Tropopausenniveau (300-100 hPa) und die tiefe Stratosphäre (100-50 hPa). Dazu wurden die Temperaturen der Hauptdruckflächen mit der Schichtdicke gewichtet, um eine für die jeweilige Schicht repräsentative Temperatur zu erhalten. Die Untersuchungen und Trendberechnungen wurden nicht nur für die gesamte Zeitreihe (30 Jahre), sondern auch für eine 15-jährige Zeitreihe (1973-1987) gemacht, da Temperaturdaten aus höheren Schichten vor 1973 noch sehr fehlerbehaftet waren, beziehungsweise nicht sehr viele Radiosonden aus höheren Atmosphärenschichten Daten lieferen. Um jahreszeitliche Schwankungen aus den Daten zu filtern, wurden saisonale Mittel gebildet. Außerdem wurden die Radiosondenstationen in 7 Zonen eingeteilt: nördliches und südliches Polargebiet ( $60^\circ$  bis  $90^\circ$ ), nördliche und südliche gemäßigte Zone ( $30^\circ$  bis  $60^\circ$ ), nördliche und südliche Subtropen ( $10^\circ$  bis  $30^\circ$ ) und Tropen ( $10^\circ$  S bis  $10^\circ$  N). Für ein hemisphärisches und später ein globales Mittel wurden die Gebiete mit einer größeren Fläche (gemäßigte Zone, Subtropen) doppelt gewichtet, die anderen Zonen nur einfach.

Als Ergebnis erhielt J. K. Angell für die Troposphäre im globalen Mittel für den Zeitraum von 1958-1987 einen leicht positiven Temperaturtrend und für die 15-jährige Zeitreihe von 1973-1987 einen positiven Trend, der etwas stärker ausgeprägt war.

In der tiefen Stratosphäre wurde global ein deutlich negativer Temperaturtrend für die 15-jährige Zeitreihe von 1973-1987 festgestellt. Die genauen Werte der Temperaturtrends sind in Tabelle 2.1 und in Tabelle 2.2 eingetragen. Aufgrund der schlechten Datenqualität und der Unvollständigkeit der Daten in hohen Atmosphärenschichten am Beginn der Zeitreihe konnte ein Trend der tiefen Stratosphäre nur in dem kürzeren Intervall gebildet werden. J. K. Angell führte die starke Abkühlung der tiefen Stratosphäre, die vor allem

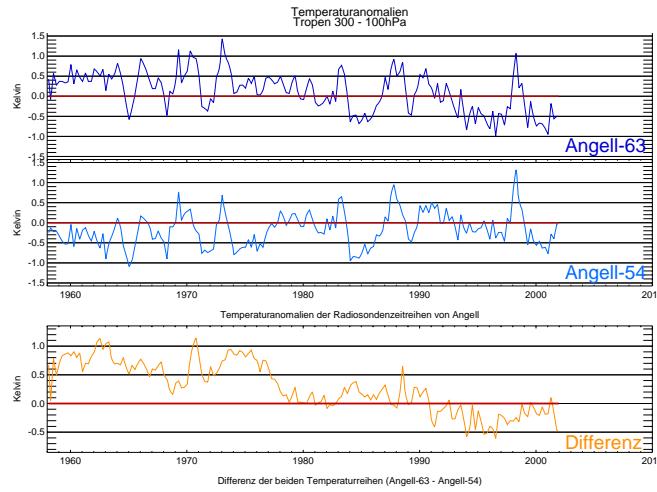


Abbildung 2.1: Mittlere Zeitreihen der Temperaturanomalien der Tropischen Angell Stationen für die Schicht von 300-100 hPa. Oben für Angell-63 und Angell-54. Im unteren Bild ist die Differenz der beiden Zeitreihen geplottet.

auf der Südhalbkugel festgestellt wurde, sowohl auf den Treibhauseffekt als auch auf das größer werdenden Ozonloch zurück.

**Angell-54** Aufgrund der großen Abweichung der Zeitreihen einzelner Radiosondenstationen von den übrigen im Datensatz vorhandenen Daten und wegen einer zu großen Standardabweichung der linearen Regression mancher einzelner Stationen wurde das Stationsnetzwerk von Angell auf 54 Stationen verringert (Angell 2003). Die ausgesonderten Stationen sind drei indische Stationen sowie sechs französische Stationen oder Stationen ehemaliger französischer Kolonien, die vor allem in der tropischen Zone liegen. Der Ausschluss dieser neun Stationen bringt keine signifikanten Änderungen im globalen Trend, ändert den Trend in der tropischen Zone jedoch deutlich.

Dieser neue Radiosondendatensatz wurde in dieser Arbeit für den Zeitraum von 1958-2000 zu anderen, bereits bestehenden Radiosondendatensätzen und für den Zeitraum von 1979-2000 zu MSU-Satellitendaten verglichen, wobei die MSU-Daten als genaue Messung angenommen wurden. Die Vergleiche zeigen für den Zeitraum 1958-2000, dass vor allem auf der Südhalbkugel der Angell-54 Temperaturdatensatz die stratosphärische Abkühlung zu ausgeprägt enthält (wahrscheinlich aufgrund der nicht regelmäßigen Stationsverteilung und einem daher überbewerteten Einfluss des Ozonlochs über der Antarktis). Die Abweichungen in der kürzeren Zeitreihe (1979-2000) sind geringer, was darauf schließen lässt, dass die meisten inkonsistenten Daten der eliminierten tropischen Stationen am Beginn der Zeitreihe aufzufinden sind. Dargestellt ist der Unterschied der beiden Datensätze in Abbildung 2.1. Die oberen beiden Kurven zeigen die Temperaturanomalien in den Tropen für eine Schicht zwischen 300 und 100 hPa für die beiden Datensätze.

Die unterste Kurve zeigt die Differenz der beiden Kurven. Man erkennt deutlich, dass sich zu Beginn der Messungen die Datensätze stärker voneinander unterscheiden. Mit besser werdender Technik gleichen sich die Radiosondendaten dann zu Beginn der 1980er Jahre aneinander an.

**Die Homogenisierungsmethode** Bei beiden Datensätzen von J. K. Angell wurden global verteilte, als repräsentativ angenommene Stationen verwendet, die für ein globales Mittel noch eine, in etwa der Fläche der Klimazone entsprechende Gewichtung dazubekommen haben. Diese Datensätze gehen von einer guten Qualität der Temperaturdaten an den ausgewählten Stationen aus und homogenisieren die einzelnen Zeitreihen nachträglich nicht mehr.

Dieser Ansatz war der erste Versuch, um aus den Radiosondendaten globale Trends für einzelne Atmosphärenschichten zu berechnen.

### Datensätze des Hadley Centres

**HadRT** HadRT (Parker et al. 1997) steht für 'Hadley Centre Radiosonde Temperature Dataset' und ist der Radiosondentemperaturdatensatz vom UK Met Office, der in der Referenzarbeit von Seidel et al. (2004) zum Vergleich mit anderen Datensätzen verwendet wird. Der Datensatz enthält monatliche Felder von Temperaturanomalien auf den Hauptdruckflächen (8 Druckniveaus zwischen 850 hPa und 50 hPa) gemittelt auf ein  $5^\circ$  (Breite)  $\times 10^\circ$  (Länge) Gitter seit 1958. Die Temperaturanomalien wurden mit Hilfe der monatlichen Temperaturmittel von 1971-1990 berechnet. Neben den Hauptdruckflächen enthält der Datensatz auch Schichtmitteltemperaturanomalien für zwei Schichten: die Troposphäre (850-300 hPa) und die tiefe Stratosphäre (150-30 hPa). Außerdem wurden mit Hilfe von Gewichtsfunktionen (siehe Kapitel 3.1.2) Datensätze erstellt, die mit MSU-Satellitendaten verglichen werden können.

Die Gitterpunktswerte werden aus ungefähr 400 ausgewählten Radiosondenstationen berechnet und stellen Mittelwerte der Radiosondentemperaturen (zum Mittelpunkt der Gitterbox interpoliert) dar. Der Südpol besteht aus einer Box, die den Bereich südlich von  $85^\circ$  S abdeckt, da in diesen Breiten die Stationsdichte sehr gering ist. Wenn eine Box keine Station enthielt, wurde ihr der Mittelwert der Nachbarboxen zugeordnet, wenn zumindest sechs dieser mit Stationen, die einen Wert lieferten, besetzt waren. Indische Radiosondenstationen wurden aufgrund ihrer inhomogenen Zeitreihen vernachlässigt. In der Version HadRT1.1 werden ab dem Jahr 1979 durch Metadaten bekannte Sprünge in den Temperaturzeitreihen im Gebiet Australien und Neuseeland (Sprünge verursacht durch Radiosondenwechsel, Strahlungskorrekturen, ...) mit Hilfe der MSU-Satellitendaten homogenisiert. Die Version HadRT2.1 enthält zusätzlich ein mathematisches Verfahren (EOF-Analyse), mit dem das Rauschen den unbesetzten Boxen zugeordneten Zeitreihen verringert

wird.

Als Ergebnis erhält man mit HadRT2.1 für die Troposphäre einen Temperaturtrend der leicht positiv ist, wobei die Südhalbkugel alleine betrachtet einen leicht negativen Trend der Troposphäre zeigt.

In der tiefen Stratosphäre zeigt der Datensatz eine deutliche Abkühlung, die auf der Südhalbkugel stärker ausgeprägt ist.

**HadAT** HadAT (Thorne et al. 2005) steht für 'Hadley Centre Atmospheric Temperatures' und ist eine Weiterentwicklung des HadRT-Datensatzes erzeugt vom UK Met Office. Der Datensatz enthält monatliche Felder von Temperaturanomalien auf den Hauptdruckflächen gemittelt auf ein  $5^\circ$  (Breite)  $\times 10^\circ$  (Länge) Gitter seit 1958. Die Temperaturanomalien wurden mit Hilfe des Temperaturmittels von 1966-1995 (30 jähriges Mittel) berechnet. Diese untypischen 30 Jahre wurden gewählt, da in ihnen weitaus mehr Daten vorhanden waren, als in den Jahren 1961-1990 oder 1971-2000. Im Vergleich zu HadRT werden in diesem Datensatz schon über 650 Radiosondenstationen verwendet, um die Werte der einzelnen Gitterboxen zu bestimmen. Der Datensatz enthält weiters zonale Mittel, die aus Mittelung der einzelnen Boxen entstanden sind. Globale Mittel wurden flächengewichtet berechnet.

Die Weiterentwicklung von HadRT zu HadAT liegt darin, dass bei diesem Datensatz nicht nur bekannte Sprünge nach 1979 korrigiert wurden, sondern versucht wurde, einen räumlich und zeitlich stimmigen Temperaturdatensatz zu entwickeln. Als Homogenisierungsgrundlage wurde diesmal von Satellitendaten abgesehen (da diese erst ab 1979 zur Verfügung stehen) und stattdessen mit Hilfe von qualitätsgeprüften benachbarten Radiosondenstationen homogenisiert, wenn ein Sprung in der Temperaturzeitreihe einer Radiosondenstation auftrat. Zusätzlich zu einem statistischen Test, der Sprungstellen ermittelte, wurden auch Metadaten verwendet, um den genauen Zeitpunkt des festgestellten Sprunges zu bestimmen. Relevant erscheinende Sprünge (durch einen vorgeschriebenen Wert der Wahrscheinlichkeit eines künstlichen Sprunges in der Zeitreihe) wurden anschließend homogenisiert. Die letzte Version des gewonnenen Datensatzes enthält nun auch indische Temperaturzeitreihen und wird als HadAT2 bezeichnet. Die korrigierten Zeitreihen wurden anschließend zu Gitterpunktswerten zusammengefasst, wobei die Werte der einzelnen Radiosondenstationen zu einem Boxwert gemittelt wurden.

Über den Zeitraum von 1958-2002 kann gesagt werden, dass die Temperatur in der Troposphäre einen positiven Trend aufweist, der allerdings vor allem durch einen stufenhaften Anstieg Ende der 1970er Jahre zustande kommt, während die Temperatur in der tiefen Stratosphäre stärker abgenommen hat, unterbrochen durch die Erwärmungen nach den drei großen Vulkanausbrüchen (Agung (1963), El Chichón (1982), Pinatubo (1991)).

**Die Homogenisierungsmethode** Die Datensätze des UK Met Office verwenden möglichst viele Radiosondenstationen, um einen Temperaturdatensatz auf einem  $5^\circ$  mal

10° Gitter zu erzeugen. Einzelne Radiosondenstationszeitreihen werden dabei je nach Version mit Hilfe von MSU-Satelliten- oder benachbarten Radiosondendaten homogenisiert, wobei die Sprungstellen über Metadaten ermittelt werden.

Die Datensätze enthalten schon weitaus mehr Stationen, als in den Angell-Datensätzen, allerdings werden die Kriterien, ab wann ein Sprung zu korrigieren ist, noch durch menschliche Entscheidungen getroffen und daher ist eine solche Homogenisierungsmethode sehr zeitintensiv. Die neuesten Arbeiten am UK Met Office beschäftigen sich mit einem automatischen Homogenisierungssystem (McCarthy et al. 2006). Dabei werden verschiedene Grenzen vorgegeben (Sprungstärke ab der homogenisiert wird, Abstand zwischen den einzelnen Sprüngen, ...), auf Grund derer anschließend ein homogenisierter Datensatz generiert wird, wobei die Homogenisierung mit Hilfe benachbarter Radiosondenstationen erfolgt.

**RIHMI** (Sterin 1999, Reitenbakh et al. 1997) steht für 'All-Russian Research Institute of Hydrometeorological Information'. Dieser von Alex Sterin aufbereitete Radiosondentemperaturdatensatz besteht aus monatlichen Temperaturanomalien von über 800 Stationen gemittelt in drei zonale Gürtel: südliche Außertropen (90° S - 20° S), Tropen (20° S - 20° N) und nördliche Außertropen (20° N - 90° N). Dieser Temperaturdatensatz entsteht durch die räumliche Interpolation von Stationsdaten. Der Datensatz ist erhältlich für die drei von Angell verwendeten Druckschichten (850-300 hPa, 300-100 hPa und 100-50 hPa).

Für die Troposphäre (850-300 hPa) ergibt sich aus diesem Datensatz ein leicht positiver Trend, der aber sehr nahe bei Null liegt. Für die tiefe Stratosphäre (100-50 hPa) erhält man negative Trends.

**Die Homogenisierungsmethode** Dieser Datensatz besteht aus einer Vielzahl von Stationen, die auf zonale Gürtel gemittelt werden. Bevor Stationswerte allerdings zum zonalen Mittel beitragen, durchlaufen sie eine strikte Qualitätskontrolle, bei der sie auf ihre horizontale (im Bezug auf benachbarte Stationen) und vertikale Homogenität getestet werden.

**LKS** (Lanzante et al. 2003a, Lanzante et al. 2003b) steht für 'Lanzante - Klein - Seidel', die drei Wissenschaftler, die diesen Radiosondendatensatz entwickelt haben. Der Datensatz besteht aus einem über den Globus verteilten Netzwerk von 87 Stationen, in dem auch 48 der 63 von J. K. Angell verwendeten Stationen enthalten sind. Die Daten stammen aus dem CARDS (Comprehensive Aerological Research Data Set, Eskridge et al. 1995) - Datensatz und es werden Monatsmittel für den Zeitraum von 1948-1997 gebildet. Von diesem homogenisierten Radiosondentemperaturdatensatz sind Temperaturanomalien für die 16 Hauptdruckflächen vorhanden, wobei sowohl 00 UTC-, als auch 12 UTC-Aufstiege in den Datensatz eingehen.

Der Datensatz besteht im Vergleich zu den anderen Datensätzen nur aus wenigen Stationen, da bei der Homogenisierung jede Temperaturzeitreihe einzeln betrachtet und auf Sprungstellen untersucht wurde. Dabei werden nicht nur die Stationszeitreihen, sondern auch zusätzliche Informationen in Betracht gezogen wie zum Beispiel: Metadaten, Tag/Nacht Differenzen (00/12 UTC), geglättete Zeitreihen, statistisch gefundene Sprungstellen und natürliche Anomalien (Vulkanausbrüche, ...). Die Homogenisierung verläuft in zwei Schritten. Zuerst wird eine Sprungstelle identifiziert (wobei vor allem große Sprungstellen homogenisiert wurden, da diese den Trend am meisten beeinflussen) und anschließend wird die Zeitreihe modifiziert, um künstliche Effekte in der Zeitreihe zu entfernen. Während der Homogenisierung kann es hier auch passieren, dass Daten aus dem Datensatz entfernt werden, wenn zum Beispiel Daten vor und nach einer Sprungstelle fehlen und die Sprungstelle daher nicht genau lokalisiert werden kann oder wenn die Datenreihe insgesamt zu sprunghaft ist. Nachdem es sich dabei um relative Korrekturen in den Zeitreihen handelt, werden nur Anomalien ausgegeben. Die Betrachtung von Anomalien anstelle von absoluten Temperaturen ist für Trendbetrachtungen allerdings irrelevant.

Trends werden für zwei Zeitperioden gerechnet. Die längere Periode geht von 1958 bis 1997. Als zweites Zeitintervall wurde 1979-1997 gewählt, da dieses Intervall einen Vergleich mit MSU-Satellitendaten zulässt.

Aus diesem Datensatz erhält man für die Troposphäre (850-300 hPa) einen positiven Trend für die 40-jährige Zeitreihe und einen deutlich schwächer positiven, beinahe vernachlässigbaren Trend für den Zeitraum 1979-1997. Für die Stratosphäre erhält man einen negativen Trend, wobei die stratosphärische Abkühlung über den langen Zeitraum geringer ist als über den kürzeren Zeitraum. Die genauen Werte der Trends sind in Tabelle 2.1 und Tabelle 2.2 gezeigt. Neben diesen Trends wurden auch Trends für mit MSU-Satellitendaten vergleichbaren Schichten berechnet.

**Die Homogenisierungsmethode** Für diesen Datensatz wurden einzelne Stationen mit einer Menge an Hintergrundinformation subjektiv homogenisiert. Neben den Zeitreihen und einer Referenzzeitreihe werden zur Homogenisierung auch noch zusätzliche Informationen wie die Tag/Nacht Differenzen betrachtet. Außerdem werden mit Satellitendaten vergleichbare Schichttemperaturen berechnet. Ein Nachteil dieses Datensatzes ist, dass er nur bis 1997 zur Verfügung steht.

### 2.1.2 Vergleiche der Radiosondendatensätze

Diese bereits bestehenden Datensätze wurden in der Arbeit von Seidel et al. (2004) untereinander verglichen. Dabei brachte man alle Radiosondendatensätze auf die von J. K. Angell eingeführten Angell-Schichten. Diese drei Schichten beschreiben die mittlere Troposphäre (850-300 hPa), das Tropopausenniveau (300-100 hPa) und die tiefe Strato-

sphäre (100-50 hPa). Außerdem wurden Radiosondendatensätze, die auch mit Satelliten vergleichbare Schichtmitteltemperaturen enthielten, mit MSU-Daten verglichen. Trends wurden für zwei Zeiträume berechnet:

- 1958-2001: Dieser Zeitraum wurde gewählt, da 1958 als Startjahr vieler Radiosondentemperaturdatensätze verwendet wird, da in diesem Jahr die Beobachtungszeiten weltweit auf 00 UTC und 12 UTC umgestellt wurden (anlässlich des internationalen geophysikalischen Jahres).
- 1979-2001: Das Jahr 1979 ist das erste Jahr, in dem zum Vergleich auch MSU-Satellitendaten zur Verfügung stehen und daher ist für einen späteren Vergleich mit Satellitendaten dieser Zeitraum sehr interessant.

Das Ergebnis des Vergleiches der Radiosondendatensätze für die mittlere Troposphäre (850-300 hPa) sieht man in Abbildung 2.2, die genauen Werte sind in Tabelle 2.1 eingetragen. Hier erkennt man, dass die Troposphäre sich in den letzten Jahrzehnten etwas erwärmt hat. Diese Erwärmung ist im längeren Zeitintervall deutlicher zu erkennen als im kürzeren Intervall. Die Tatsache, dass der Angell-54 Datensatz sich nicht extrem von den anderen Radiosondendatensätzen unterscheidet, lässt darauf schließen, dass die vorgenommenen Homogenisierungen vor allem in höheren Atmosphärenschichten ihre Auswirkungen haben.

Die Trends der einzelnen Radiosondentemperaturdatensätze für die Schicht von 100-50 hPa (tiefe Stratosphäre) sind in Abbildung 2.3 bildlich dargestellt, die genauen Werte kann man in Tabelle 2.2 ablesen. Man erkennt in allen Datensätzen eine Abkühlung, die im kurzen Zeitraum stärker ausgeprägt ist als über den 43-jährigen Zeitraum. Auffällig ist außerdem, dass bei beiden Bildern der Angell-Datensatz (in den Bildern wurde der verbesserte Angell-54-Datensatz verwendet) die größte Abkühlung aufweist. Die verschiedenen Homogenisierungen der Zeitreihen wirken sich also besonders in höheren Atmosphärenschichten aus.

Neben dem reinen Vergleich der bestehenden Radiosondendatensätze in den Angell-Schichten wurden die Datensätze HadRT und LKS auch mit Satellitendaten verglichen. Diese Vergleiche sind in Kapitel 2.2.3 genauer beschrieben.

### 2.1.3 RAOBCORE

#### RAdiosonde OBservation CORrection using REanalysis

RAOBCORE (Haimberger 2005, Haimberger 2006) ist eine neue Methode, um Sprungstellen in Radiosondentemperaturzeitreihen festzustellen und diese zu homogenisieren. Es ist ein automatisiertes Verfahren, das Radiosondenzeitreihen für 00 und 12 UTC getrennt homogenisiert. Die Radiosondendaten kommen aus dem Integrated Global Radiosonde Archive (IGRA, Durre et al. 2006) und aus dem ERA-40 Datensatz (Uppala et al. 2005).

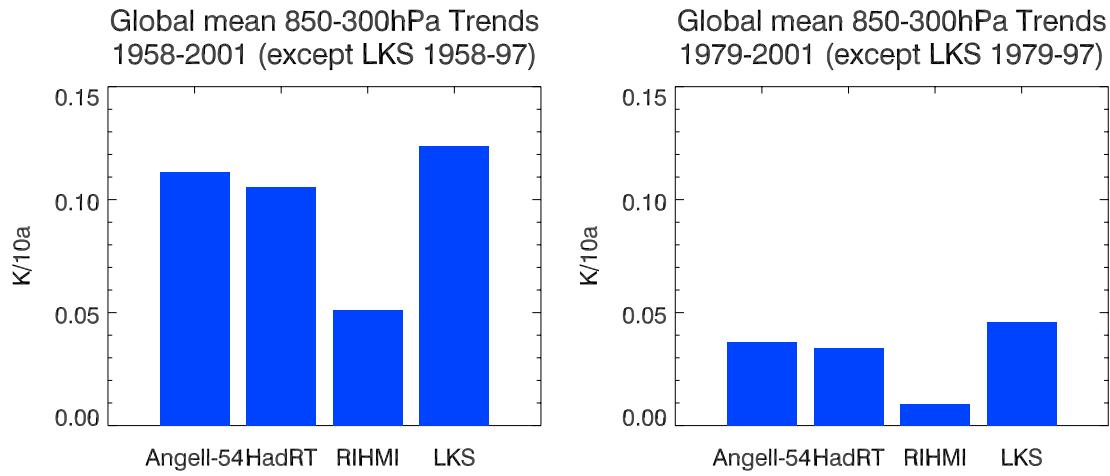


Abbildung 2.2: Globale Temperaturtrends für die mittlere Troposphäre (850-300 hPa) der einzelnen Radiosondendatensätze im Vergleich: links für den Zeitraum von 1958-2001; rechts für den Zeitraum 1979-2001.

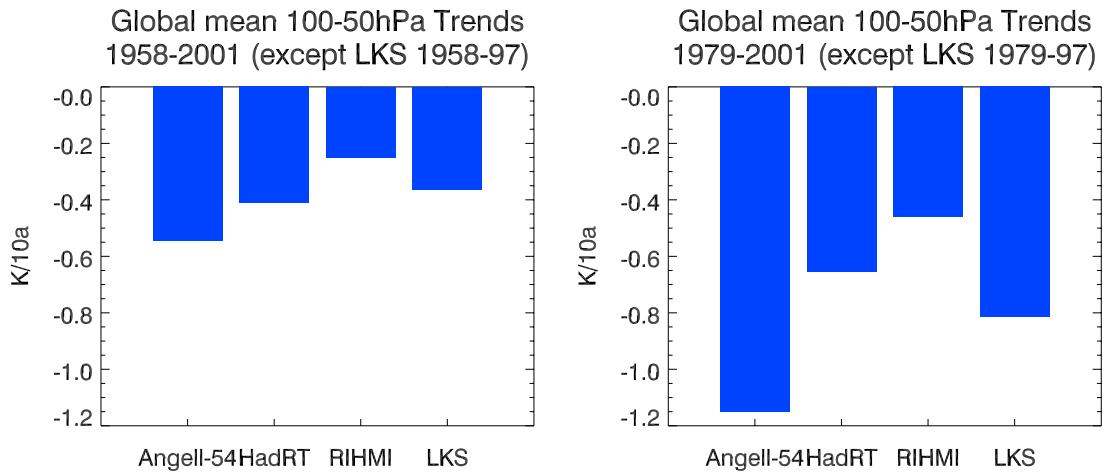


Abbildung 2.3: Globale Temperaturtrends für die tiefe Stratosphäre (100-50 hPa) der einzelnen Radiosondendatensätze im Vergleich: links für den Zeitraum von 1958-2001; rechts für den Zeitraum 1979-2001.

Datensatz	Zeitraum	Trend 850-300 hPa	Zeitraum	Trend 850-300 hPa
Angell-63	1958-2001	0.081 K/10a	1979-2001	-0.027 K/10a
Angell-54	1958-2001	0.112 K/10a	1979-2001	0.037 K/10a
HadRT	1958-2001	0.106 K/10a	1979-2001	0.034 K/10a
RIHMI	1958-2001	0.051 K/10a	1979-2001	0.010 K/10a
LKS	1958-1997	0.124 K/10a	1979-1997	0.046 K/10a

Tabelle 2.1: Globale mittlere Trends der Radiosondendatensätze für die Zeiträume 1958-2001 und 1979-2001 (der LKS-Datensatz jeweils immer nur bis 1997) in der mittleren Troposphäre (850-300 hPa).

Datensatz	Zeitraum	Trend 100-50 hPa	Zeitraum	Trend 100-50 hPa
Angell-63	1958-2001	-0.618 K/10a	1979-2001	-1.203 K/10a
Angell-54	1958-2001	-0.545 K/10a	1979-2001	-1.151 K/10a
HadRT	1958-2001	-0.411 K/10a	1979-2001	-0.655 K/10a
RIHMI	1958-2001	-0.250 K/10a	1979-2001	-0.461 K/10a
LKS	1958-1997	-0.364 K/10a	1979-1997	-0.815 K/10a

Tabelle 2.2: Globale mittlere Trends der Radiosondendatensätze für die Zeiträume 1958-2001 und 1979-2001 (der LKS-Datensatz jeweils immer nur bis 1997) in der tiefen Stratosphäre (100-50 hPa).

Die Homogenisierungsmethode verwendet die Differenz zwischen Radiosondenmessungen und 6-stündigen ERA-40 Background Vorhersagen (obs-bg), um Sprungstellen in Radiosondenzeitreihen ausfindig zu machen. Dabei wird angenommen, dass der systematische Fehler des Backgrounds zeitlich konstanter ist als der der Radiosondenmessungen. Nachdem der ERA-40 Datensatz von 1957 bis 2001 reicht, wurde als Background Datensatz ab 2001 der operationelle Analysefeedbackdatensatz verwendet. Dabei wurde das Jahr 2001, in dem beide Datensätze zur Verfügung stehen, benutzt um den Temperatursprung zwischen ERA-40-bg und EZMW-bg zu korrigieren. Es wurden auch kleinere Korrekturen am Background vorgenommen, die in Kapitel 2.3 genauer erklärt werden.

Für die Homogenisierung wird die Differenz zwischen Radiosondenzeitreihe und Background in der Troposphäre und der Stratosphäre betrachtet. Eine Variante des SNHT (Standard Normal Homogeneity Test, Alexandersson and Moberg 1997) untersucht die Differenzenzeitreihe auf Sprungstellen, die auf einen Instrumentenwechsel hindeuten und korrigiert werden müssen. Zusätzlich werden auch noch die Zeitreihe der Tag/Nacht Unterschiede (00/12 UTC) in der Stratosphäre (ebenfalls mit dem SNHT) sowie Metadaten verwendet, um identifizierte Sprungstellen zu bestätigen. Diese Sprungstellen werden an-

schließend mit Hilfe der Mittelwerte vor und nach dem Sprung korrigiert. Dabei wird von den aktuellen Werten ausgehend in Richtung der älteren Messwerte vorgegangen.

Mit diesem Verfahren erhält man einen globalen Radiosondendatensatz von absoluten Temperaturen, der im Gegensatz zu den unkorrigierten Radiosondendaten ein räumlich glatteres Feld des Temperaturtrends zeigt (siehe auch Abbildung 5.5).

Manche Stationen verwenden bis heute veraltete Messsysteme. Deshalb haben ihre Zeitreihen auch nach der Homogenisierung noch einen zeitlich konstanten systematischen Fehler. Zur Korrektur werden die Klimatologien dieser Stationen mit den Klimatologien benachbarter, qualitativ hochwertiger Stationen (Vaisala, Meisei) angepasst.

**Die Homogenisierungsmethode** RAOBCORE ist ein automatisches System, das jede einzelne Radiosondenzeitreihe (wobei 00 und 12 UTC als eigene Zeitreihen behandelt werden) auf Sprungstellen untersucht und anschließend die Zeitreihen unabhängig voneinander homogenisiert. Die Vorgehensweise von RAOBCORE kann in folgende Schritte zerlegt werden:

- Als erster Schritt wird die Differenz zwischen der Radiosondenzeitreihe und dem Background gebildet. Die entstandene Differenzenzeitreihe wird mit Hilfe einer Variante des SNHT auf Sprungstellen untersucht.
- Neben der Zeitreihe werden zusätzlich auch die Metadaten betrachtet und die Tag/Nacht Differenz auf Sprungstellen untersucht.
- Je nach Wahrscheinlichkeit einer Sprungstelle in den einzelnen Indikatoren wird der Temperaturzeitreihe zu den gefundenen Zeitpunkten ein künstlicher Sprung zugeordnet.
- Anschließend werden die Sprünge mit Hilfe von Mittelwerten vor und nach dem Sprung korrigiert, wobei bei den aktuellen Jahren begonnen und dann in die Vergangenheit weitergearbeitet wird.
- Für eine räumliche Homogenität der Klimatologien werden Stationen, die in den letzten Monaten keine Daten geliefert haben, mit Hilfe von qualitativ hochwertigen benachbarten Stationen und deren Differenz zum Background angeglichen.

Im Vergleich zu schon bestehenden Radiosondendatensätzen hat RAOBCORE den Vorteil, dass tägliche Daten jeder Station verwendet werden und diese, nach Betrachtung einiger Sprungindikatoren, auch ohne vorhandene Metadaten automatisch homogenisiert werden. Dadurch wird eine Betrachtung von möglichst vielen Radiosondenstationen ermöglicht.

## 2.2 Satellitendatensätze

Satellitenmessungen der Abstrahlung der Erde im Mikrowellenbereich (Radianzen) sind ein wichtiges Element einer langfristigen Beobachtung der atmosphärischen Temperaturen. Satellitenmessungen decken fast die gesamte Erdoberfläche ab und liefern daher auch Informationen über Gegenden mit geringer Messstationsdichte (zB: über dem Ozean, in den Tropen, ...). Die Messinstrumente dazu sind die MSU (Microwave Sounding Unit) - Scanner, die sich auf polarumlaufenden Satelliten befinden und die Abstrahlung im Mikrowellenbereich in vier Frequenzkanälen zwischen 50.3 und 57.95 GHz messen. Diese Kanäle repräsentieren vier dicke Atmosphärenschichten vom Boden bis zur Stratosphäre. Aus den gemessenen Radianzen werden anschließend von mehreren Arbeitsgruppen Temperaturen berechnet.

Seit 1998 ist der AMSU (Advanced Microwave Sounding Unit) - Scanner als Messgerät in Betrieb. Dieser liefert eine höhere vertikale Auflösung und misst in 20 Kanälen. Da aber für Trendbetrachtungen lange Zeitreihen benötigt werden, werden in dieser Arbeit vom AMSU nur die Kanäle betrachtet, die den früheren MSU-Kanälen entsprechen und die Temperaturzeitreihen weiterführen.

### 2.2.1 Satellitenmessung - von der Radianz zur Temperatur

Satelliten messen die Temperatur der Atmosphäre nicht direkt, sondern diese muss aus den gemessenen Radianzen ermittelt werden. Dazu muss die SÜG, die Strahlungsübertragungsgleichung, gelöst werden (siehe Hantel 2006, Rodgers 2000).

#### Die Strahlungsübertragungsgleichung

Die Strahlungsübertragungsgleichung (SÜG) beschreibt die Radianz  $L_\nu$ , die aus einer frequenzabhängigen Strahlungsquelle  $J_\nu$  emittiert und durch ein Medium mit dem optischen Weg  $\tau$  transportiert wurde.

$$dL_\nu = (J_\nu - L_\nu) d\tau \quad (2.1)$$

Dabei ist der optische Weg  $\tau$  von  $a$  nach  $b$  mit der Dichte  $\rho$  und dem Massenextinktionskoeffizient  $k$  definiert als:

$$\tau_\nu = \int_a^b k_\nu \rho(z) dz = k_\nu \int_a^b \rho(z) dz \quad (2.2)$$

Durch Erweiterung mit  $e^\tau$  und Umformungen erhält man:

$$e^\tau (dL_\nu + L_\nu d\tau) = e^\tau J_\nu d\tau \quad (2.3)$$

$$d(e^\tau L_\nu) = J_\nu d(e^\tau) \quad (2.4)$$

Dabei wird neben der Produktregel die Tatsache benutzt, dass  $e^\tau d\tau = d(e^\tau)$  ist. Durch Integration mit den Grenzen  $\tau_0$  und  $\tau$  erhält man als Ergebnis die allgemeine Lösung der SÜG mit einer variablen Quelle:

$$e^\tau L_\nu(\tau) - e^{\tau_0} L_\nu(\tau_0) = \int_{\tau'=\tau_0}^{\tau'=\tau} J_\nu(\tau') e^{\tau'} d\tau' \quad (2.5)$$

Die Lösung für die spektrale Radianz lautet daher:

$$L_\nu(\tau) = e^{-(\tau-\tau_0)} L_\nu(\tau_0) + \int_{\tau'=\tau_0}^{\tau'=\tau} J_\nu(\tau') e^{-(\tau-\tau')} d\tau' \quad (2.6)$$

Wie man beim Betrachten von Gleichung 2.6 gut erkennen kann, besteht die gemessene Radianz nach der SÜG aus zwei Termen. Während der zweite Term die emittierte Strahlung aus der Strahlungsquelle mit ihrer Abschwächung durch den optischen Weg beschreibt, erkennt man im ersten Term einen Einfluss von der Strahlung am Unterrand des betrachteten Mediums.

### SÜG angewandt auf Satellitendaten

Um nun aus den von MSU-Satelliten gemessenen Radianzen auf Temperaturen schließen zu können, muss man zuerst die allgemeine Lösung der SÜG (Gleichung 2.6) genauer spezifizieren.

- Die Integration der SÜG soll über die gesamte Atmosphäre stattfinden, daraus ergeben sich als Grenzen für das Integral  $\tau' = \tau_0$  und  $\tau' = \tau$ . Dabei ist  $\tau_0$  der optische Weg am Unterrand der Atmosphäre (bei  $z' = z_0$ ) und  $\tau$  der optische Weg am Oberrand der Atmosphäre (bei  $z' = z$ ).  $z$  ist dabei eine beliebige Vertikalkoordinate.
- Als Quelle wird die Planckfunktion  $B_\nu(T(z))$ , die von der Frequenz  $\nu$  und von dem höhenabhängigen Temperaturprofil  $T(z)$  abhängt, angenommen.
- Die Integration wird nicht wie bei der allgemeinen Lösung über den optischen Weg, sondern über die Vertikalkoordinate mit den Grenzen  $z' = z_0$  (untere Grenze; entspricht dem Boden) und  $z' = z$  (obere Grenze; entspricht dem Oberrand der Atmosphäre) durchgeführt.
- Anstelle des optischen Weges wird die Transmission  $\Gamma_\nu$ , eine Funktion des optischen Weges verwendet.

$$\Gamma_\nu(\tau_0, \tau) = e^{-(\tau-\tau_0)} \quad (2.7)$$

Mit diesen zusätzlichen Betrachtungen erhält man für die Lösung der SÜG (Gleichung 2.6) wenn man den optischen Weg durch die Transmission ersetzt:

$$L_\nu = L_\nu(\tau_0) \Gamma_\nu(\tau_0, \tau) + \int_{\tau'=\tau_0}^{\tau'=\tau} B_\nu(T) \Gamma_\nu(\tau', \tau) d\tau' \quad (2.8)$$

Anschließend wird mit Hilfe von  $\Gamma_\nu(\tau', \tau) d\tau' = d(\Gamma_\nu(\tau', \tau))$  die Gleichung umgeformt auf:

$$L_\nu = L_\nu(\tau_0) \Gamma_\nu(\tau_0, \tau) + \int_{\tau'=\tau_0}^{\tau'=\tau} B_\nu(T) d(\Gamma_\nu(\tau', \tau)) \quad (2.9)$$

Zuletzt wird noch die Integrationsvariable von  $\tau'$  auf  $z'$  substituiert. Als Ergebnis erhält man nun eine Lösung für die monochromatische Radianz durch ein Medium, das sich von  $z_0$  bis  $z$  erstreckt:

$$L_\nu = L_\nu(z_0) \Gamma_\nu(z_0, z) + \int_{z'=z_0}^{z'=z} B_\nu(T(z')) \left[ \frac{d\Gamma_\nu(z', z)}{dz'} \right] dz' \quad (2.10)$$

Je nachdem welche Frequenz betrachtet wird, erhält der erste Term der Gleichung 2.10 kein Gewicht, ein geringes oder ein sehr großes Gewicht. Wenn Frequenzen in einem  $O_2$ -Absorptionsband betrachtet werden, so kommt die gemessene Information nur aus höheren Schichten der Atmosphäre und der erste Term liefert keinen Beitrag. Dieser Fall tritt ein, wenn man den Satellitenkanal betrachtet, der Strahlung aus der tiefen Stratosphäre misst. Möchte man Informationen aus tieferen Atmosphärenschichten erhalten, so gewinnt der erste Term zunehmend an Bedeutung. Je nach Albedo des Untergrunds und damit nach der Stärke der vom Boden reflektierten Strahlung macht der erste Term bis zu 60 % der Lösung aus. Dieser Extremfall tritt auf, wenn eine Frequenz nahe eines optischen Fensters betrachtet wird und als Boden Eis vorliegt. Der Einfluss des ersten Terms über Land sind bis zu 25 % und über Meer bis zu 10 %, wenn man die Troposphäre betrachtet.

Die in dieser Arbeit betrachteten MSU-Satellitenmessungen sind passive Messungen, bei denen das Messgerät in die Atmosphäre sieht und die Radianzen, die von der Atmosphäre abgestrahlt werden, misst. Die MSU messen in verschiedenen Kanälen die Emission von Sauerstoff  $O_2$ , der im Mikrowellenbereich abstrahlt. Jedem Kanal ist jeweils eine Frequenz zugeordnet ist, bei der die Radianz gemessen wird. Die Kanäle sind so gewählt, dass die gemessenen Radianzen im Idealfall (bei Betrachtung der tiefen Stratosphäre) keinerlei Bodeninformation, sondern nur Information aus der Atmosphäre enthalten und die Strahlungsübertragungsgleichung vereinfacht werden kann auf:

$$L_\nu \approx \int_{z'=z_0}^{z'=z} B_\nu(T(z')) \left[ \frac{d\Gamma_\nu(z', z)}{dz'} \right] dz' \quad (2.11)$$

Die Ableitung der Transmission nach der Höhe wird mit  $K(z')$  als Gewichtsfunktion bezeichnet. Diese Gewichtsfunktion beschreibt, welche Schicht der Atmosphäre den größten Beitrag zur gemessenen Radianz liefert.

$$K(z') = \frac{d\Gamma_\nu(z', z)}{dz'} \quad (2.12)$$

Setzt man die Gewichtsfunktion (Gleichung 2.12) in die Gleichung 2.11 ein, erhält man:

$$L_\nu \approx \int_{z'=z_0}^{z'=z} B_\nu(T(z')) K(z') dz' \quad (2.13)$$

Wenn man nun annimmt, dass man die Verteilung der Sauerstoffkonzentration der Atmosphäre kennt, so kennt man auch die Transmission (über die Kenntnis des optischen Weges) und damit die Gewichtsfunktion. Daher bleibt der einzige unbekannte Term der Strahlungsübertragungsgleichung das Temperaturprofil. Da die Gewichtsfunktion bei MSU-Kanälen eine sehr breite Funktion ist, die sich über eine ganze Atmosphärenschicht hinweg zieht, kann man einer Radianz nicht direkt eine Höhe, aus der sie emittiert wurde, zuweisen, sondern nur ein Niveau, aus dem am meisten zu dieser Radianz beigetragen wurde. Denn nahe am Boden, wo es viele Sauerstoffmoleküle gibt, die emittieren, wird auf dem Weg zum Messgerät auch viel von der Strahlung wieder absorbiert. Andererseits wird nahe am Satelliten in der Stratosphäre zwar nicht mehr viel absorbiert, allerdings ist dort auch die Anzahl der emittierenden Sauerstoffmoleküle geringer. Der Peak der Gewichtsfunktion muss also zwischen diesen beiden Extremen liegen. Je nach Wahl der Frequenz für einen Kanal (je nachdem wie stark bei dieser Frequenz Sauerstoff in der Atmosphäre absorbiert wird oder nicht) kann die Höhe des Peaks der Gewichtsfunktion variiert werden.

Wenn man das Temperaturprofil und die Transmission kennt, so ist es relativ einfach, bei einer vorgegebenen Gewichtsfunktion die Radianz zu berechnen, die der Satellit messen würde, indem man die Strahlungsübertragungsgleichung löst. Das ist das sogenannte Vorwärts-Problem.

Um aus den gemessenen Radianzen auf das Temperaturprofil zu schließen, muss man ein inverses Problem lösen. Dabei kennt man das Integral und möchte den Integranden wissen. Um dieses Problem zu lösen, wird zusätzliche Information benötigt. Das zu lösende Gleichungssystem ist also unterbesetzt und zu jeder gemessenen Radianz können unendlich viele Temperaturprofile zugeordnet werden. Die vom Satelliten gemessene Radianz kann also keine kleinräumige vertikale Struktur auflösen.

Um nun von den Radianzen zu Temperaturen zu gelangen, gibt es verschiedene Ansätze. Diese unterscheiden sich in der Zusatzinformation, die zur Lösung der Gleichung nach dem Temperaturprofil herangezogen wird:

- **Ansatz 1:** Man löst die Strahlungsübertragungsgleichung, indem man die Dimensionen des inversen Problems reduziert. Bei diesem Ansatz ist es allerdings schwierig

objektiv zu bleiben und die Ergebnisse bei verschiedenen Reduktionen der Dimensionen anschließend noch vergleichen zu können. So kann das Temperaturprofil auf limitierte Schichten reduziert werden, aber je nach Wahl der Anzahl der Schichten ändert sich das Ergebnis und die verschiedenen Ergebnisse sind qualitativ nicht miteinander vergleichbar.

- **Ansatz 2:** ist eine rein statistische Zuordnung. Aus bekannten Messungen werden Radianzen wahrscheinliche Temperaturprofile zugeordnet. Dieser Ansatz ist rein statistisch und hat keinerlei physikalischen Hintergrund, wodurch spezielle Temperaturprofile, wie bei z.B. Fronten, nicht zugeordnet werden, wenn sie im Datensatz der Profile, aus denen das wahrscheinlichste zugeordnet wird, nur selten vorkommen.
- **Ansatz 3:** Von UAH und RSS wird eine 1D-VAR Methode verwendet, bei der ein Backgroundtemperaturprofil, zum Beispiel ein Profil eines Vorhersagemodells, verwendet wird, um auf ein mögliches Temperaturprofil zu schließen. Oft wird aber auch ein statischer Background anstelle eines täglich variablen verwendet. Da diese Methode bei den hier gezeigten Datensätzen verwendet wurde, wird sie im Folgenden kurz beschrieben.
- **Ansatz 4:** An den großen Wetterzentren werden heutzutage die Radianzen direkt im 3D-VAR oder 4D-VAR Assimilationssystem mitassimiliert. Dabei ist der Background nicht statisch sondern stammt aus einer Vorhersage des assimilierenden Modells. Neben  $T(z)$  werden in der Minimierung auch andere Kontrollvariablen ein, um die Radianzen zu assimilieren. Dieser Ansatz bringt den Vorteil, dass die Satellitenmessungen direkt ins Assimilationsverfahren eingehen ohne zuvor bearbeitet worden zu sein (siehe Santer et al. 2004).

### 1D-VAR Background Methode

Bei dieser Methode wird ein Backgroundtemperaturprofil verwendet, um damit die optimale Anpassung des Temperaturprofils an die gemessenen Radianzen zu erzielen. Diese Anpassung geschieht durch Minimierung der folgenden Kostenfunktion:

$$J(\vec{x}) = (\vec{x} - \vec{x}_b)^T \mathbf{B}^{-1} (\vec{x} - \vec{x}_b) + (\vec{y} - H[\vec{x}])^T \mathbf{R}^{-1} (\vec{y} - H[\vec{x}]) \quad (2.14)$$

Wobei  $\vec{x}$  in der Kostenfunktion den Vektor des Temperaturprofils  $T(z)$  darstellt und die gemessene Radianz  $L$  mit  $\vec{y}$  dargestellt wird. Der erste Term der Kostenfunktion stellt den Backgroundterm dar,  $\vec{x}_b$  ist das Backgroundprofil und  $\mathbf{B}$  die Fehlerkovarianzmatrix des Backgrounds. Der zweite Term ist der Term der Messung. In diesem ist  $H$  der Beobachtungsoperator, der das Temperaturprofil mit der gemessenen Radianz vergleichbar macht und  $\mathbf{R}$  die Fehlerkovarianzmatrix der Messungen. Die beiden Matrizen können

als Gewichte angesehen werden, die angeben, ob man dem Background oder der Messung mehr vertrauen sollte. Der Beobachtungsoperator beschreibt in diesem Fall ein Strahlungsübertragungsmodell, das als vertikale Diskretisierung der Gleichung 2.11 dargestellt werden kann:

$$H[T(z_i)] = \sum_{i=1}^N B(T(z_i)) K(z_i) \Delta z_i \quad (2.15)$$

Schreibt man jetzt die Gleichung für den einfachen Fall einer gemessenen Radianz an, erhält man:

$$J(\vec{T}) = (\vec{T} - \vec{T}_b)^T \mathbf{B}^{-1} (\vec{T} - \vec{T}_b) + (L - H[\vec{T}])^T \mathbf{R}^{-1} (L - H[\vec{T}]) \quad (2.16)$$

Wenn man nur eine gemessene Radianz betrachtet, ist  $L$  ein Skalar und der Beobachtungsoperator  $H[\vec{T}]$  bringt das Temperaturprofil auf eine vergleichbare skalare Größe.

Bei Minimieren der Kostenfunktion erhält man eine Lösung des Temperaturprofils, das zu der gemessenen Radianz passt, unter Berücksichtigung des Backgroundtemperaturprofils. Dabei werden die beiden Größen mit ihrer Fehlerkovarianzmatrizen gewichtet. Das erhaltene Temperaturprofil ist ein möglicher Integrand des bekannten Integrals. Da aber eine gemessene Radianz keine Annahmen über die Struktur des Temperaturprofils machen kann, wird als Ergebnis eine mit der Gewichtsfunktion gewichtete Mittelschichttemperatur berechnet.

Diese Methode bringt einige Vorteile gegenüber den anderen Methoden, vor allem wenn als Background die Vorhersage eines NWP (Numerical Weather Prediction) - Models verwendet wird:

- Der Background kommt von modernen Modellen und ist aktueller als z.B. klimatologische oder statistische Informationen.
- Der Background kennt die physikalischen Hintergründe der Atmosphäre und kann daher auch Temperaturprofile bei Fronten, Inversionen und anderen seltenen aber realistischen Wetterlagen darstellen.
- Die Background- und die Fehlerkovarianzmatrix können unabhängig von der gerade gemachten Beobachtung vorab geschätzt werden und können weitere physikalische Informationen einbringen (zum Beispiel: die Höhenabhängigkeit des Beobachtungsfehlers, die Tropopause, ...).

Ein Problem bei der Betrachtung von Satellitendaten ist die Tatsache, dass nicht alle Kanäle nur die Abstrahlung der Atmosphäre messen. Je mehr man jene Frequenzen wählt, die wenig absorbieren und somit den Peak der Gewichtsfunktion nahe bei der Erdoberfläche haben, desto mehr Bodeneinflüsse enthalten die gemessenen Radianzen (siehe Gleichung 2.10). Es spiegeln sich also nicht mehr nur ausschließlich Atmosphärentemperaturen in

den Radianzen, sondern auch die Bodentemperatur liefert einen Beitrag. Dies geschieht deshalb, da sich Frequenzen, die wenig absorbieren, schon sehr nahe bei atmosphärischen Fenstern befinden.

### 2.2.2 Verfügbare Satellitendatensätze

#### MSU RSS

RSS (Mears et al. 2003) steht für 'Remote Sensing Systems'. Diese Arbeitsgruppe erzeugt aus den gemessenen Radianzen sowohl einen Temperaturdatensatz als auch einen Temperaturanomaliedatensatz. Die Daten sind auf einem  $2.5^\circ$  mal  $2.5^\circ$  Gitter zwischen  $82.5^\circ$  S und  $82.5^\circ$  N in vier Schichten erhältlich. Die Schichten beschreiben die tiefe Stratosphäre, eine Schicht zwischen Stratosphäre und Troposphäre, die mittlere Troposphäre und die tiefe Troposphäre. Die Temperaturdaten sind Monatsmittel von 1979 an und die Temperaturanomalien werden mit Hilfe der klimatologischen Monatsmitteltemperatur von 1979-1998 berechnet. Die in dieser Arbeit verwendete Version ist die Version 2.1<sup>1</sup>.

Um aus den Radianzen Temperaturinformation zu bekommen, verwendet Remote Sensing Systems eine 1D-Var Methode mit einem statischen Background. Als Background werden monatlich interpolierte mittlere Bodentemperaturen und Temperaturprofile des Jahres 1996 aus dem Strahlungsmodell des NCEP (National Centre for Environmental Prediction, amerikanischer Wetterdienst) verwendet.

#### MSU UAH

Neben Remote Sensing Systems stellt auch die University of Alabama in Huntsville (UAH) einen Temperaturdatensatz aus Satellitendaten her (Christy et al. 2000, Christy et al. 2003). Dabei handelt es sich ebenfalls um monatliche Temperaturanomalien von drei atmosphärischen Schichten (tiefe Stratosphäre, mittlere Troposphäre, tiefe Troposphäre) auf einem  $2.5^\circ$  mal  $2.5^\circ$  Gitter zwischen  $82.5^\circ$  S und  $82.5^\circ$  N. Dieser Datensatz wurde vor allem für den Vergleich mit dem RSS Satellitendatensatzes verwendet, da er aus den selben Rohdaten entsteht.

### 2.2.3 Vergleich der Satellitendatensätze mit Radiosondendaten

Neben dem Vergleich von Radiosondendatensätzen untereinander wurden in der Arbeit von Seidel et al. (2004) auch einige Radiosondendatensätze mit Satellitendaten verglichen. Es handelt sich dabei um die Datensätze, die auch eine mit den Satellitenkanälen vergleichbare Schichtmitteltemperatur bereitstellen. In Abbildung 2.4 sieht man auf dem linken Bild das

---

<sup>1</sup>MSU temperature data are produced by Remote Sensing Systems and sponsored by the NOAA Climate and Global Change Program.

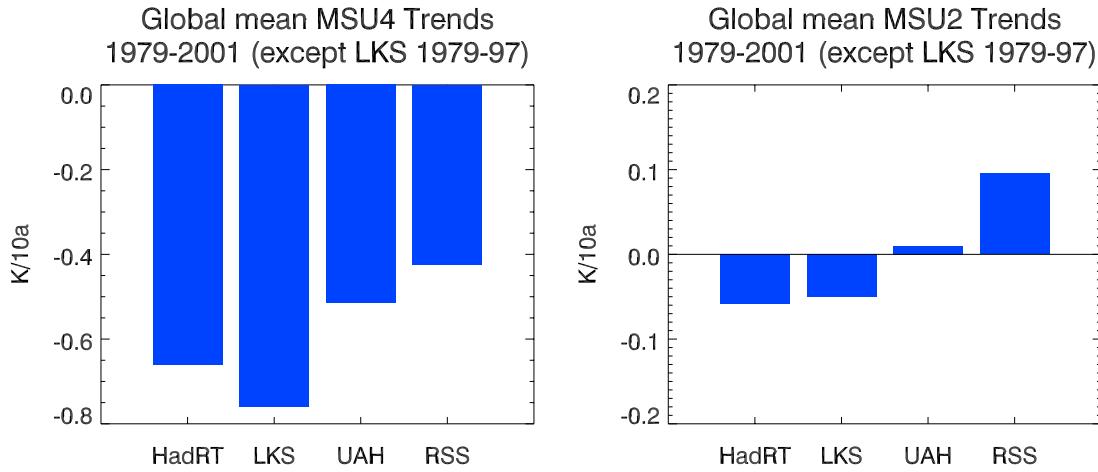


Abbildung 2.4: Globale Temperaturtrends für die tiefe Stratosphäre (MSU4/TLS - links) und für die mittlere Troposphäre (MSU2/TMT - rechts) der Radiosondendatensätze gewichtet auf den Satellitenkanal und den MSU-Satellitendaten im Vergleich für den Zeitraum von 1979-2001 (LKS nur bis 1997).

Ergebnis für auf MSU4 (dieser Satellitenkanal entspricht der TLS, der tiefen Stratosphäre) gewichtete Radiosondendaten im Vergleich zu den beiden Satellitendatensätzen und im rechten Bild das Ergebnis für den MSU2 (entspricht der TMT, der mittleren Troposphäre).

Während die TLS-Trends eindeutig negativ sind, erkennt man auch bei Betrachtung der Werte in Tabelle 2.3, dass die TMT-Trends der Satellitendatensätze im globalen Mittel leicht positiv sind und die der Radiosondendatensätze leicht negativ. Diese Diskrepanz wird im Kapitel 6 noch näher behandelt.

Diese Trends sind jeweils globale Mittelwerte, die im Zeitintervall von 1979 - 2001 (abgesehen vom LKS-Datensatz, der nur bis 1997 zu Verfügung steht) berechnet wurden und sagen nichts über bestimmte Regionen aus, weshalb in Folge die Vergleiche in dieser Arbeit auch für einzelne Stationen und Gebiete gemacht werden.

## 2.3 ERA-40 Background

Neben den Vergleichen zwischen Radiosonden- und Satellitendaten wurden auch Backgrounnddaten (Uppala et al. 2005) evaluiert. Dabei handelt es sich um die Daten, mit deren Hilfe RAOBCORE Sprungstellen in den Radiosondenzeitreihen auffindet und korrigiert. Für den Zeitraum des ERA-40 Datensatzes (1957-2001) wurden die 6-stündigen Backgrounnd Vorhersagen verwendet, ab 2001 das operationelle EZMW-Analysefeld. Das Jahr

Datensatz	Zeitraum	Trend TLS (MSU4)	Trend TMT (MSU2)
HadRT	1979-2001	-0.66 K/10a	-0.058 K/10a
LKS	1979-1997	-0.76 K/10a	-0.050 K/10a
UAH	1979-2004	-0.51 K/10a	0.010 K/10a
RSS	1979-2004	-0.42 K/10a	0.095 K/10a

Tabelle 2.3: Globale mittlere Trends der auf eine mit MSU-Satellitendaten vergleichbare mittlere Temperatur gebrachten Radiosondendatensätze und der Satellitendatensätze für den Zeitraum 1979-2001 (der LKS Datensatz nur bis 1997) in der tiefen Stratosphäre (TLS) und der mittleren Troposphäre (TMT).

2001, das von beiden Datensätzen erhältlich ist, wurde genutzt, um die Daten miteinander zu vergleichen und einen konstanten Bias zwischen den Feldern zu entfernen. Neben diesem konstanten Bias zwischen den Backgrounddatensätzen wurde auch eine Korrektur des Backgrounds vorgenommen, bei der unrealistische Trends in der Differenzenzeitreihe von Beobachtung und Background entfernt wurden.

Das Backgroundfeld zeigt ein räumlich glattes Feld und wurde deshalb zur Homogenisierung der Radiosondendaten verwendet.

# Kapitel 3

## Vergleichbarkeit der Datensätze

Um Radiosondendaten mit Satellitendaten vergleichen zu können, müssen einige Anpassungen vorgenommen werden. Die auftretenden Probleme werden in Folge kurz aufgezählt und anschließend die zu deren Lösung verwendete Methoden beschrieben.

- *Vertikale Auflösung:* Radiosonden messen die Temperatur in signifikanten Niveaus. Aus diesen Messungen wird dann die Temperatur auf die Hauptdruckflächen interpoliert. Anders dazu werden aus MSU-Satellitendaten Temperaturen für bestimmte Atmosphärenschichten errechnet. Um Radiosondendaten mit MSU-Satellitendaten zu vergleichen, muss aus den Radiosondentemperaturen mit Hilfe einer Gewichtsfunktion eine Temperatur errechnet werden, die mit der Atmosphärenschichttemperatur vergleichbar ist. Dabei ergibt sich das Problem, dass nicht alle MSU-Satellitenkanäle unabhängig von den Erdoberflächenemissionen und -reflexionen sind.
- *Räumliche Verteilung:* Radiosondendaten sind Punktmessungen an den einzelnen Orten der Messstationen. Im Vergleich dazu sind die MSU-Satellitendaten zwar auch Punktmessungen, diese werden allerdings aufgrund der nicht regelmäßigen Messung an bestimmten Punkten zu einem Gitterboxwert zusammengefasst. Um die Datensätze miteinander vergleichen zu können, muss jeder Radiosondenmessung ein Satellengitterpunkt zugeordnet werden, um nicht ein Samplingproblem zu bekommen.
- *Vergleich von absoluten Temperaturen:* Um systematische Fehler im Vergleich der beiden Datensätze zu vermeiden, die durch die Kalibrierung und Korrektur von MSU-Satellitendaten entstehen können, und um den Jahreszyklus aus den Temperaturzeitreihen zu eliminieren, werden in dieser Arbeit Temperaturanomalien anstelle absoluter Temperaturwerte betrachtet.
- *Zeitliche Auflösung:* In dieser Arbeit werden Monatsmittelwerte der Temperaturanomalien miteinander verglichen. Die Radiosondenmessungen sind täglich für

00 und 12 UTC erhältlich (wenn der Aufstieg durchgeführt wurde), die MSU-Satellitendaten allerdings nicht. Da polarumlaufende Satelliten länger als einen Tag brauchen, um dieselbe Stelle erneut zu überfliegen, können aus den Daten keine Tageswerte gewonnen werden. Weiters findet die Messung nie zur selben Zeit statt, da Satelliten in der Regel mit zunehmendem Alter abdriften. Es wird daher aus den vorhandenen Daten für eine Gitterbox ein monatlicher Temperaturmittelwert gebildet.

## 3.1 Vertikale Auflösung

MSU-Satellitendaten sind von verschiedenen Kanälen - in verschiedenen Frequenzbereichen - gemessen, die jeweils eine bestimmte Atmosphärenschicht repräsentieren. In dieser Arbeit werden die drei Atmosphärenschichten betrachtet, die von beiden Satellitendatenanbietern (RSS, UAH) zur Verfügung gestellt werden. Um Radiosondendaten mit den Satellitendaten zu vergleichen, wird aus den Radiosondendaten eine dem MSU-Kanal äquivalente Schichtmitteltemperatur berechnet. Dabei werden für die Berechnung der mit der Troposphäre vergleichbaren Schichten zusätzlich zu den Radiosondendaten auch Bodentemperaturdaten verwendet.

### 3.1.1 MSU-Kanäle

#### TLS - Temperature Lower Stratosphere

Der Kanal TLS entspricht dem früheren MSU4, der eine Atmosphärenschicht zwischen 150 und 50 hPa repräsentiert und die stärkste Gewichtung bei 90 hPa hat. In dieser Höhe können sowohl Tag/Nacht (00/12 UTC) - Unterschiede, als auch Meer/Land Unterschiede vernachlässigt werden, da diese sehr gering sind, beziehungsweise die gemessenen Radianten unabhängig von der Erdoberflächentemperatur ist.

#### TMT - Temperature Middle Troposphere

Der Kanal TMT repräsentiert die mittlere Troposphäre und entspricht dem früheren MSU2. Dieser beschreibt eine Atmosphärenschicht von 850-300 hPa. Die Trends in der Troposphäre sind schwächer ausgeprägt als in der Stratosphäre und der Unterschied zwischen den verschiedenen Datensätzen ist auffälliger, da verschiedene Datensätze ein unterschiedliches Vorzeichen beim Trend zeigen.

Ein Problem dieses Satellitenkanals ist, dass er nicht mehr vollständig unabhängig von Bodeninformationen ist (etwa 10% der empfangenen Radianz stammen vom Bodeneinfluss - je nach Oberflächenbeschaffenheit) und daher auch Bodentemperaturdaten zur Berechnung der TMT-äquivalenten mittleren Atmosphärenschicht benötigt werden.

### TLT - Temperature Lower Troposphere

Der Kanal TLT repräsentiert die tiefe Troposphäre mit dem stärksten Gewicht bei 850 hPa und ist schon sehr stark von den Bodenbeschaffenheiten beeinflusst (etwa 10% über Wasseroberflächen, 25% über Land und bis zu 60% über Eis). Dieser Kanal wird auch aus dem MSU2 gewonnen (wird in alten Arbeiten auch mit MSU2LT bezeichnet), wobei nicht alle Winkel, sondern nur die nahe des Nadirs (senkrechte Messung vom Satelliten zur Erdoberfläche) verwendet werden.

Die Frequenz, mit der das Messgerät die Radianzen misst, liegt bei diesem Kanal wie auch schon beim TMT sehr nahe an einem atmosphärischen Fenster und dadurch bestehen die gemessenen Radianzen nicht nur aus Emissionen aus der Atmosphäre sondern auch aus Bodenemissionen und -reflexionen.

#### 3.1.2 Gewichtsfunktion

Um aus den Temperaturdaten der Radiosonden oder des Backgroundfeldes eine repräsentative mit Satellitendaten vergleichbare Schichtmitteltemperatur berechnen zu können, braucht man eine Gewichtsfunktion, die den Hauptdruckflächen Gewichte zuordnet. Anschließend werden die gewichteten Temperaturwerte zu einer Schichtmitteltemperatur aufsummiert. Die verwendete Gewichtsfunktion ist eine Diskretisierung der Ableitung des optischen Weges mit der Höhe (siehe Gleichung 2.12). Abbildung 3.1 zeigt die verwendeten Gewichtsfunktionen, wobei man deutlich erkennen kann, dass die tiefe Stratosphäre (in der Abbildung mit MSU4 bezeichnet) nicht von der Bodenbeschaffenheiten abhängt, während sowohl die tiefe, als auch die mittlere Troposphäre (MSU2LT und MSU2 in der Abbildung) unterschiedliche Gewichtsfunktionen über verschiedenen Oberflächen haben.

Die Schichtmitteltemperatur berechnet sich dann im einfachsten Fall aus der Gewichtungsfunktion wie folgt:

$$T_w^{(i,j)} = \sum_{n=1}^N f_n \cdot t_n^{(i,j)} \quad (3.1)$$

Wobei  $T_w^{(i,j)}$  die gewichtete Mittelschichttemperatur für ein bestimmtes Monat  $i$  in einem bestimmten Jahr  $j$ ,  $N$  die Anzahl der Druckniveaus,  $f_n$  der Wert der Gewichtsfunktion für das n-te Druckniveau und  $t_n^{(i,j)}$  die gemessene Temperatur im n-ten Druckniveau ist. Das z-Integral kann dafür mit der hydrostatischen Grundgleichung in ein p-Integral umgeformt werden.

Dieser einfachste Fall tritt dann auf, wenn man die Stratosphäre betrachtet und eine zeitlich und räumlich konstante Gewichtsfunktion hat. Das bedeutet, dass sowohl der Bodeneinfluss als auch jahreszeitliche Schwankungen des Bodeneinflusses vernachlässigt werden können.

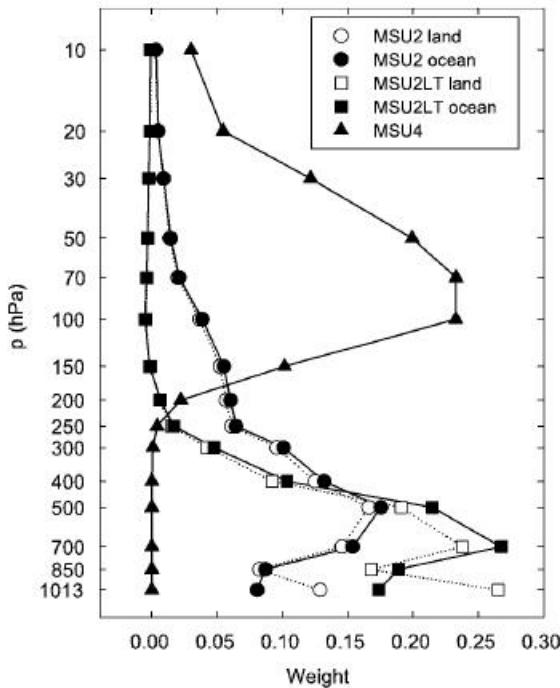


Abbildung 3.1: Gewichtsfunktionen der einzelnen MSU-Satellitenkanäle. Der MSU2 entspricht der Schicht TMT, der MSU2LT der Schicht TLT und der MSU4 der Schicht TLS. Der MSU2 und der MSU2LT haben eine unterschiedliche Gewichtsfunktion über den Kontinenten und über dem Meer, die auf die unterschiedliche Albedo zurückzuführen ist. Bild aus Seidel et al. 2004.

Bei Betrachtung der Troposphäre muss man allerdings jahreszeitliche und lokale Schwankungen in der Bodenalbedo berücksichtigen. Die auffälligsten Unterschiede der Gewichtsfunktion haben mit den generellen Bodenbeschaffenheiten zu tun (ob die Messungen über Land, Meer oder Eis durchgeführt wurden). Man erhält einen Datensatz von Gewichtsfunktionen, bei denen sowohl nach dem zu gewichteten Monat als auch nach der Gitterbox, in der die Messung vorgenommen wurde, zu unterscheiden ist. Die verwendeten Gewichtsfunktionen haben eine räumliche Auflösung von  $5^\circ$  (Breite) und  $10^\circ$  (Länge). Diese Auflösung ist ziemlich grob bedenkt man, wie nah Meereis und Meerwasser nebeneinander liegen können. Ein weiterer Schwachpunkt der Gewichtsfunktionen ist, dass sie zwar monatlich variieren, für jedes Jahr aber gleich sind, egal ob ein Jahr mit großer oder mit geringer Schnee- und Eisbedeckung betrachtet wird.

$$T_w^{(i,j)} = \sum_{n=1}^N f_n(k, i) \cdot t_n^{(i,j)} \quad (3.2)$$

In diesem Fall ist die Gewichtsfunktion  $f_n(k, i)$  abhängig vom Ort  $k$  (den Albedoeigenschaften der Oberfläche) und dem Monat  $i$ .

### 3.1.3 Bodeneinfluss

Wegen des Bodeneinflusses in den troposphärischen Kanälen müssen beim Erstellen einer vergleichbaren Mittelschichttemperatur aus Radiosondendaten zwei Einflüsse berücksichtigt werden: Der temperaturabhängige Einfluss der Bodenemission und vor allem der Einfluss der Reflexion von solarer Strahlung im Mikrowellenbereich der Oberfläche. Dafür wird zusätzlich zu den Radiosondendaten auch noch Bodeninformation benötigt.

#### Bodendaten

Als Bodentemperaturfeld wurden zwei verschiedene Bodentemperaturdatensätze verwendet:

Der erste Datensatz sind die EZMW-Analysen: Bis 2001 wurde die ERA-40 2-Meter-Temperaturanalyse und ab 2001 die operationelle EZMW-Analyse als Bodentemperaturdatensatz verwendet. Diese Daten waren auf einem  $1.25^\circ \times 1.25^\circ$  Gitter vorhanden und wurden räumlich auf ein  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  Gitter gemittelt, um Extremwerte im Temperaturfeld zu glätten. Dabei wurden die neun umliegenden Gitterpunkte nach der Simpsonmethode gewichtet und eine breitenabhängige Gewichtung vorgenommen. Anschließend wurde jeder Radiosondenstation der Temperaturwert des nächstgelegenen Gitterpunkts zugeordnet.

Die Differenz zwischen den beiden verwendeten Temperaturanalysen wurde mit Hilfe des in beiden Datensätzen vorhandenen Jahres 2001 korrigiert. Dabei wurde der Mittelwert der Differenz des Jahres 2001 an jedem Gitterpunkt von den ERA-40 Analysen abgezogen. Der gewonnene Datensatz wird in Folge als EZMW-Analyse bezeichnet.

Die EZMW-Analyse ist vor allem für den Zeitraum der Satellitenmessungen ein sehr geeignetes Bodenfeld (siehe Simmons et al. 2004, Santer et al. 2004), das die Bodentemperaturen gut wiedergibt. Die größten Unterschiede des Datensatzes im Vergleich zu anderen Bodentemperaturanalysen (zum Beispiel NCEP) sind vor den 1970er Jahren zu finden; später sind diese kaum mehr vorhanden. Auch beim Vergleich zu einem langjährigen Bodentemperaturdatensatz des Hadley Centres zeigt sich die gute Repräsentativität der EZMW-Analyse für die Bodentemperatur.

Abbildung 3.2 zeigt die Temperaturtrends der EZMW-Analyse der 2-Meter-Temperatur für den Zeitraum 1979 bis 2004. Man erkennt eine deutliche Erwärmung der Bodentemperatur auf der Nordhalbkugel (vor allem über Grönland). Aufgrund der extremen Gewichtung der Bodentemperaturwerte über einer Schnee oder Eisoberfläche spielen diese Trendmaxima des Bodentemperaturfeldes eine große Rolle bei der Berechnung der MSU-äquivalenten Mittelschichttemperaturen der Troposphäre.

Als zweiter Bodentemperaturdatensatz wurde der klimatologische Datensatz HadCRUT3 (Brohan et al. 2006) verwendet. Diese Bodendaten wurden auch vom UK Met Office verwendet, um aus ihren Radiosondendatensätzen (siehe Kapitel 2.1.1) MSU-

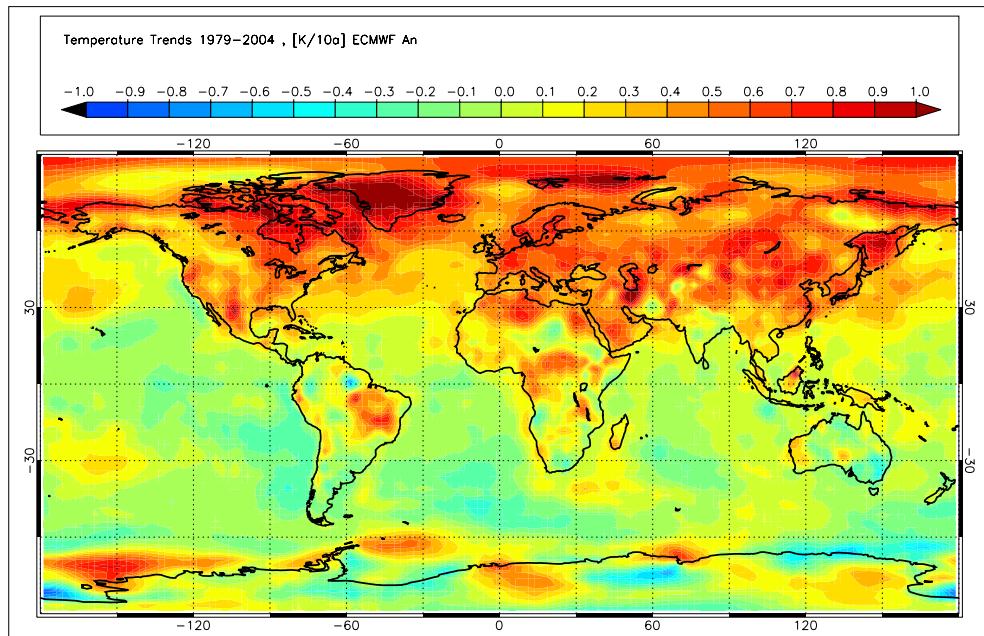


Abbildung 3.2: Trends der aus EZMW-Analysen gewonnenen 2-Meter-Temperatur von 1979-2004. Man erkennt eine deutliche Erwärmung über Grönland.

äquivalente Schichtmitteltemperaturen zu berechnen. Dieser Datensatz wurde auch in der Arbeit von Santer et al. (2005) zur Bestimmung der Bodentemperaturtrends verwendet. Er enthält Land- und Meeresoberflächentemperaturanomalien (über eine Klimatologie von 1961-1990 gebildet) von Messstationen gemittelt auf ein  $5^\circ$  mal  $5^\circ$  Gitter von 1850 bis heute (der Datensatz wird jedes Monat aktualisiert und ist somit immer bis zum letzten Monat erhältlich). Der Nachteil dieses Datensatzes besteht darin, dass vor allem auf der Südhalbkugel Datenlücken auftreten, da die Werte des Datensatzes nur von Synop-Stationen, Schiffsmeldungen oder Bojen kommen. Um den Datensatz in derselben Weise wie die EZMW-Analyse zu verwenden, wurden die Daten auf ein  $2.5^\circ$  mal  $2.5^\circ$  Gitter interpoliert. Dabei wurden immer die vier nächstgelegenen Gitterpunktswerte für die Interpolation mit ihrem Abstand zum Zielgitterpunkt gewichtet verwendet.

Die mit dem Datensatz erhaltenen Trends für den Zeitraum 1979 bis 2004 sind in Abbildung 3.3 gezeigt. Dabei wurde nur an Gitterpunkten der Trend berechnet, an denen nicht mehr als 24 Monatswerte der Zeitreihe Fehlwerte waren. Man erkennt bei diesem Datensatz die unterschiedliche räumliche Dichte der Messungen. Während der Großteil der Nordhalbkugel, bis auf die Polargebiete, gut abgedeckt ist, erkennt man Datenlücken über dem afrikanischen Kontinent, über Brasilien und vor allem über den südlichen Ozeanen und der Antarktis. Die Datenlücken stammen von der geringen Dichte der Messstationen in diesen Regionen.

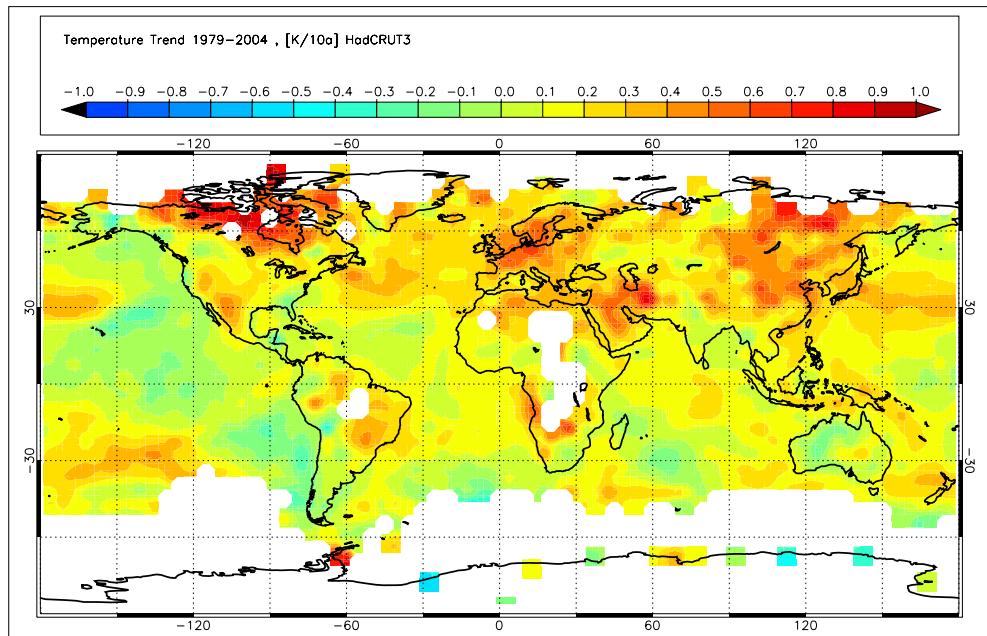


Abbildung 3.3: Trends der HadCRUT3 Bodentemperaturdatensatzes interpoliert auf ein  $2.5^\circ$  mal  $2.5^\circ$  Gitter für den Zeitraum 1979 bis 2004.

### Vergleich der Bodendatensätze

Vergleicht man die beiden Bodentemperaturdatensätze, die auf dieselbe räumliche Skala von  $2.5^\circ$  mal  $2.5^\circ$  gebracht wurden, so zeigt die EZMW-Analyse eine räumlich feinere Struktur, die auf die kleinere räumliche Auflösung der Originaldaten und die Datendichte zurückzuführen ist. Da es sich bei diesem Datensatz um eine Analyse handelt, sind die Daten für jeden Gitterpunkt und jedes Monat vorhanden. Der Datensatz zeigt größere Trendmaxima und -minima als der HadCRUT3-Datensatz. Betrachtet man den HadCRUT3-Datensatz so zeigt dieser ein räumlich größer aufgelöstes aber glatteres Feld. Der Nachteil dieses Datensatzes ist, dass die Daten lückenhaft sind. Dieses Problem ist für den Verwendungszweck in dieser Arbeit nicht so gravierend, da Bodeninformationen nur an Stellen mit Radiosondenstationen gebraucht werden, und die Gebiete der Radiosondenstationen überwiegend gute Werte im HadCRUT3-Bodenfeld haben (diese Stationen haben meist auch eine Bodenmessung, die in den Datensatz einfließt).

Die Auswirkungen der Unterschiede der beiden Bodentemperaturdatensätze und deren Einfluss in den MSU-äquivalenten Mittelschichttemperaturen wird in den Kapiteln 6 und 7 behandelt.

## 3.2 Räumliche Verteilung

Ein anderes Problem beim Vergleich von verschiedenen Datensätzen ist das Samplingproblem. Radiosondenmessungen sind ungleichmäßig über den Globus verteilte Punkt-messungen, während die Satellitendatensätze auf einem regelmäßigen  $2.5^\circ$  mal  $2.5^\circ$  Gitter erhältlich sind. Um die beiden Arten der Messung untereinander vergleichen zu können, wurde jeder Radiosondenstation der nächstgelegene Gitterpunktswert zugeordnet. Dabei kann es auch möglich sein, dass ein Gitterpunktswert mehreren Radiosondenstationen zugeordnet wird, wenn diese räumlich nahe beieinander liegen. Der dabei entstandene räumliche Interpolationsfehler wird in dieser Arbeit als vernachlässigbar klein angenommen, da das Satellitendatenfeld räumlich sehr homogen ist. Um den Unterschied in den Trends zu bestimmen, der gemacht wird, wenn man die vorhandenen Radiosondenstationen als global repräsentativ annimmt, werden die Untersuchungen auch mit dem vollständigen Satellitendatensatz durchgeführt und anschließend die Werte für alle Gitterpunkte mit denen für den Radiosondendatensatz repräsentierenden Gitterpunkten verglichen. Dabei soll vor allem geklärt werden, ob durch die auf der Südhalbkugel verwendeten Stationen, wo die Stationsdichte deutlich geringer ist als auf der Nordhalbkugel und die Meeresoberfläche überwiegt, diese Hemisphäre ausreichend beschrieben werden kann.

## 3.3 Temperaturanomalien

Um beim Vergleich zwischen Radiosonden- und Satellitendaten keinen konstanten Fehler zu erhalten, werden in dieser Arbeit die Vergleiche ausschließlich mit Temperaturanomalien gemacht. Ein weiterer Vorteil der Verwendung von Temperaturanomalien ist, dass dadurch der Jahreszyklus aus den Zeitreihen gefiltert wird. Zur Bildung der Temperaturanomalien wurden die Monatsmittelwerte von 1979-1998 verwendet, da noch keine 30-jährige Klimaperiode an Satellitendaten vorhanden ist, und die von Remote Sensing Systems bereitgestellten Temperaturanomalien zur Bildung der Anomalien eine Klimatologie über diesen Zeitraum verwendet haben. Die Bildung der Temperaturanomalien erfolgt für jeden Monat  $i$  im Jahr  $j$  mit:

$$t_{\text{anom}}^{ij} = t^{ij} - T^i \quad (3.3)$$

Wobei  $t^{ij}$  die Temperatur des jeweiligen Monats ist. Der Index  $i$  steht für den betrachteten Monat, der Index  $j$  für das Jahr.  $T^i$  steht für die Monatsmitteltemperatur, die sich wie folgt berechnet:

$$T^i = \frac{1}{20} \sum_{j=1979}^{1998} t^{ij} \quad (3.4)$$

Das Verwenden von Temperaturanomalien anstelle der wirklichen Temperaturen wirkt sich bei Trendbetrachtungen, wie sie im Laufe dieser Arbeit gemacht werden, nicht aus.

## Kapitel 4

# Einzelne Zeitreihenvergleiche

Am Beginn der Untersuchungen standen Vergleiche einzelner Zeitreihen. Dabei wurden Radiosondenstationen ausgewählt, bei denen durch einen Instrumentenwechsel ein Sprung in der Zeitreihe gut dokumentiert ist. Einige dieser ersten Vergleiche an einzelnen Stationen und Stationscomposites werden in diesem Kapitel gezeigt und an ihnen die unterschiedlichen Datensätze noch einmal veranschaulicht.

Für die folgenden Vergleiche werden neben den unbehandelten Radiosondendaten der RAOBCORE Radiosondendatensatz mit dem MSU-Satellitendatensatz von Remote Sensing Systems (RSS) verglichen. Dabei wird in diesem Kapitel als Vergleich der Sprung in der 00 UTC Zeitreihe der homogenisierten und unhomogenisierten Radiosondendaten verwendet, da die betrachteten Beispielstationen um 00 UTC vollständigere Zeitreihen liefern als um 12 UTC.

Durch die Wahl von gut dokumentierten und bekannten Sprüngen in Zeitreihen soll als erster Schritt die RAOBCORE-Korrektur zu den Satellitendaten verglichen und dabei evaluiert werden. Dazu wird jeweils der Radiosondenstation der MSU-Schichtmitteltemperaturwert des nächstgelegenen Gitterpunkts zugeordnet. Außerdem wird in diesen ersten Vergleichen die tiefe Stratosphäre untersucht, da sich die Verbesserungen durch neue Instrumente vor allem in größeren Höhen auswirken und daher die größten Sprünge in der Zeitreihe bedingt durch einen Radiosondenwechsel in der Stratosphäre vorkommen. Auch fällt bei der Betrachtung der RAOBCORE-Korrekturen auf, dass diese vor allem in höheren Atmosphärenschichten auftreten. Diese Korrekturen sind wegen des unzureichenden Strahlungsschutzes von den frühen Instrumenten zurückzuführen, wobei die Temperaturmessung vor allem durch direkte kurzwellige Einstrahlung beeinflusst wurde.

## 4.1 Ausgewählte Vergleiche an einer Station

Zuerst werden Vergleiche der Datensätze an einzelnen Stationen betrachtet, um einzelne Sprungstellen genauer zu untersuchen. Als Beispiele werden in dieser Arbeit zwei Stationen mit gut dokumentierten Instrumentenwechseln und dadurch entstandenen Inhomogenitäten in den Zeitreihen betrachtet: Bethel in Alaska, USA und Darwin in Australien.

### 4.1.1 Bethel, Alaska

Eine der Stationen mit gut dokumentierter Stationsgeschichte ist Bethel in Alaska (WMO-Nummer 70219). An dieser Station wurde im Jahr 1989 für 6 Jahre von VIZ Radiosonden auf Space Data Instrumente umgestellt und ab 1995 misst die Station mit Vaisala Radiosonden. Zeitreihen der TLS der unhomogenisierten Radiosondendaten zeigen deutliche Sprünge bei den Instrumentenwechseln (Sprünge mit einer Amplitude von  $\geq 1K$  zwischen den Mittelwerten vor und nach dem Radiosondenwechsel), wobei die Space Data Radiosonden einen deutlichen Fehler aufweisen. Diese Differenz wurde mit RAOBCORE homogenisiert und man erkennt eine deutlich homogener Zeitreihe nach der Korrektur. Die hier zuerst betrachtete Radiosondenzzeitreihe besteht ausschließlich aus den 00 UTC-Messungen, die einen größeren Strahlungsfehler zeigen sollten, da diese Messung in Alaska die Tagesmessung ist. Durch den hohen Sonnenstand bei der Tagmessung kann bei einem schlecht geschützten Temperaturmessgerät die gemessene Temperatur durch kurzwellige Einstrahlung verfälscht werden.

Wie man in der Abbildung 4.1 deutlich erkennen kann, zeigt die Zeitreihe der Satellitendaten keinen deutlichen Sprung (linkes Bild). Die Zeitintervalle der verschiedenen Instrumente sind durch ihre Mittelwerte mit einer dicken gestrichelten Linie und das erste und dritte Quartil sowie der Median des Intervalls mit schwarzen Punkten eingezeichnet. Die Mittelwerte beschreiben jeweils die Zeiträume von 1979-1988, 1989-1994 und 1995-2004. Sie zeigen bei den Satellitendaten keinen signifikanten Unterschied. Dabei wurden nur Monate zur Bildung der Mittelwerte verwendet, die auch in den Radiosondendaten keine Fehlwerte sind, um die Vergleichbarkeit der Stichprobe zu gewähren. Die Differenz der Mittelwerte ist jeweils im Bild am unteren Rand angegeben. Betrachtet man im Vergleich zu den Satellitendaten das mittlere Bild, das die Zeitreihe der unkorrigierten Radiosondendaten zeigt, erkennt man deutlich die Differenz der Mittelwerte in den Temperaturanomalien, die über ein bzw. über zwei Kelvin groß sind. Vergleicht man nun dazu das rechte Bild, das die homogenisierte Radiosondenzzeitreihe zeigt, so sieht man, dass sich die Mittelwerte noch immer voneinander unterscheiden, ihre Differenz aber deutlich kleiner geworden ist, wobei der erste Sprung zu stark korrigiert wird, während der zweite Sprung im Vergleich zu den Satellitendaten recht gut homogenisiert wurde.

Man kann also feststellen, dass künstliche Sprünge in den Radiosondenzzeitreihen

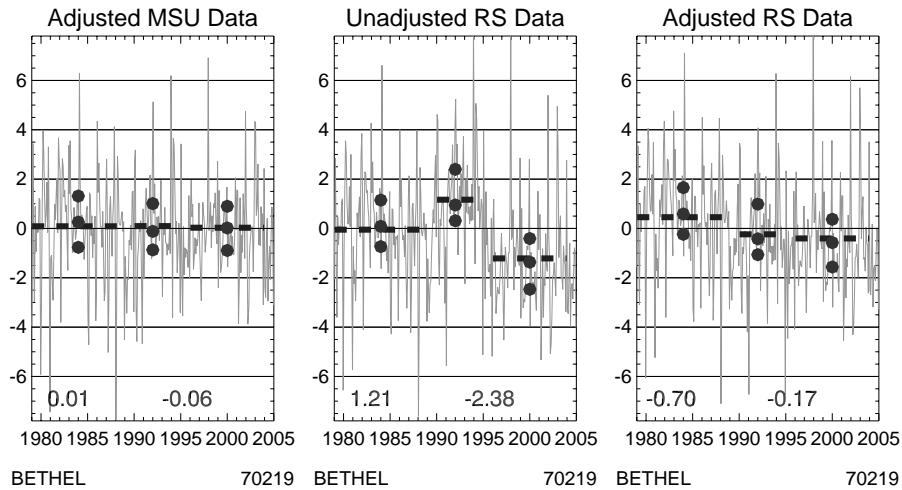


Abbildung 4.1: Vergleich von MSU RSS- und Radiosondendaten der TLS in Bethel, Alaska. Die Radiosondenzeitreihen sind jeweils die 00 UTC-Messungen. Die Zeitreihe im Hintergrund zeigt die Temperaturanomalien, die dicke gestrichelte Linie zeigt jeweils die Mittelwerte während jeder Periode. Die Punkte geben den Median sowie das erste und dritte Quartil an. Die Werte zeigen die Differenz der Mittelwerte vor und nach einem Radiosondenwechsel.

durch verschiedene Messinstrumente vorhanden sind, die, um kein künstliches Trendsignal zu erzeugen, homogenisiert werden müssen. Die hier betrachtete Homogenisierung zeigt eine deutliche Reduktion der Sprünge in der 00 UTC-Zeitreihe, dennoch sind geringe Differenzen zwischen den einzelnen Zeitintervallen weiterhin zu erkennen.

Eine Erklärung dafür könnte die Tatsache sein, dass hier in den Radiosondendaten nur 00 UTC-Aufstiege, also Aufstiege immer zur selben Tageszeit (in Alaska also untertags) betrachtet werden. Die Satellitendaten hingegen sind Tagesmitteltemperaturen. Um die Differenzen vergleichen zu können, sollte nicht nur der 00 UTC-Aufstieg, sondern auch der 12 UTC-Aufstieg betrachtet werden.

Nachdem Bethel auch über Messungen um 12 UTC verfügt, können diese als Vergleich dazu betrachtet werden. Diese sind in Abbildung 4.2 gezeigt. Man erkennt, dass um 12 UTC - diese Uhrzeit entspricht der Nachtmessung in Alaska - kaum ein Messfehler durch zu geringen Strahlungsschutz der Radiosonde entsteht. Dennoch existiert ein Unterschied zwischen den unhomogenisierten Radiosondendaten und den von RAOBCORE homogenisierten Daten. Diese Differenz kann durch einen zu geringen Schutz vor langwelliger Abstrahlung des Temperaturmessgerätes bedingt sein. Die Differenz ist aber bei weitem nicht so groß wie bei der Messung untertags (00 UTC).

Vergleicht man die beiden unhomogenisierten Zeitreihen, erkennt man, dass der Mittelwert im Intervall 1989-1994 um 00 UTC eine positive, um 12 UTC eine negative Abweichung zu den anderen Mittelwerten hat. Die in diesem Intervall verwendete Radiosonde ist

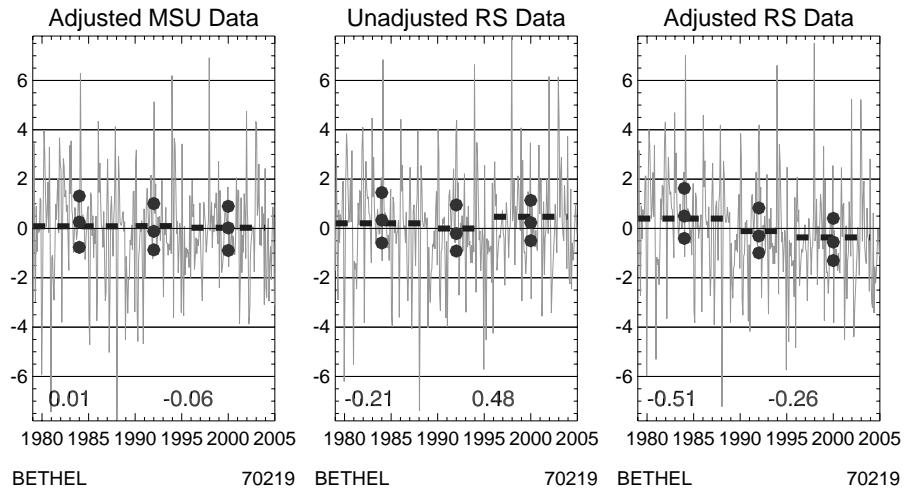


Abbildung 4.2: Vergleich von MSU RSS- und Radiosondendaten der TLS in Bethel, Alaska. Die Radiosondenzeitreihen sind jeweils die 12 UTC-Messungen. Details wie in Abbildung 4.1

auch die, die man als die Fehlerhafteste von den drei in diesem Zeitraum verwendeten Instrumenten bezeichnen würde. Man erkennt deutlich, dass sie untertags (00 UTC) zu warm und in der Nacht (12 UTC) zu kalt misst. Genau diese Abweichungen würde man bei zu geringem Schutz gegen kurzwellige Einstrahlung beziehungsweise langwellige Abstrahlung erwarten.

### 4.1.2 Darwin, Australien

Auch in Australien findet man einige Stationen mit einem gut dokumentierten Instrumentenwechsel im Jahr 1987. In diesem Jahr wurde in Australien von Phillips auf Vaisala Radiosonden umgestellt. Ein Beispiel für den entstandenen Sprung in der Temperaturzeitreihe durch diesen Instrumentenwechsel ist Darwin im Norden Australiens (WMO-Nummer 94120). An dieser Station betrug die Differenz der Mittelwerte vor und nach dem Jahr 1987 über 1 Kelvin. Bei australischen Stationen kann jeweils nur die 00 UTC-Zeitreihe betrachtet werden, da die 12 UTC-Messungen nicht vollständig vorliegen.

Wie man in Abbildung 4.3 erkennen kann, zeigen die unhomogenisierten Radiosonden (mittleres Bild) einen deutlichen Sprung beim Radiosondenwechsel im Jahr 1987. Betrachtet man jedoch auch die anderen Zeitreihen, kann man erkennen, dass eine Differenz auch in den Satellitendaten (linkes Bild) vorhanden ist. Diese Differenz lässt sich mit dem Vulkanausbruch des El Chichón im Jahr 1982 erklären, da anschließend die Temperaturen in der Stratosphäre angestiegen sind, was sich in einem höheren Temperaturwert für den Zeitraum 1979-1987 auswirkt. Man hat es hier also nicht mit einer stetigen Zeitreihe wie im vorigen Beispiel zu tun, sondern geht von einer Zeitreihe aus, die durch natürliche

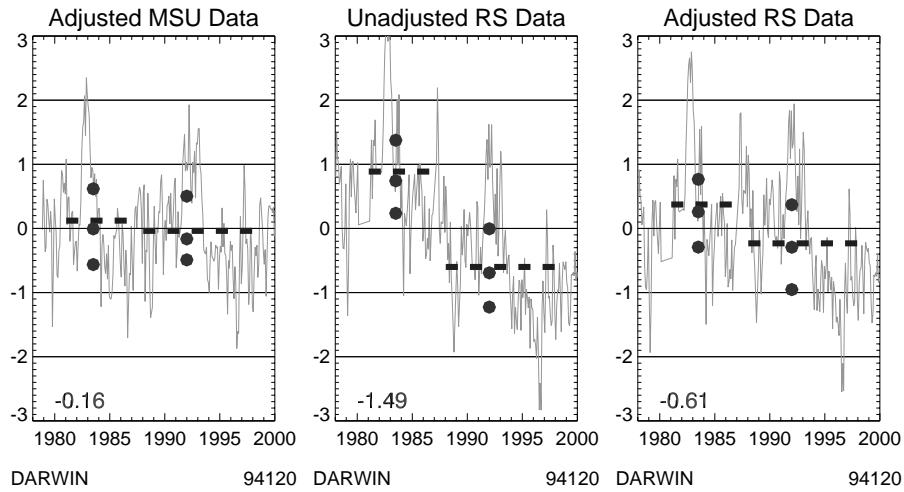


Abbildung 4.3: Vergleich von MSU RSS- und Radiosondendaten der TLS in Darwin, Australien. Die Radiosondenzeitreihen sind jeweils die 00 UTC-Messungen. Details wie in Abbildung 4.1

Phänomene schon Sprungstellen enthält. Diese natürlichen Sprünge sollte RAOBCORE durch den Vergleich mit den Backgrounddaten erkennen und nicht als Sprung homogenisieren, den Instrumentenwechsel allerdings schon.

Vergleicht man den Sprung in der unhomogenisierten Zeitreihe (mittleres Bild) mit dem im bereits homogenisierten Datensatz (rechtes Bild), so sieht man, dass der Sprung geringer geworden ist, die Differenz der Mittelwerte vor und nach dem Radiosondenwechsel allerdings noch deutlich größer ist als im Satellitendatensatz. Die Amplitude der Sprünge zu bestimmen wenn neben dem Signal des Instrumentenwechsels auch noch ein natürlicher Sprung in der Zeitreihe vorhanden ist, stellt sich als komplizierter heraus.

## 4.2 Ausgewählte Vergleiche eines Composites

Nachdem einzelne Stationen betrachtet wurden, soll nun ein Composit aus Radiosondenstationen betrachtet werden. Dabei handelt es sich um solche Stationen, die zur selben Zeit (im selben Jahr) den Instrumententyp gewechselt haben.

### 4.2.1 Composit aus 12 australischen Stationen

Neben Darwin (siehe Kapitel 4.1.2) haben auch weitere australische Stationen im Jahr 1987 ihren Radiosondentyp von Phillips auf Vaisala gewechselt. Da die Radiosondenwechsel nicht alle zur gleichen Zeit, aber alle im selben Jahr stattgefunden haben, wird bei der Bildung der Mittelwerte das Jahr 1987 ausgelassen. Es wurde nun aus den vorhandenen

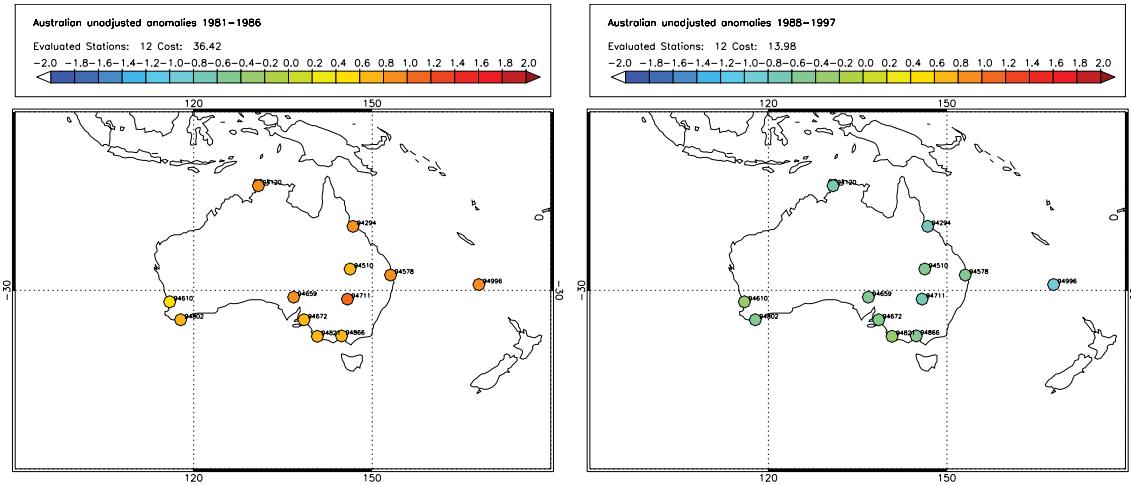


Abbildung 4.4: Mittelwert der unkorrigierten Radiosondentemperaturanomalien: vor 1987 (links) und nach 1988 (rechts) der ausgewählten 12 Stationen in Australien

00 UTC-Stationszeitreihen eine Compositzeitreihe durch Mittelung erstellt und auch die Satellitendaten wurden zu einem vergleichbaren Composit (für jede Radiosondenstation wurde ein Satellitengitterpunkt genommen) gemittelt.

Abbildung 4.4 zeigt die Mittelwerte der Temperaturanomalien der unkorrigierten Radiosonden an den ausgewählten australischen Stationen vor und nach 1987. Man erkennt deutlich, dass die Mittelwerte vor 1987 höher lagen, als nach 1987. Auf dem Bild ist außerdem die geographische Verteilung der betrachteten Stationen gut zu erkennen.

Diese Differenz der Mittelwerte wird nicht allein durch den Instrumentenwechsel begründet, denn wie man in Abbildung 4.5 deutlich erkennt, zeigt auch das Composit der Satellitendaten deutlich verschiedene Mittelwerte vor und nach 1987. Der Grund für die Differenz in den beiden Mittelwerten ist der Vulkanausbruch von El Chichón (1982), der schon in der einzelnen Zeitreihe von Darwin beobachtet werden konnte. Die Differenz der beiden Zeitintervalle in der Satellitenzeitreihe beträgt 0.4 K. Der Sprung in den unhomogenisierten Radiosondendaten ist allerdings um einiges größer, da zusätzlich zum Effekt des Vulkans auch noch ein Sprung durch den Instrumentenwechsel an den 12 Stationen vorhanden ist. Hier beträgt die Differenz der beiden Mittelwerte fast 2 K. Betrachtet man im Vergleich dazu die homogenisierte Zeitreihe, so sieht man, dass die Korrektur die Differenz auf 0.7 K zurück gehen lässt.

Man erkennt hier, wie schon zuvor bei Darwin (Kapitel 4.1.2), dass auch der Satellitendatensatz durch den Vulkanausbruch eine deutliche Differenz der Mittelwerte vor und nach dem Jahr 1987 zeigt. Mit Hilfe der RAOBCORE-Korrektur konnte trotzdem der Instrumentenwechsel von Phillips auf Vaisala gut erkannt und der Sprung in den einzelnen Zeitreihen homogenisiert werden.

Nachdem nun deutliche Verbesserungen (Annäherungen an den Satellitendatensatz)

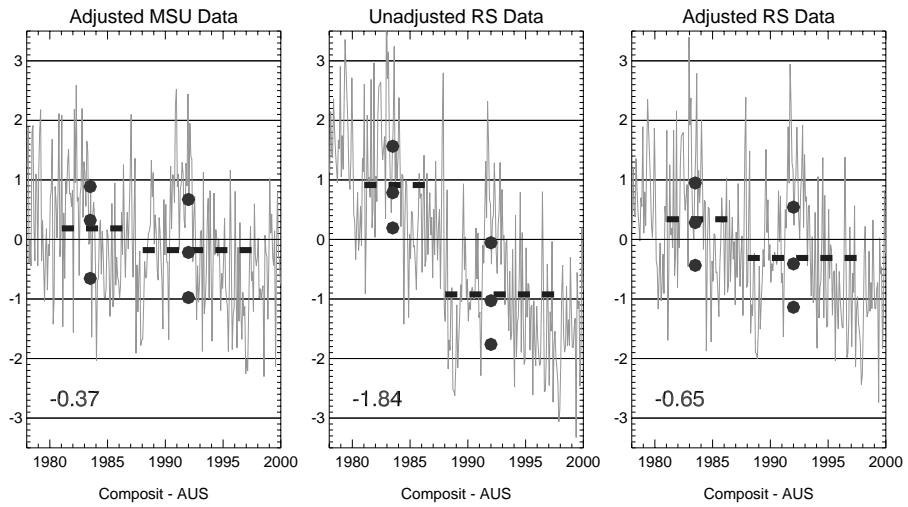


Abbildung 4.5: Mittelwert aus 12 australischen Radiosondenstationen der TLS im Vergleich. Die Radiosondenzeitreihen sind jeweils die 00 UTC-Messungen. Die Zeitreihe im Hintergrund zeigt die Temperaturanomalien, die dicke gestrichelte Linie zeigt jeweils die Mittelwerte während jeder Periode. Die Punkte geben den Median, sowie das erste und dritte Quartil an. Die Werte zeigen die Differenz der Mittelwerte vor und nach einem Radiosondenwechsel.

an ausgewählten Stationen bei bekannten Instrumentenwechseln erkennbar waren, werden nun in den nächsten Kapiteln die Zeitreihen aller Stationen betrachtet und die unterschiedlichen Datensätze für die verschiedenen Atmosphärenschichten evaluiert.

# Kapitel 5

## TLS - Temperature Lower Stratosphere

Als erste Atmosphärenschicht wurde die TLS, die tiefe Stratosphäre, betrachtet. Sie erstreckt sich von 150 bis 50 hPa und zeigt daher vor allem die stratosphärische Abkühlung, enthält aber auch - besonders in den Tropen - Informationen aus der oberen Troposphäre. Sie wurde aus folgenden Gründen zuerst betrachtet:

- In diesen Höhen hat die Temperatur kaum mehr einen Tagesgang und es konnten ohne Bedenken 00 UTC- und 12 UTC-Aufstiege gemeinsam betrachtet werden. Dadurch erhält man ein größeres Sample an Radiosondenstationen, da es einerseits Kontinente gibt, die durchgehende Zeitreihen nur für die 00 UTC-Aufstiege haben (Australien), andererseits gibt es auch Kontinente, die nur um 12 UTC regelmäßige Radiosondenmessungen durchführen (Südamerika).
- Um eine repräsentative Schichtmitteltemperatur aus den Radiosondendaten zu berechnen, die mit den Satellitendaten verglichen werden kann, muss keine Rücksicht auf die Bodenbeschaffenheiten genommen werden. Der Satellitenkanal misst bei einer Frequenz, die weit genug von einem atmosphärischen Fenster entfernt ist, sodass keine vom Boden reflektierte Strahlung durchkommt. Es gibt daher nur eine Gewichtsfunktion, die für alle Stationen und alle Termine verwendet werden kann, um eine MSU-äquivalente Schichtmitteltemperatur zu berechnen.
- Die Stratosphäre ist jene Schicht, in der die Homogenisierungen von RAOBCORE am größten ist, da vor allem in größeren Höhen der Strahlungsschutz bzw. die Strahlungskorrektur der Messinstrumente nicht ausreichend waren. Demzufolge sollten in dieser Schicht die größten Unterschiede zwischen dem unkorrigierten und dem homogenisierten Datensatz vorhanden und durch den Vergleich eine auffällige Verbesserung in den Temperaturdaten erkennbar sein.

Wie schon in Kapitel 2.1.2 zu sehen war, zeigen alle vorhandenen Datensätze eine Abkühlung in der tiefen Stratosphäre. Wenn man die Zeitreihen genauer betrachtet, er-

kennt man, dass die stratosphärische Abkühlung von mehreren kurzen Erwärmungen unterbrochen ist, die aufgrund großer Vulkanausbrüche stattgefunden haben. Die zwei im beobachteten Zeitraum am besten erkennbaren Eruptionen fanden 1982 (El Chichón) und 1991 (Mt Pinatubo) statt.

In Abbildung 5.1 sieht man eine mittlere Zeitreihe der RSS-Satellitendaten der tiefen Stratosphäre, in der man gut die beiden großen Vulkanausbrüche erkennen kann. Die gezeigte Zeitreihe ist eine mittlere, flächengewichtete Zeitreihe aus allen Gitterpunktswerten.

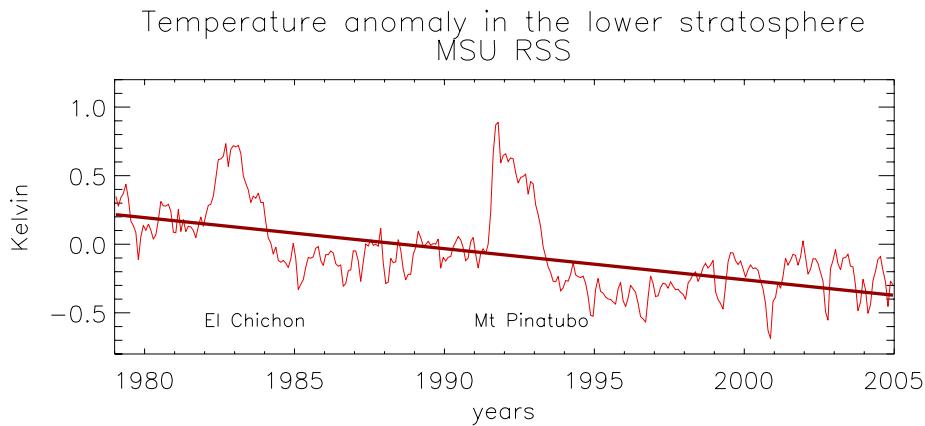


Abbildung 5.1: Globale, flächengemittelte Zeitreihe der RSS-Satellittendaten der TLS-Anomalien. Man erkennt 1982 den Ausbruch des El Chichón und 1991 den des Mt Pinatubo.

Obwohl in allen Datensätzen (sowohl in den Radiosonden-, als auch in den Satellitendaten) eine stratosphärische Abkühlung beobachtet wird, liegt der Unterschied in den Trends der einzelnen Zeitreihen für die TLS bei einigen Zehntel Kelvin pro Dekade. Dabei zeigen die Radiosondendatensätze eine deutlich stärkere Abkühlung als die Satellitendaten. Auffällig dabei ist, dass die stärkste Abkühlung dann auftritt, wenn einerseits wenige und andererseits nicht bis kaum homogenisierte Stationen für die Berechnung zur Verfügung standen. Es liegt daher die Annahme nahe, dass die Trends den Satellitendaten ähnlicher werden (eine geringere stratosphärische Abkühlung zeigen), wenn man möglichst viele Radiosondenstationen für einen Datensatz sinnvoll homogenisiert.

## 5.1 Trends

Zum Vergleich der einzelnen Datensätze wurden die Temperaturtrends berechnet. Trendberechnungen in dieser Arbeit wurden mit der least square Methode durchgeführt. Dabei wird eine Regressionsgerade in die Zeitreihe gelegt, bei der die Quadrate der Abstände zu den einzelnen Punkten minimal sind. Die Steigung der Geraden gibt dann den Trend der Zeitreihe an. Bei normalverteiltem Fehler ist die so geschätzte Steigung auch der wahr-

scheinlichste Wert der Steigung. Die angegebenen Zahlen sind immer in der Einheit Kelvin pro Dekade, zeigen also die Grad der Erwärmung/Abkühlung in 10 Jahren an. Die Qualitätskontrolle der Daten besteht darin, dass nur Stationszeitreihen verwendet werden, bei denen bis auf höchstens 24 Monate alle Temperaturdaten der Druckniveaus vorhanden waren, die benötigt wurden, um die mit der TLS vergleichbare Schichtmitteltemperatur zu berechnen. Indische Stationen (Stationen mit WMO-Nummern zwischen 42000 und 43400) wurden aufgrund ihrer heterogenen Zeitreihen und unrealistischen Trends nicht für diese Arbeit verwendet. Wie schon erwähnt wurden sowohl 00 UTC- als auch 12 UTC-Messungen verwendet. Wenn beide Termine vorhanden waren, wurden die Trends für beide Termine berechnet und der mittlere Trend verwendet, wenn nur ein Termin vorhanden war, wurde dieser verwendet. Bei idealen Instrumenten sollte der Trend keine Tag/Nacht-Differenz aufweisen, weil nicht anzunehmen ist, dass die wahre Tag/Nacht-Differenz einen Trend aufweist.

Es werden im besonderen zwei Zeitintervalle für die Trendberechnungen betrachtet. Das erste Intervall von 1979 bis 2004 ist das längste mögliche Intervall, für das sowohl Radiosonden- als auch Satellitendaten vorhanden sind. Dieses Intervall geht über 26 Jahre und rechtfertigt somit schon Trendbetrachtungen, für die ja ein längeres Zeitintervall nötig ist (obwohl es sich hier noch nicht um die klimatologisch bevorzugt betrachteten 30 Jahre handelt). Dieses Intervall entspricht nicht dem Intervall in der Referenzarbeit von Seidel et al. (2004), aber es wird in aktuelleren Publikationen (zum Beispiel: Karl et al. 2006) häufig verwendet und die in dieser Arbeit erzielten Ergebnisse können anschließend nicht nur mit der Referenzarbeit, sondern auch mit neueren Ergebnissen verglichen werden. Neben diesem Intervall wird auch noch ein 10 Jahre kürzeres Intervall betrachtet, um vor allem die viel diskutierten Änderungen der Atmosphärentemperatur ab den 90er Jahren des 20. Jahrhunderts näher analysieren zu können. Dieses zweite Intervall umfasst 16 Jahre und geht von 1989 bis 2004.

Abbildung 5.2 zeigt die TLS-Trends der unkorrigierten Radiosondenstationen für den Zeitraum 1979-2004. Diese Daten sind auch die Ausgangswerte für die Homogenisierung mit RAOBCORE. Man erkennt ein unhomogenes Feld, bei dem sehr nahe liegende Stationen durchaus sehr verschiedene Trends haben können. Diese Unterschiede deuten wohl nicht auf ein Klimasignal, sondern auf künstliche Sprünge in den Radiosondenzeitreihen hin. Diese Inhomogenitäten können zu verfälschten globalen Trends führen und sollten daher entfernt werden.

Eine Maßzahl für die räumliche Homogenität des Feldes bekommt man, wenn man den Wert folgender Kostenfunktion betrachtet, der in die Überschrift der globalen Karten geplottet ist:

$$COST = \frac{2}{N(N-1)} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N (\Delta x_{ij} \exp(-d_{ij}/1000 \text{ km}))^2 \quad (5.1)$$

wobei  $i$  und  $j$  die Stationsindizes sind,  $N$  die totale Anzahl der Stationen,  $\Delta x_{ij}$  die Trenddifferenz der beiden Stationen und  $d_{ij}$  die Entfernung der beiden Stationen in Kilometern. Je geringer diese Größe ist, desto räumlich homogener ist das betrachtete Feld.

Betrachtet man dazu im Vergleich den Trend der Satellitendaten (RSS; wobei jeder Radiosondenstation der nächstgelegene Satellitengitterpunkt zugeordnet wurde) im selben Zeitintervall in Abbildung 5.3, so zeigen diese, wie erwartet, ein deutlich homogeneres Feld. Man erkennt großräumige regionale Unterschiede (z.B. zwischen Kanada und Russland), aber die Übergänge in den Temperaturtrends sind langsam und nicht sprunghaft (im Vergleich zu den unkorrigierten Radiosondendaten).

Als Vergleich dazu kann man die Trends des EZMW-Backgroundfeldes betrachten. Dieses Feld wurde von RAOBCORE als repräsentativ für die klimatologischen Veränderungen angenommen und mit ihm anschließend die Radiosondenzeitreihen homogenisiert. In Abbildung 5.4 sieht man, dass in diesem Feld ebenfalls eine größere räumliche Konsistenz gegeben ist.

Nach Homogenisierung der Radiosondendaten mit RAOBCORE zeigt das Bild der Trends von 1979-2004 schon ein räumlich glatteres Feld (siehe Abbildung 5.5). Die großen Inkonsistenzen zwischen benachbarten Stationen sind deutlich geringer geworden. Dennoch ist das erreichte Bild räumlich noch nicht so konsistent, wie das der Satellitendaten. Die Homogenisierung bewirkt also global betrachtet eine Verbesserung, da sie die größten Inhomogenitäten in den Trends, die durch künstliche Sprünge in den einzelnen Zeitreihen entstanden sind, entfernt. Nachdem allerdings nach wie vor Radiosondenmessungen mit verschiedenen Messinstrumenten durchgeführt werden, ist es nicht möglich (und auch nicht zu erwarten), mit einem homogenisierten Radiosondendatensatz eine räumliche Homogenität vergleichbar mit der eines Satellitendatensatzes zu bekommen (wo die gesamte Atmosphäre mit einem Messinstrument gemessen wird).

In allen Abbildungen (Abbildung 5.2 - 5.5) erkennt man deutlich geringere negative Temperaturtrends über Russland, als über anderen Gebieten im selben zonalen Gürtel. Betrachtet man diese Trendunterschiede im Vergleich zum gesamten RSS-Satellitendatensatz erkennt man, dass diese Trends auch hier zu beobachten sind. Abbildung 5.6 zeigt die Trends in der Zone von  $50^\circ$  bis  $60^\circ$  Nord. Dabei zeigt die rote durchgezogene Linie den Trend des vollständigen RSS-Datensatzes. Die blauen Kreise symbolisieren die Radiosondendatensätze (hell: RAOBCORE, dunkel: unkorrigierte Radiosondendaten) und die gelben Kreise zeigen die Satellitendaten mit der selben Stichprobe wie die Radiosonden. Die Kreise zeigen jeweils den Mittleren Trend einer  $10^\circ$  mal  $10^\circ$  Box an (siehe Kapitel 5.1.2). Man erkennt deutlich die Welle um  $50^\circ$  Ost in den RSS Daten. Diese absolut geringeren Trends sind in den unkorrigierten Radiosondendaten deutlich stärker vorhanden als in RAOBCORE und den MSU-Satellitendaten. Diesen auffälligen Trends liegt also ein klimatologischer Trend zugrunde, der durch die verwendeten Messinstrumente in den unkorrigierten Radiosondendaten verstärkt gesehen werden kann.

## 5.1 Trends

---

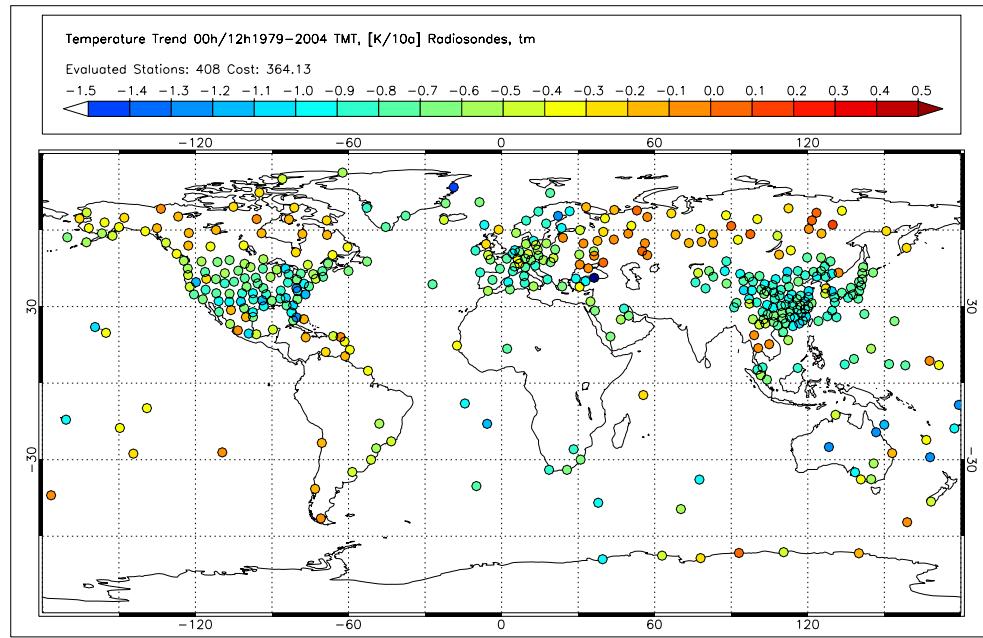


Abbildung 5.2: Trends der unhomogenisierten Radiosondendaten in der TLS im Zeitraum 1979-2004. Jeder Kreis symbolisiert eine Messstation und die Trends sind angegeben in Kelvin pro 10 Jahre.

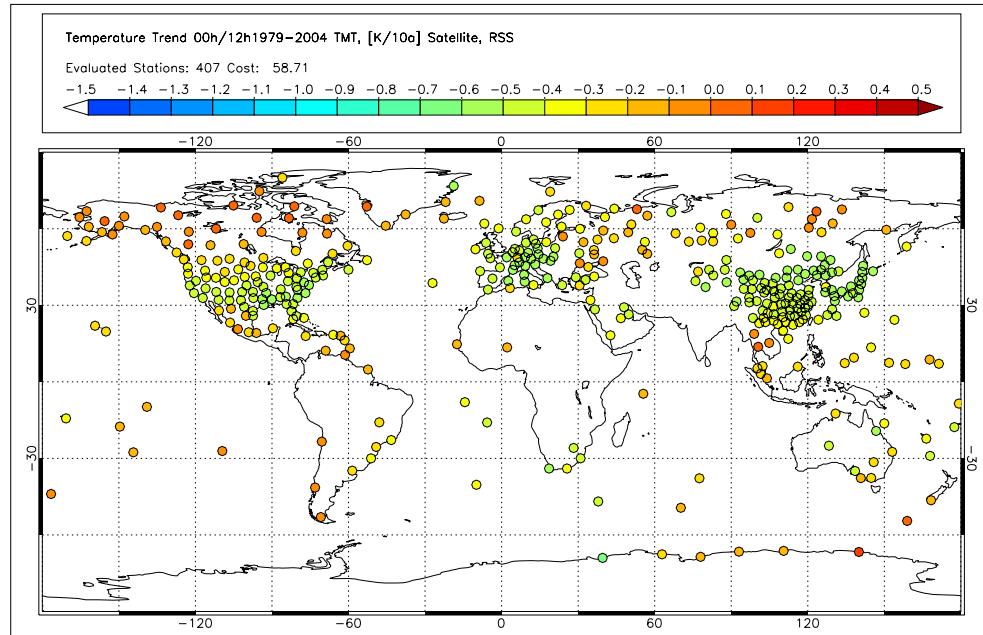


Abbildung 5.3: Trends der RSS-Satellitendaten in der TLS im Zeitraum 1979-2004. Jeder Kreis symbolisiert einen mit einer Radiosondenstation vergleichbaren Wert und die Trends sind angegeben in Kelvin pro 10 Jahre.

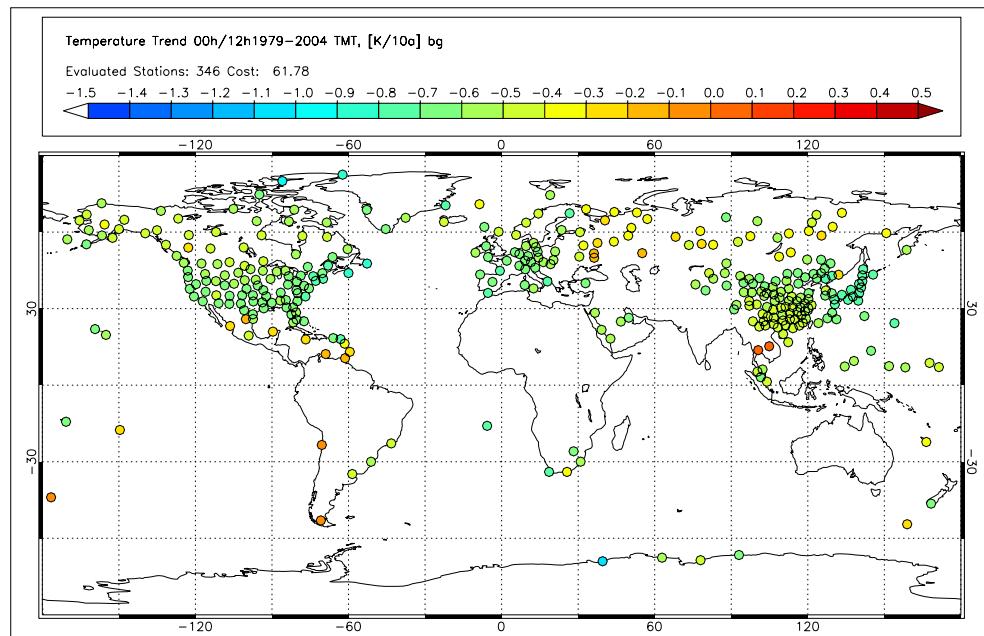


Abbildung 5.4: Trends des Backgroundtemperaturdatensatzes in der TLS im Zeitraum 1979-2004. Jeder Kreis symbolisiert eine Messstation und die Trends sind angegeben in Kelvin pro 10 Jahre.

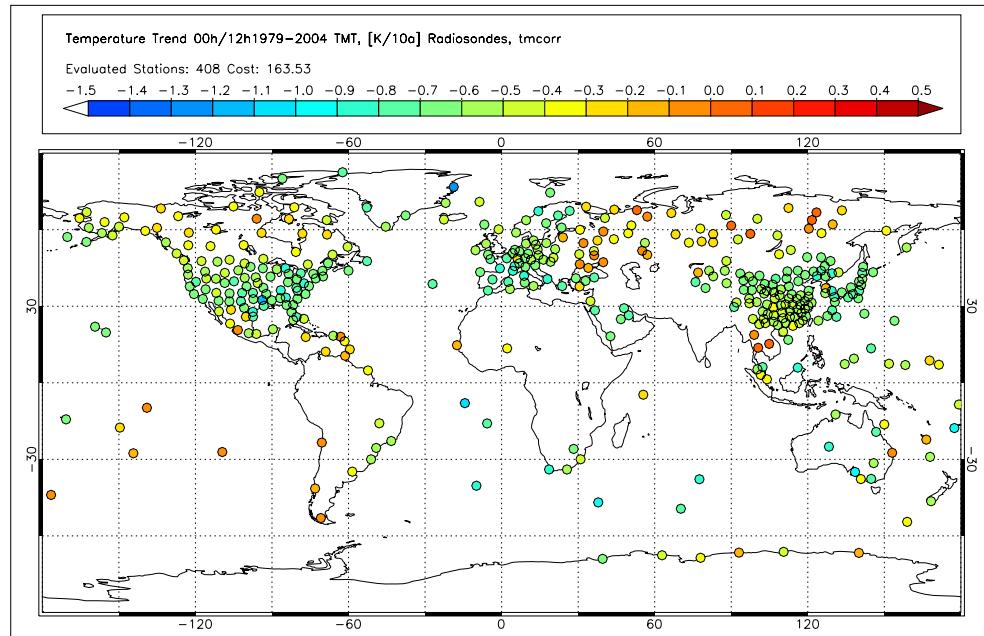


Abbildung 5.5: Trends des mit RAOBCORE homogenisierten Radiosondentemperaturdatensatzes in der TLS im Zeitraum 1979-2004. Jeder Kreis symbolisiert eine Messstation und die Trends sind angegeben in Kelvin pro 10 Jahre.

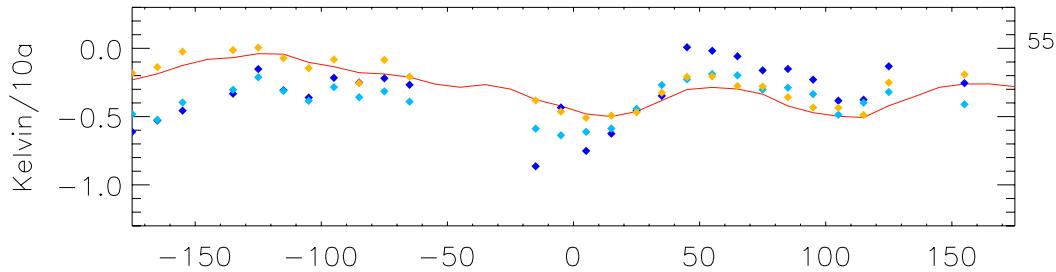


Abbildung 5.6: Trends der Zone von  $50^{\circ}$  bis  $60^{\circ}$  Nord. Rot: RSS (gesamter Datensatz); hellblau: RAOBCORE; dunkelblau: unkorrigierte Radiosondendaten; gelb: RSS (Stichprobe). Die x-Achse zeigt die Meridiane an.

Geht man nun vom längeren Zeitraum auf den kürzeren von 1989 bis 2004 über, so erkennt man räumlich deutlichere Unterschiede in den Temperaturtrends, hier gezeigt am Bild der homogenisierten Radiosondendaten (Abbildung 5.7) und an dem der unhomogenisierten Radiosondendaten (Abbildung 5.8). In den hohen nördlichen Breiten erkennt man zonal die größten Unterschiede. Außerdem lässt sich ein zonales Minimum der stratosphärischen Trends bei ungefähr 30 Grad Nord erkennen. Auf der Südhalbkugel ist das Erkennen von Strukturen schon deutlich schwieriger, da hier aufgrund von geringer Stationsdichte und unvollständigen Zeitreihen nach der Qualitätskontrolle nicht mehr so viel Information zur Verfügung steht.

Trotz der strengen Qualitätskontrolle erkennt man, dass im Vergleich zu bestehenden Radiosondendatensätzen weitaus mehr Radiosondenstationen zur Verfügung stehen. Während andere Datensätze ihre gesamte Information aus 50 und 200 Radiosondenstationen beziehen, stehen RAOBCORE nach der Qualitätskontrolle noch immer über 400 Stationen zur Trendberechnung zur Verfügung. Die Verteilung dieser Stationen ist allerdings nicht gleichmäßig, sondern ein Großteil der Stationen liegt auf der Nordhalbkugel. Durch die generell größere Stationsdichte auch auf der Südhalbkugel bleibt schlussendlich auch dort mehr Information als in anderen Radiosondendatensätzen übrig.

### 5.1.1 Zonale mittlere Trends

Um die Struktur der Trends besser beschreiben zu können, wurden zonale Mittel der Trends sowohl von den Radiosonden- als auch von den MSU-Satellitendatensätzen gebildet. Dazu wurden zuerst die Trends aller möglichen Radiosondenstationen mit einer qualitätskontrollierten Zeitreihe in einer  $10^{\circ}$  mal  $10^{\circ}$  Gitterbox zu einem mittleren Trend

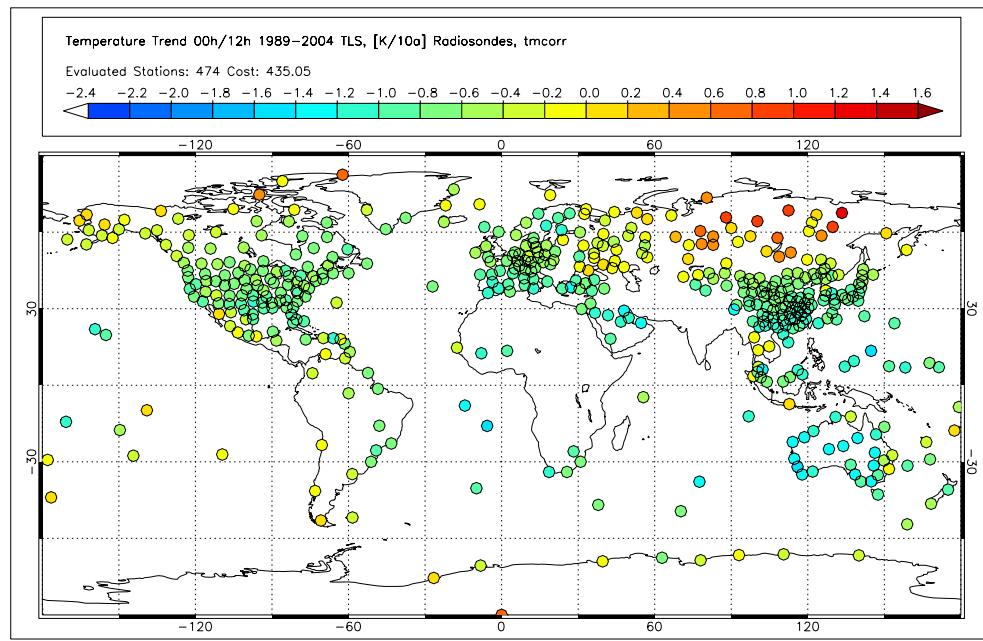


Abbildung 5.7: Trends des mit RAOBCORE homogenisierten Radiosondentemperaturdatensatzes in der TLS im Zeitraum 1989-2004. Jeder Kreis symbolisiert eine Messstation und die Trends sind angegeben in Kelvin pro 10 Jahre.

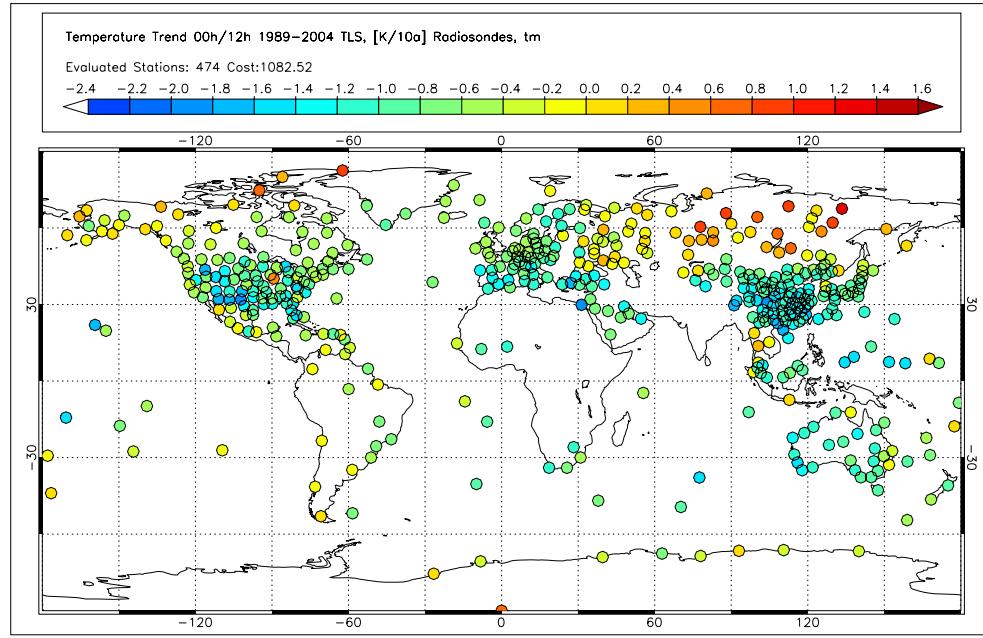


Abbildung 5.8: Trends der unhomogenisierten Radiosondentemperaturdaten in der TLS im Zeitraum 1989-2004. Jeder Kreis symbolisiert eine Messstation und die Trends sind angegeben in Kelvin pro 10 Jahre.

der Box zusammengefasst.

$$T_{box} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N T_i^i \quad (5.2)$$

Wobei  $T_{box}$  der mittlere Trend einer  $10^\circ$  mal  $10^\circ$  Box und  $N$  die Anzahl der Stationen in dieser speziellen Box ist. Die  $T_i$  sind die Trends der einzelnen Stationszeitreihen in dieser Box.

Anschließend wurden jeweils die Boxmittelwerte einer  $10^\circ$  Zone zu einem zonalen Mittel zusammengefasst, wobei in einer Zone jeweils 36 Boxen vorhanden waren ( $N = 36$ ).

$$T_{zone} = \frac{1}{36} \sum_{i=1}^{36} T_{box}^i \quad (5.3)$$

Hier entspricht  $T_{zone}$  dem zonalen mittleren Trend der betrachteten Zone und die  $T_{box}^i$  sind die mittleren Werte der einzelnen in dieser Zone vorkommenden Boxen. Anzumerken ist, dass in keiner Zone alle 36 möglichen Boxen mit Stationen besetzt waren. Es ist also durchaus möglich, dass sich ein zonales Mittel aus weniger als 36 besetzten Boxen zusammensetzt. Dieser Fall ist häufig in den Tropen und auf der Südhalbkugel zu beobachten. Es wurde allerdings erst dann ein zonales Mittel betrachtet, wenn zumindest Trends in zwei Boxen vorhanden waren.

Neben diesen zonalen mittleren Trends für die Radiosondendatensätze wurden auch zonale mittlere Trends für die Satellitendatensätze gebildet. Dabei wurden die Satellitendatensätze auf zwei verschiedene Arten betrachtet. Einerseits wurde wiederum jeder verwendeten Radiosondenstation ein Satellitendatengitterpunkt zugeordnet und der zonale mittlere Trend wie bei den Radiosondendatensätzen berechnet, andererseits wurden zonale mittlere Trends auch aus allen verfügbaren Satellitendatengitterpunkten berechnet. Im zweiten Fall erhält man einen zonalen mittleren Trend, bei dem in jeder  $10^\circ$  mal  $10^\circ$  Gitterbox Werte zur Verfügung standen und somit ein global repräsentatives zonales Mittel herauskommt. Beim Vergleich dieser beiden zonalen mittleren Trends kann man erkennen, wie gut die Information, die man durch den Satelliten vom ganzen Globus erhält durch die verwendeten Stationen (durch die Stationsverteilung auf dem Globus) wiedergegeben wird, oder ob diese eventuell durch die geringe Stationsdichte auf der Südhalbkugel nicht repräsentativ für die ganze Atmosphäre ist.

Im oberen Bild der Abbildung 5.9 sieht man das zonale Mittel der Trends von 1979 bis 2004 für vier verschiedene Datensätze. Die blauen Kurven zeigen die Trends der Radiosondendatensätze: die dunkelblaue Kurve zeigt die Trends für die unkorrigierten Radiosondendaten, während die hellblaue Kurve den Trend des homogenisierten Radiosondendatensatzes zeigt. Verglichen werden diese Radiosondendatensätze mit den RSS- und den UAH-Satellitendaten. Die rote und die orange Kurve zeigen den Trend des RSS-Datensatzes, wobei die rote Kurve alle Gitterpunktsinformation enthält, während das Sample bei der

orangen Kurve dasselbe wie bei den Radiosondendaten ist. Die gelbe und die grüne Kurve zeigen die UAH-Satellitendaten. Wiederum zeigt die gelbe Kurve alle Daten, die grüne nur das Sample der Radiosonden.

Man erkennt, dass auf der Nordhalbkugel die verwendeten Stationen repräsentativ für einen zonalen Mittelwert sind, da jeweils die beiden Kurven der Satellitendatensätze nahe beieinander liegen. Auf der Südhalbkugel und in den Tropen ist die Repräsentativität nicht mehr so gut gegeben. Allerdings ist diese Differenz im Verhältnis zur Differenz zwischen den Satelliten- und den Radiosondendatensätzen gering und es kann behauptet werden, dass die verwendeten Radiosondenstationen weitgehend repräsentativ sowohl für zonale Mittel als auch für ein globales Mittel sind. Die Satellitendaten zeigen dabei ein deutliches zonales Muster mit zwei Minima der stratosphärischen Temperaturtrends bei  $30^{\circ}$  Nord beziehungsweise  $30^{\circ}$  Süd. Abgesehen vom Verhalten an den Polen ist die Kurve um den Äquator symmetrisch mit einem kleinen Maximum in den Tropen. Während die Trends auf der Südhalbkugel nach einem Maximum bei  $50^{\circ}$  Süd wieder abfallen, steigen sie auf der Nordhalbkugel vom Minimum bei  $30^{\circ}$  an und werden in der Nähe des Poles sogar leicht positiv.

Die zwei Satellitendatensätze zeigen allerdings einen systematischen Unterschied: Die RSS-Daten zeigen über den ganzen Globus eine geringere stratosphärische Abkühlung als die UAH-Satellitendaten.

Betrachtet man die Kurven der Radiosondenzeitreihen, so kann man das Minimum bei  $30^{\circ}$  Nord aufgrund der großen Stationsdichte gut erkennen, es ist sogar deutlicher ausgeprägt, als in den Satellitendaten, wobei die Homogenisierung die Radiosondendaten in Richtung der Satellitendaten korrigiert. Das Minimum auf der Südhalbkugel wird hingegen nicht wiedergegeben, es befindet sich stattdessen dort sogar ein lokales Maximum in den Radiosondendaten. Allgemein kann man erkennen, dass die Homogenisierung meist zu einer Annäherung an die Kurve der Satellitendaten geführt hat, dass aber die klaren Muster, die in den Satellitendaten erkennbar sind, in den Radiosondendaten nur auf der Nordhalbkugel wiedergegeben werden, wobei das Maximum in der nördlichen Polregion in den Radiosondendaten nicht erkennbar ist.

Das untere Bild der Abbildung 5.9 zeigt die Verteilung der Stationen in den einzelnen Zonen. Die Sterne geben an, wie viele Radiosondenstationen sich jeweils in der Zone befinden. Man erkennt deutlich, dass die Stationsdichte auf der Südhalbkugel um einiges geringer ist als auf der Nordhalbkugel. Noch weniger Stationen hat man in der Nähe des Südpols und in den Tropen zur Verfügung. Die meisten Stationen befinden sich zwischen  $30^{\circ}$  und  $50^{\circ}$  Nord. Für das absolute Maximum an Stationen in der Zone von  $30^{\circ}$  bis  $40^{\circ}$  Nord ist vor allem die große Stationsdichte in China verantwortlich. Daneben tragen die USA, Europa und Japan zur großen Stationsanzahl in diesen Breiten bei. Die neben den Sternen eingezeichneten Dreiecke stehen für die Anzahl an  $10^{\circ}$  mal  $10^{\circ}$  Boxen, in denen ein mittlerer Trend der Radiosondendaten vorhanden war, um daraus einen zonalen

Mittelwert zu bilden. Man sieht, dass das Maximum von 36 Boxen (zumindest eine Radiosondenstation die qualitativ vollständige Daten liefert alle  $10^\circ$  entlang eines zonalen Streifens) von den Radiosondendatensätzen nie erreicht wird. Am nächsten kommt man diesem Wert in der Zone zwischen  $60^\circ$  und  $70^\circ$  Nord. Die erforderlichen Stationen liefern vor allem Kanada, Europa und Russland. In diesen Breiten, erreicht man deshalb einen so guten Wert, da man keine großen Ozeanflächen hat. Anhand der Dreiecke sieht man gut, dass nicht nur die Anzahl der Stationen auf der Südhalbkugel deutlich geringer ist als auf der Nordhalbkugel, sondern dass diese auch nur ein sehr geringes Gebiet der Südhalbkugel abdecken. Einer der Gründe dafür ist der große Anteil an Ozean auf der Südhalbkugel.

Betrachtet man die zonalen mittleren Trends im kürzeren Zeitintervall von 1989 bis 2004 in Abbildung 5.10 (Details wie in Abbildung 5.9), so kann man auf den ersten Blick das deutliche Muster, das in der langen Zeitreihe noch zu sehen war, nicht mehr so gut erkennen. Grund dafür sind die starken positiven Trends zu den Polen hin, vor allem zum Nordpol. Durch die Skalierung der Achse erkennt man kleinskaligere Strukturen in den Tropen und den mittleren Breiten nicht mehr so gut. Dennoch lassen sich die Minima in den stratosphärischen Trends in den mittleren Breiten noch erkennen, eingeschlossen von einem lokalen Maximum in den Tropen.

Auffällig ist jedoch der stark positive Trend (rund 1 Kelvin pro 10 Jahre) um den Nordpol. Dieser könnte durch das Auftreten von Sudden Stratospheric Warmings in diesem Zeitraum hervorgerufen werden. Diese Problematik wird noch genauer in Kapitel 5.2.2 beschrieben.

Um die Varianz der zonalen mittleren Trends der einzelnen Datensätze abzuschätzen, wurde in Abbildung 5.11 zu jedem zonalen Mittel eines Datensatzes die Standardabweichung geplottet. In dieser Abbildung sieht man die zuvor betrachteten Datensätze. Jeder Datensatz ist in einem eigenen Bild geplottet. Die Fehlerbalken zeigen die Varianz der Boxmittelwerte an, wobei die Anzahl der verwendeten Boxen ja nach Zone variiert. In der rechten oberen Ecke jedes Bildes ist außerdem der globale Trend des Datensatzes angegeben. Dieser wurde aus den zonalen Trends flächengewichtet berechnet.

Die ersten beiden Kurven zeigen die beiden Radiosondendatensätze. Als erstes ist die Kurve der unkorrigierten Radiosondendaten gezeigt. Die zweite Kurve ist die des homogenisierten Radiosondendatensatzes. Man erkennt, dass die Varianz auf der Südhalbkugel und in den Tropen durch die Homogenisierung geringer geworden ist, während dieser Effekt auf der Nordhalbkugel kaum zu sehen ist, da durch die größere Stationsdichte auch schon der unkorrigierte Datensatz in den Boxmittelwerten nur mehr eine geringe Varianz gezeigt hat. Vergleicht man die globalen Trends, so erkennt man, dass die unkorrigierten Radiosondendaten eine stärkere stratosphärische Abkühlung zeigen, als die homogenisierten.

Die unteren vier Kurven zeigen die Trends der Satellitendatensätze. Die dritte und vierte Abbildung für den Fall, dass nur solche Satellitengitterpunktswerte verwendet wur-

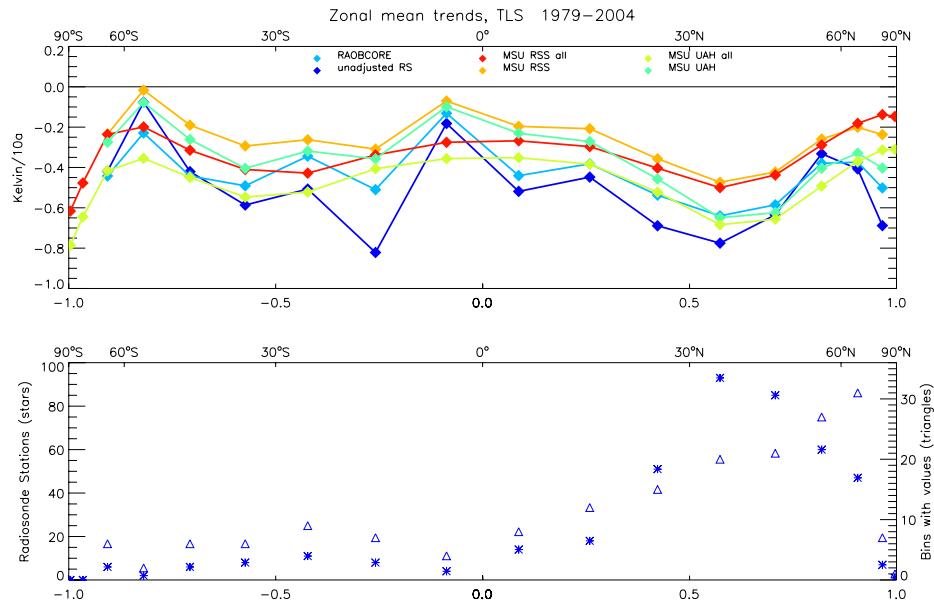


Abbildung 5.9: Zonale mittlere Trends der TLS von 1979-2004. Das obere Bild zeigt die mittleren Trends der verschiedenen Datensätze: in blau die Radiosondendatensätze, in rot und orange den RSS-Satellitendatensatz und in grün und gelb den UAH-Satellitendatensatz. Das untere Bild zeigt die Verteilung der verwendeten Radiosondenstationen über den Globus.

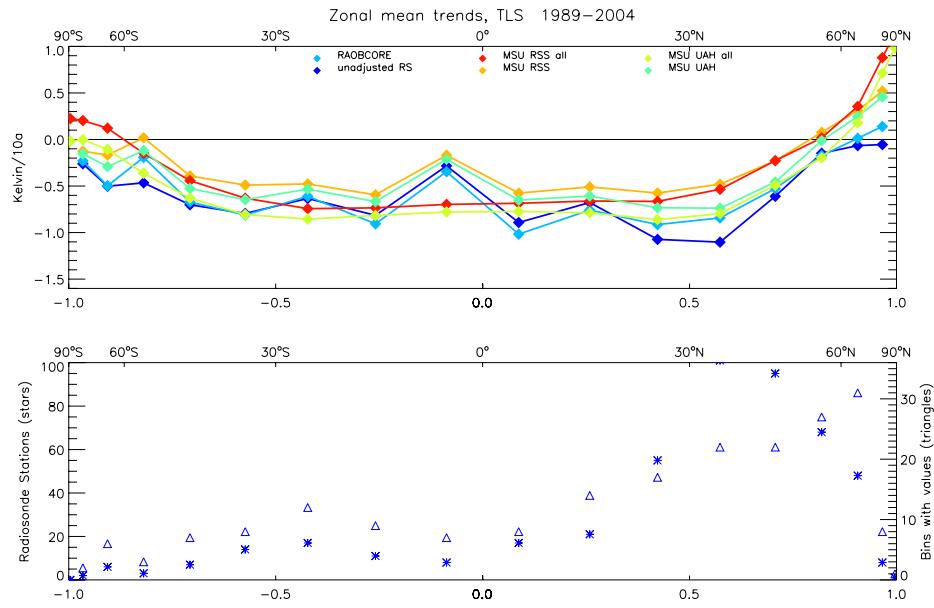


Abbildung 5.10: Zonale mittlere Trends der TLS von 1989-2004. Das obere Bild zeigt die mittleren Trends der verschiedenen Datensätze: in blau die Radiosondendatensätze, in rot und orange den RSS-Satellitendatensatz und in grün und gelb den UAH-Satellitendatensatz. Das untere Bild zeigt die Verteilung der verwendeten Radiosondenstationen über den Globus.

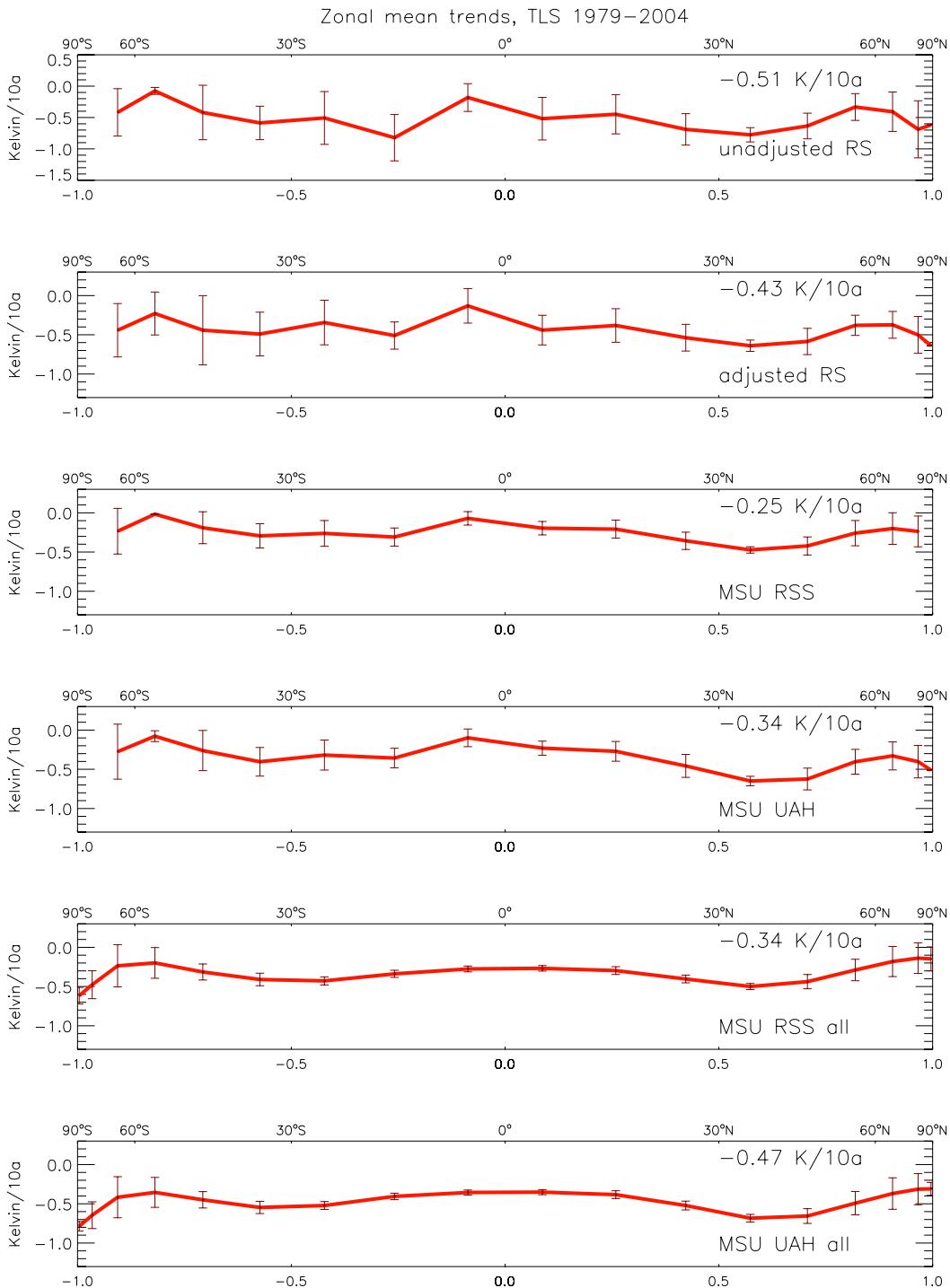


Abbildung 5.11: Zonale mittlere stratosphärische Trends für 1979 - 2004. Jedes Bild zeigt den zonalen Trend für einen Datensatz. Die Fehlerbalken geben die Variabilität der Trends in den einzelnen Zonen an. Im rechten oberen Eck jedes Bildes ist der globale mittlere Trend des Datensatzes in K/10a angegeben.

den, die eine Radiosondenstation repräsentieren, die fünfte und sechste Kurve zeigen die Trends für den vollständigen Satellitendatensatz. In allen vier Kurven erkennt man das vorher schon beschriebene Muster mit den beiden Minima bei  $30^\circ$  Süd/Nord. Außerdem ist zu erkennen, dass die Varianz in den Tropen sehr gering ist, während sie in Richtung der Pole langsam zunimmt. Wenn man die Trends betrachtet erkennt man, dass zwischen den beiden Satellitenprodukten eine Differenz von ungefähr 0.1 Kelvin pro Dekade existiert. Diese Differenz ist weitgehend über den ganzen Globus konstant.

### 5.1.2 Trends pro Box

Nachdem für die zonale Mittelung zuerst ein mittlerer Temperaturtrend in einer  $10^\circ$  mal  $10^\circ$  Box gebildet worden ist, kann man, um die Verteilung der Temperaturtrends über den Globus genauer zu betrachten, die Trends dieser Boxen plotten. Die Abbildungen 5.12 (Nordhalbkugel) und 5.13 (Südhalbkugel) zeigen das Ergebnis, wenn man den vollständigen RSS-Satellitendatensatz plottet. Dabei wurde ein Mittel über alle Gitterpunktewerte in einer Box gebildet und diese Mittelwerte wurden für jede einzelne  $10^\circ$ -Zone geplottet. Die mittlere Breite der Zone steht am rechten Rand jedes einzelnen Plots und die geographische Länge ist auf der x-Achse aufgetragen. Die Fehlerbalken geben die Standardabweichung der einzelnen Gitterpunktewerte pro Box an.

In den beiden Abbildungen lässt sich gut erkennen, dass die Temperaturtrends in den Tropen sehr konstant und räumlich sehr glatt sind. Betrachtet man die Nordhalbkugel (Abbildung 5.12) so erkennt man eine bis zum Pol hin immer deutlicher ausgeprägte Welle in den Temperaturtrends. Sie zeigt ihr Maximum über dem Norden Kanadas mit stratosphärischen Trends, die sogar leicht positiv sind, und ihr Minimum über dem Norden Russlands mit deutlich stärkerer stratosphärischer Abkühlung. Betrachtet man im Vergleich dazu die Südhalbkugel, so sieht man auch eine Welle mit einem stark ausgeprägtem Minimum südlich von Afrika und einem Maximum südöstlich von Australien. Dieses Maximum ist auch absolut gesehen das größte Maximum global mit deutlich positiven Temperaturtrends in der tiefen Stratosphäre.

Betrachtet man die eingezeichneten Varianzen so erkennt man, dass die Varianz generell sehr gering ist, vor allem auf der Nordhalbkugel. Auf der Südhalbkugel hingegen, besonders im Bereich der zonalen Welle bei  $60^\circ$  bis  $70^\circ$  Süd, sind die Abweichungen der einzelnen Trends zum Boxmittelwert deutlich größer.

In Abbildung 5.14 sind die Trends pro Box für die unkorrigierten (dunkelblau) und die homogenisierten (hellblau) Radiosondendaten auf der Nordhalbkugel geplottet. Als Referenz wurden auch RSS-Satellitendaten (gelb) eingezeichnet, wobei hier, um einen Samplingfehler zu vermeiden, jeder verwendeten Radiosondenstation der nächstgelegene Satellitendatengitterpunkt zugewiesen wurde; nur diese Gitterpunkte wurden für die Auswertung verwendet. Diese mittleren Trends werden in dieser Arbeit nur für die Nordhalb-

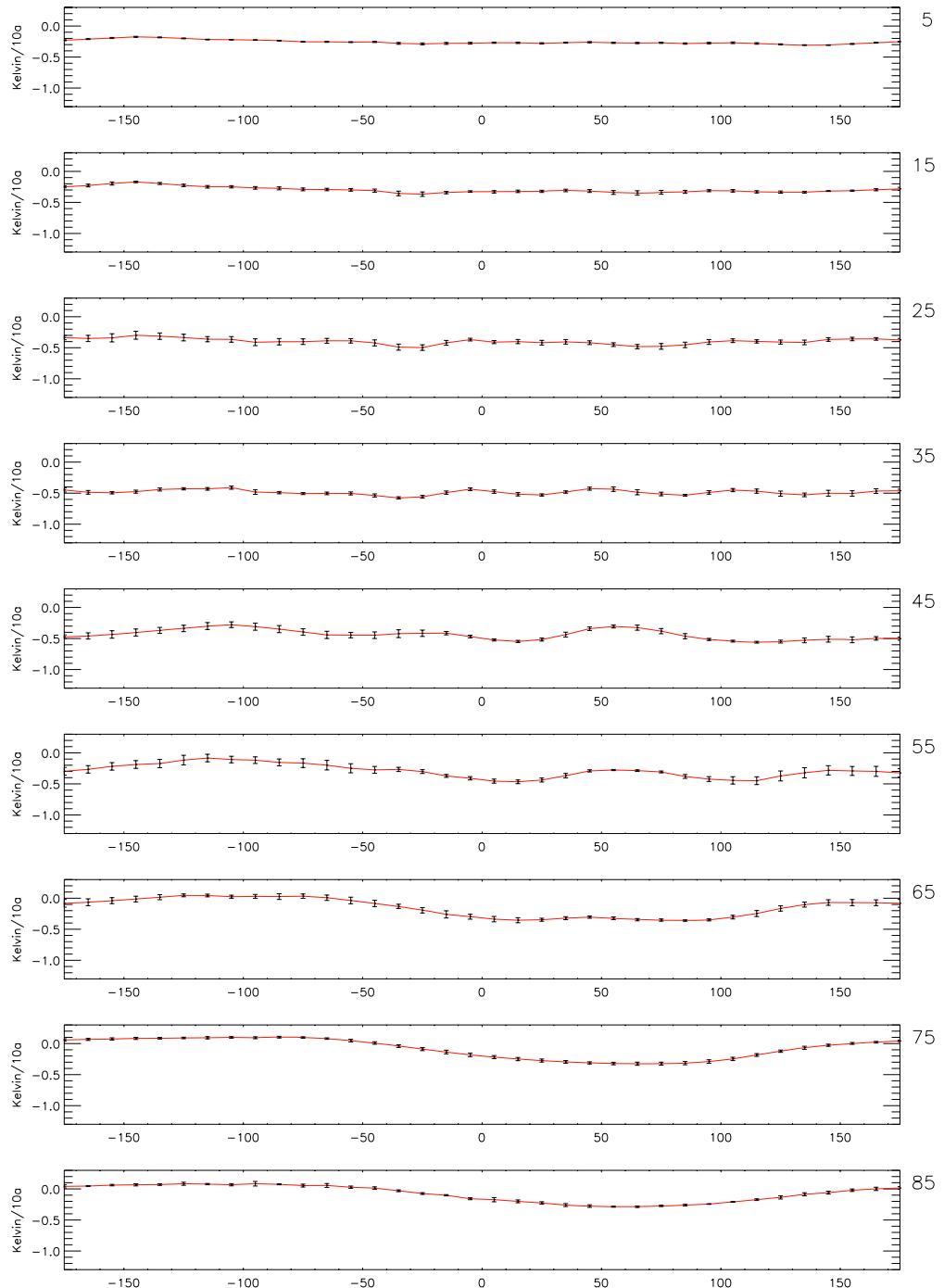


Abbildung 5.12: RSS TLS-Trend pro  $10^\circ$  mal  $10^\circ$  Grad Box für den Zeitraum von 1979-2004 auf der Nordhalbkugel. Die Fehlerbalken geben die Varianz der Temperaturtrends innerhalb einer Box an. Die Zahl an der rechten Seite gibt die mittlere geographische Breite der betrachteten Zone an, die geographische Länge ist auf der x-Achse aufgetragen.

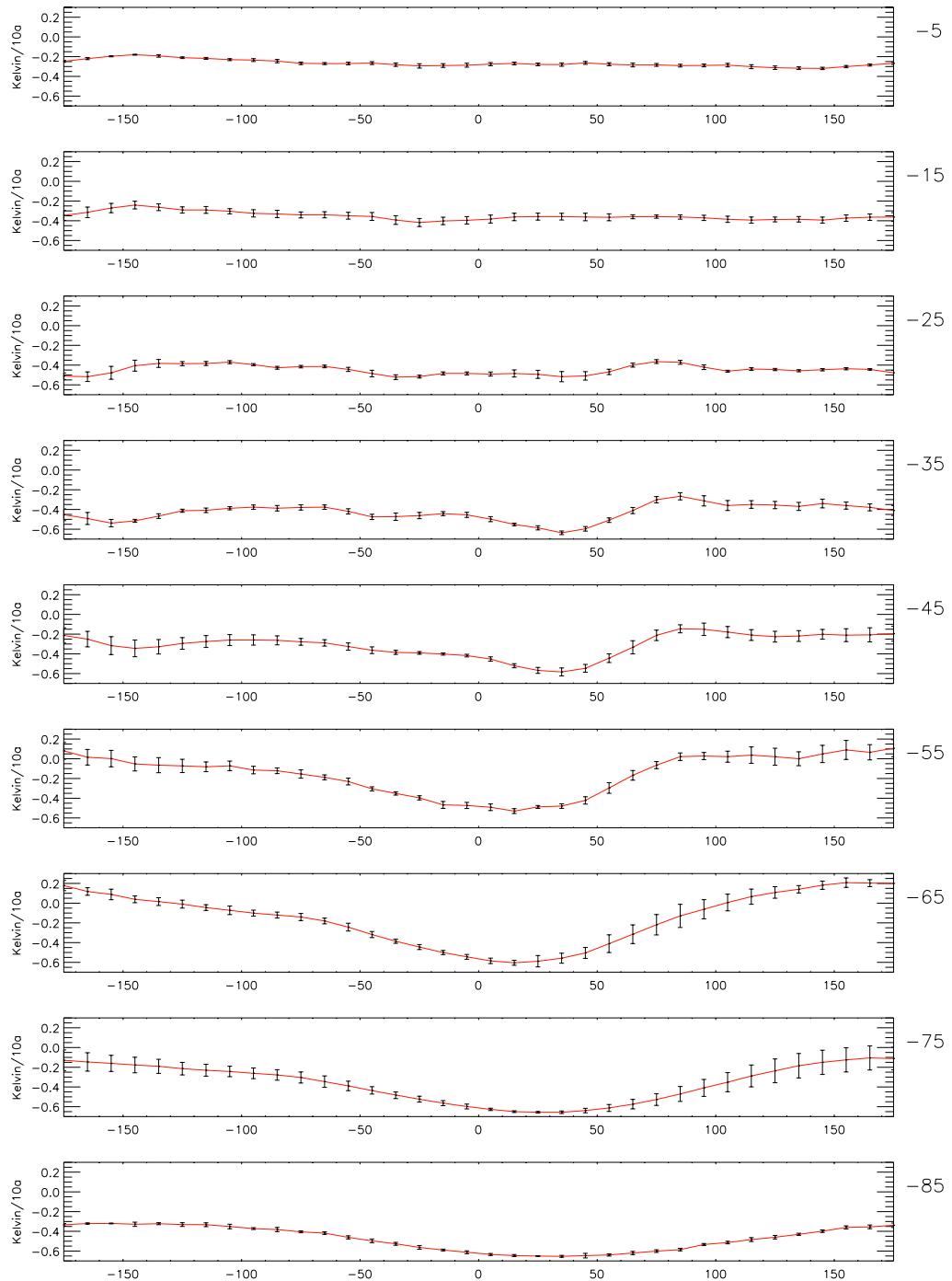


Abbildung 5.13: RSS TLS-Trend pro  $10^\circ$  mal  $10^\circ$  Grad Box für den Zeitraum von 1979-2004 auf der Südhalbkugel. Die Fehlerbalken geben die Varianz der Temperaturtrends innerhalb einer Box an. Die Zahl an der rechten Seite gibt die mittlere geographische Breite der betrachteten Zone an, die geographische Länge ist auf der x-Achse aufgetragen.

kugel gezeigt, da aufgrund der geringen Datendichte auf der Südhalbkugel kaum der Fall auftritt, dass man in einer  $10^\circ$  mal  $10^\circ$  Box mehr als eine Station vorfindet und daher die Boxmittelwerte meist einzelnen Stationstrends entsprechen.

In den ersten beiden Zonen (vom Äquator bis  $20^\circ$  Nord) ist die Datendichte noch sehr gering, dennoch lässt sich schon erkennen, dass die Homogenisierung meist zu einer Annäherung des Trends an die Satellitendaten geführt hat. In den mittleren Breiten wächst die Datendichte und die Anpassung an die Satellitendaten durch RAOBCORE ist deutlich zu erkennen. Betrachtet man das Gebiet von Mitteleuropa (zwischen  $40^\circ$  und  $60^\circ$  Nord und  $0^\circ$  bis  $30^\circ$  Ost) erkennt man, dass einerseits die Trends kaum korrigiert wurden, da die Messinstrumente qualitativ sehr hochwertig sind, und andererseits, dass eine Übereinstimmung zwischen den Radiosondendaten und den Satellitendaten sehr gut gegeben ist. Da dieselben qualitativ hochwertigen Messinstrumente auch in Skandinavien verwendet werden, ist man überrascht, wenn man sich im Vergleich zu Mitteleuropa Skandinavien in Abbildung 5.14 (zwischen  $60^\circ$  und  $70^\circ$  Nord und  $0^\circ$  bis  $30^\circ$  Ost) ansieht. In diesem Bereich erkennt man deutliche Unterschiede zwischen den Radiosonden- und Satellitendaten.

Wenn man die Zeitreihen der Stationen dieses Gebiets betrachtet, gewinnt man den Eindruck, dass im Vergleich zu den Satellitendaten in der Radiosondenzitreie Sprünge nicht korrigiert wurden. Als Beispiel kann die Station Bodø in Norwegen (WMO-Nummer 01152) herangezogen werden. An dieser Station ist die Differenz zwischen RSS- und RAOBCORE-Trend besonders groß. Abbildung 5.15 zeigt die Differenz zwischen Beobachtung und Background der unkorrigierten Radiosondenzitreie als rote Kurve für die 100 hPa-Temperatur. Die blaue Kurve ist der Standard Normal Homogeneity Test (SNHT), der von RAOBCORE verwendet wurde, um Sprünge in den Zeitreihen aufzudecken. Man erkennt im gezeigten Niveau deutlich einen Sprung um 1991. Betrachtet man anschließend die von RAOBCORE angebrachte Korrektur für diese Station in Abbildung 5.16, so sieht man, dass ab ungefähr 1987 an dieser Station keine Korrekturen mehr vorgenommen wurden.

Der Grund für diese Diskrepanz liegt darin, dass für eine RAOBCORE-Korrektur auch ein Sprung in der Zeitreihe der Tag/Nacht Differenz vorhanden sein musste. Dieses Kriterium ist notwendig, da ansonsten unnatürlich viele Sprünge entdeckt und homogenisiert werden. In höheren Breiten, wie am Beispiel Bodø sehr deutlich wird, ist dieses Kriterium aber nicht besonders aussagekräftig. Das Problem liegt darin, dass in nördlichen Breiten in einem Großteil des Jahres der Sonnenstand bei Tag- und auch bei der Nachtmessung ähnlich ist. Dadurch kann die Tag/Nacht-Differenz in diesen Breiten kein Maß, für die Homogenisierung sein. An einer diesbezüglichen Verbesserung von RAOBCORE wird bereits gearbeitet.

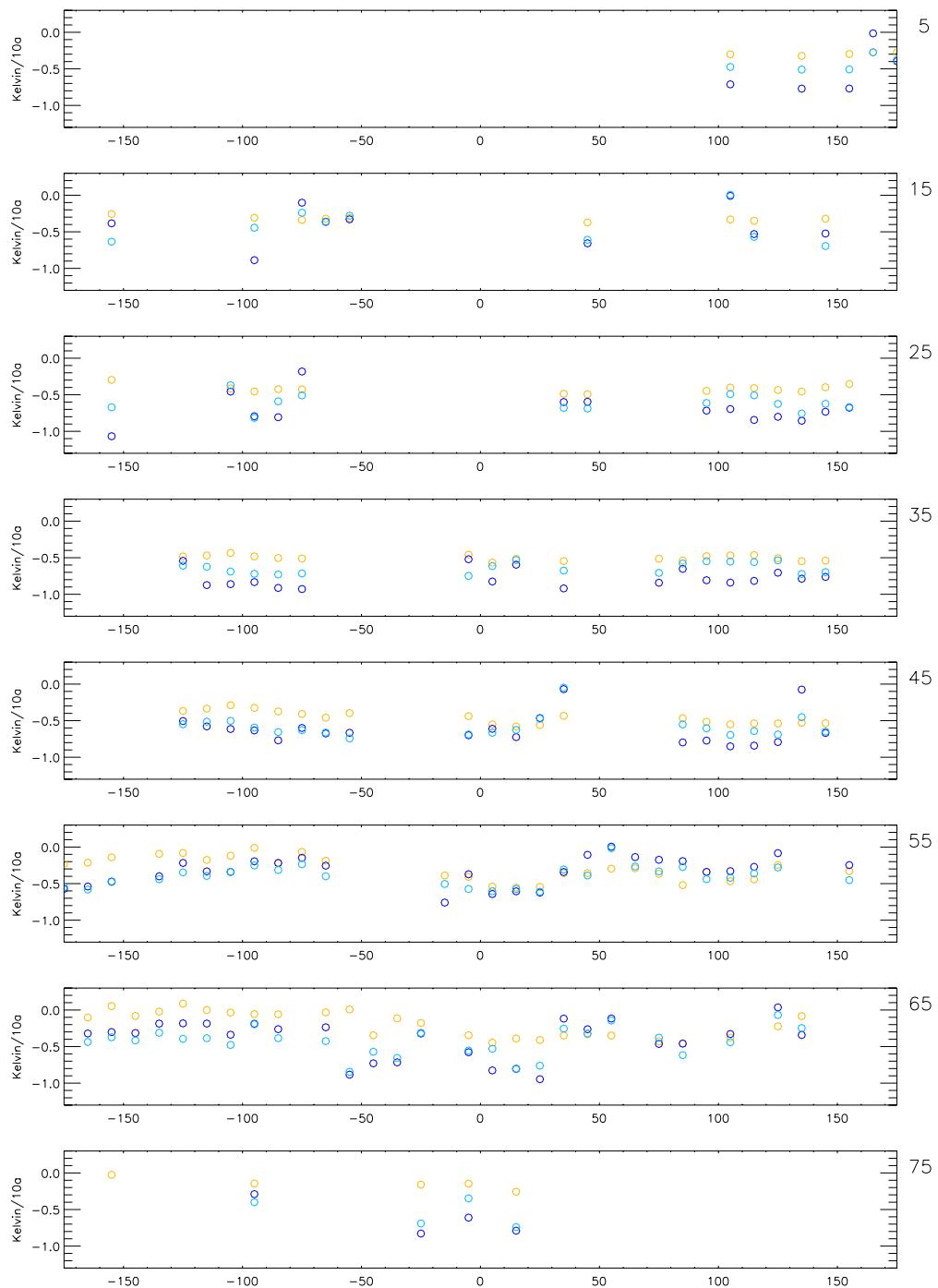


Abbildung 5.14: TLS-Trend pro  $10^\circ$  mal  $10^\circ$  Grad Box für den Zeitraum von 1979-2004 auf der Nordhalbkugel. Die dunkelblauen Kreise stehen für die mittleren Trends der unkorrigierten Radiosondendaten, die hellblauen für die des RAOBCORE-Datensatzes und die gelben Kreise sind die mittleren RSS-Daten.

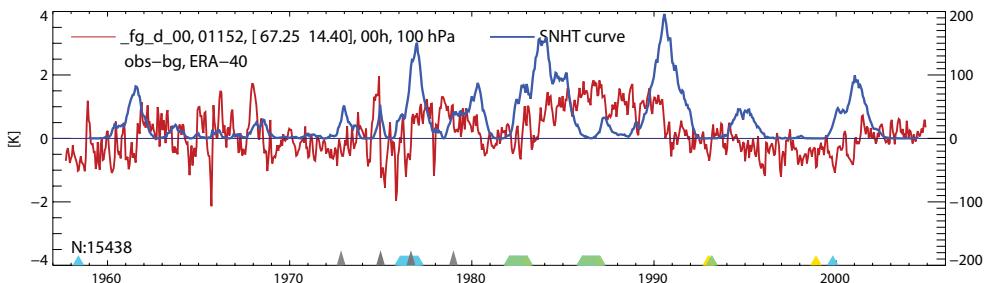


Abbildung 5.15: Beobachtung minus Background Zeitreihe in Bodø, Norwegen (WMO-Nr. 01152) im 100 hPa-Niveau. Die rote Kurve zeigt die Differenz, die blaue Linie das Ergebnis des SNHT.

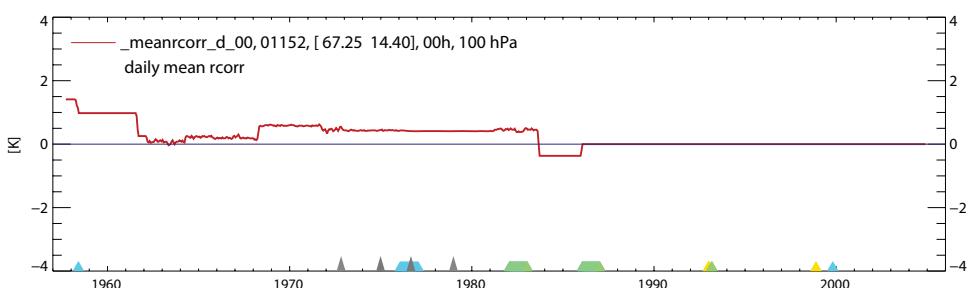


Abbildung 5.16: Von RAOBCORE angebrachte Korrekturen der Zeitreihe in Bodø, Norwegen (WMO-Nr. 01152) für das 100 hPa-Niveau.

## 5.2 Stratosphärische Phänomene

Neben den stratosphärischen Trends können zur Verifikation der homogenisierten Daten auch spezielle bekannte stratosphärische Phänomene betrachtet und untersucht werden, wie gut diese von den einzelnen Datensätzen wiedergegeben werden. Eines der in Temperaturdaten auffälligsten Phänomene in der Stratosphäre sind Sudden Stratospheric Warnings, die in diesem Kapitel genauer analysiert werden.

### 5.2.1 Sudden Stratospheric Warnings

Sudden Stratospheric Warnings (SSW) kehren in unregelmäßigen Abständen ungefähr alle zwei Jahre wieder und betreffen einen breiten Bereich polwärts von  $60^\circ$ , wobei die Ereignisse auf der Nordhalbkugel stärker ausgeprägt sind als auf der Südhalbkugel. Dabei wird einige Tage lang der polare Westwindwirbel abgeschwächt oder sogar umgedreht, begleitet von einem Temperaturanstieg in der Stratosphäre von bis zu 50K. Diese stratosphärischen Erwärmungen geschehen abrupt und erzeugen Temperaturanomalien von über 10 bis hin zu 20 Kelvin, wobei in der Literatur zwischen stärkeren und schwächeren Ereignissen differenziert wird (Andrews et al. 1987, Limpasuvan et al. 2004).

Beim Erstellen eines Temperaturdatensatzes aus von Satelliten gemessenen Radi-

anzen kann es passieren, dass diese extremen aber tatsächlich existenten Phänomene als Ausreißer und daher als Fehlwerte betrachtet werden. Dies kann zum Beispiel der bis 2003 gültigen Version 1.3 des RSS-Satellitendatensatzes gezeigt werden, in dem die Differenz zum UAH-Satellitendatensatz gebildet und geplottet wird. Abbildung 5.17 zeigt die Differenz des RSS TLS-Datensatzes der Version 1.3 zum UAH TLS-Datensatz als dunkelblaue Kurve für eine russische Station, die auf 40° Ost und 65° Nord liegt und an der in den Jahren 1989 eine große und 1991 eine schwächere SSW beobachtet wurden. Zusätzlich sind die mit RAOBCORE homogenisierten Radiosondentemperaturanomalien für die MSU-äquivalente Mittelschichttemperatur als rote, gestrichelte Kurve geplottet. Man erkennt deutlich, dass mit dem Auftreten einer SSW (positive Temperaturanomalie in den Radiosondendaten) die Differenz der beiden Satellitendatensätze größer wird. Daraus lässt sich allerdings noch nicht auf den Satellitendatensatz schließen, der das Phänomen gut wiedergibt, dazu müssen erst die einzelnen Zeitreihen betrachtet werden. Der dunkelrote Kreis bedeutet eine Differenz von über 10 Kelvin während der rote nur eine Differenz von über fünf Kelvin angibt. Gelbe Kreise zeigen Differenzen zwischen drei und fünf Kelvin an. Man erkennt deutlich, dass die größten Differenzen bei den stärksten Erwärmungen auftreten. Als weiterer Vergleich ist auch die Differenz zwischen dem Background und den UAH-Daten geplottet (dünne blaue Linie). Man erkennt, dass diese kaum eine Abweichung beim Auftreten einer SSW zeigt.

Abbildung 5.18 zeigt die einzelnen Zeitreihen für dieselbe Radiosondenstation im Detail für die Jahre 1988 bis 1990, um die beobachtete Differenz während des Ereignisses 1989 einem Datensatz zuordnen zu können. Man erkennt deutlich die starken positiven Temperaturanomalien der Radiosondenzeitreihe, die auch der UAH-Satellitendatensatz wiedergibt, während die Zeitreihe des RSS-Datensatzes zwar auch positive Anomalien zeigt, allerdings nicht so extrem ausschlägt wie die anderen beiden Datensätze. Das zweite Bild zeigt, dass dieses extreme Ereignis sehr gut auch im ERA-40 Background gesehen werden kann.

Dieses Phänomen wurde also in der Version 1.3 des RSS-Datensatzes nicht so ausgeprägt erkannt, weil zu große positive Temperaturanomalien als Fehlwerte interpretiert wurden und daher nicht in den endgültigen Datensatz eingeflossen sind. In der neuen RSS TLS-Version 2.1 ist dieses Problem erkannt worden und große Abweichungen, die aber zu tatsächlichen Phänomenen gehören, werden in den Zeitreihen berücksichtigt.

Abbildung 5.19 entspricht Abbildung 5.17, nur wurde diesmal die aktuelle Version 2.1 des RSS-Datensatzes verwendet. Die dunkelblaue Kurve zeigt die Zeitreihe der Differenz der beiden Satellitendatensätze im Vergleich zur homogenisierten Radiosondenzeitreihe (rote, gestrichelte Kurve). Man erkennt, dass keine Differenzen zu den Satellitendaten über 5 Kelvin mehr vorhanden sind und das insbesondere bei der starken SSW 1989 die Differenz kleiner als drei Kelvin ist.

Legt man Trendberechnungen nur kurze Zeitperioden zugrunde, insbesondere wenn

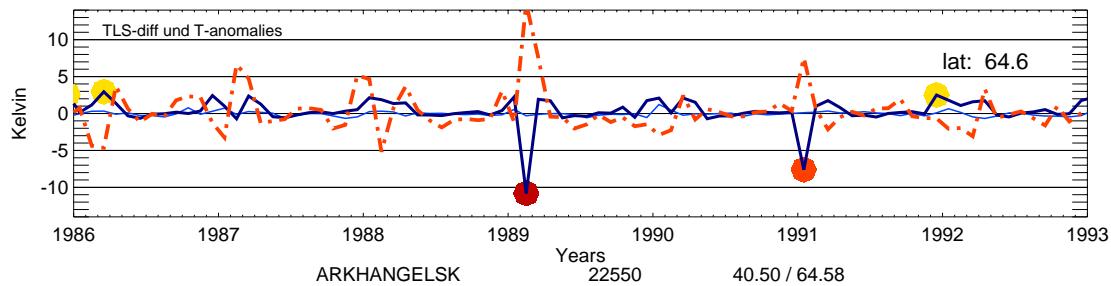


Abbildung 5.17: Das Bild zeigt die Zeitreihe der Differenz der beiden Satellitendatensätze (blaue dicke Linie) im Vergleich zu den homogenisierte Radiosondendaten (rote gestrichelte Linie) für die Station Arkhangelsk in Russland (40E/65N WMO-Nr. 22550). Als blaue dünne Linie ist die Differenz von UAH zum Background geplottet.

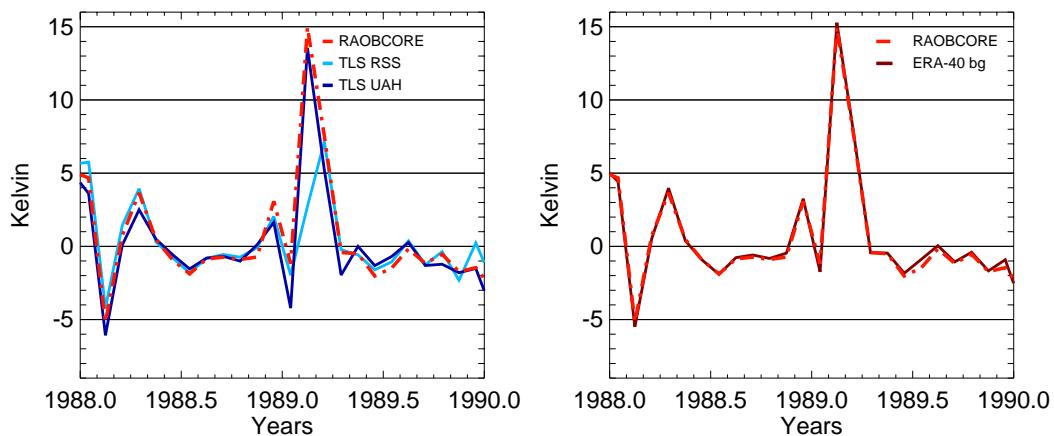


Abbildung 5.18: Einzelne Zeitreihen während eines SSW-Ereignisses. Das linke Bild zeigt die Zeitreihen der beiden Satellitendatensätze im Vergleich zu den homogenisierten Radiosondendaten, das rechte Bild den Vergleich zwischen Radiosonde und dem Background für die Station Arkhangelsk (40E/65N WMO-Nr. 22550).

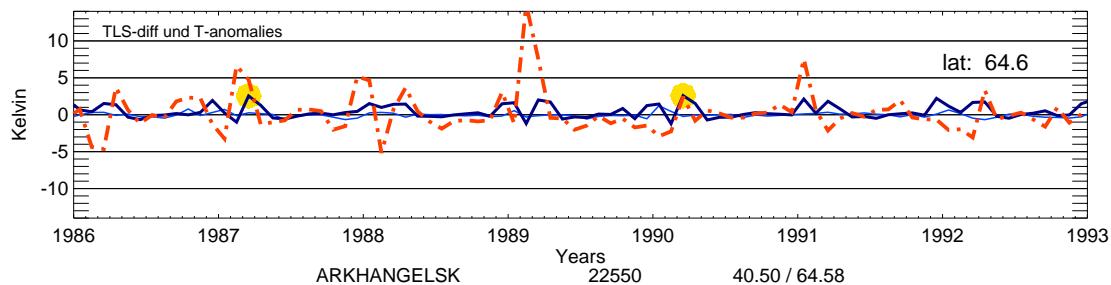


Abbildung 5.19: Differenz der beiden Satellitendatensätze und die Zeitreihe des homogenisierten Radiosondendatensatzes für die Station Arkhangelsk (40E/65N WMO-Nr. 22550) - siehe Abb. 5.17.

diese am Beginn oder Ende ein SSW-Ereignis enthalten, kann das vor allem in der Nähe des Nordpols zu erstaunlichen (aber für eine Klimaperiode (30 Jahre) nicht repräsentativen) Trends führen.

### 5.2.2 Probleme bei der Betrachtung von zu kurzen Zeitintervallen

Auf die Probleme bei der Bildung von Trends von kurzen Zeitreihen stößt man, wenn man die Trends der tiefen Stratosphäre der letzten acht Jahre (1997-2004) betrachtet. Auffällig ist, dass der globale mittlere Trend über diesen Zeitraum positiv ist, obwohl man in der Stratosphäre eine Abkühlung erwarten würde. Betrachtet man diesen Zeitraum genauer, indem man einen Augenmerk auf die zonalen mittleren Trends legt, so erkennt man, woher der positive Trend kommt. Abbildung 5.20 zeigt die zonalen mittleren Trends für den diskutierten Zeitraum in der tiefen Stratosphäre. Alle Datensätze im oberen Bild zeigen über weite Bereiche (in den mittleren Breiten und den Tropen) die erwartete Abkühlung, während zu den Polen hin eine auffällige Erwärmung bemerkbar ist. Diese ist auch der Grund für den globalen positiven Trend der TLS von 1997-2004. Das untere Bild in Abbildung 5.20 zeigt die Verteilung der verwendeten Radiosondenstationen. Zur Berechnung dieser Trends wurden auf Grund des kurzen Zeitraums nur solche Stationen verwendet, die über die betrachteten acht Jahre eine lückenlose Zeitreihe vorweisen konnten.

Bei der Betrachtung des zonalen Mittels erkennt man, dass der festgestellte globale positive Trend durch zwei Aspekte verursacht wird:

- Einerseits erkennt man über den Tropen und den mittleren Breiten einen negativen Trend um die  $-0.5 \text{ K}/10\text{a}$  in allen verwendeten Datensätzen. Dieser Trend entspricht der auch über längere Zeiträume hinweg beobachteten stratosphärischen Abkühlung.
- Andererseits sind zu den Polen hin stark ausgeprägte positive Trends zu erkennen (bis zu  $> 3\text{K}/10\text{a}$ ). Diese Trends dürften von unausgewogen verteilten Sudden Stratospheric Warmings (siehe Kapitel 5.2.1) in den betrachteten acht Jahren verursacht sein, wie in Folge gezeigt wird.

Da Sudden Stratospheric Warmings ein unregelmäßiges stratosphärisches Phänomen mit sehr unterschiedlicher Amplitude darstellen, können durch eine ungünstige Auswahl eines kurzen Zeitraums für Trendbetrachtungen ungewöhnlich große Trends entstehen. Das soll gezeigt werden, indem in der Folge nicht der gesamte Zeitraum 1997-2004 sondern jeweils gesondert die SSW-Saison auf der Nordhemisphäre (Nordwinter von November bis April) und die SSW-Saison auf der Südhemisphäre (Südwinter von Mai bis Oktober) betrachtet werden. Dabei sollte im zonalen Mittel das Signal des positiven Trends jeweils nur an dem Pol zu finden sein, dessen SSW Saison gerade betrachtet wird.

Abbildung 5.21 zeigt den zonalen mittleren Trend für die Monate November bis April von 1997-2004. Diese Monate wurden ausgewählt, da sie die Monate sind, in denen

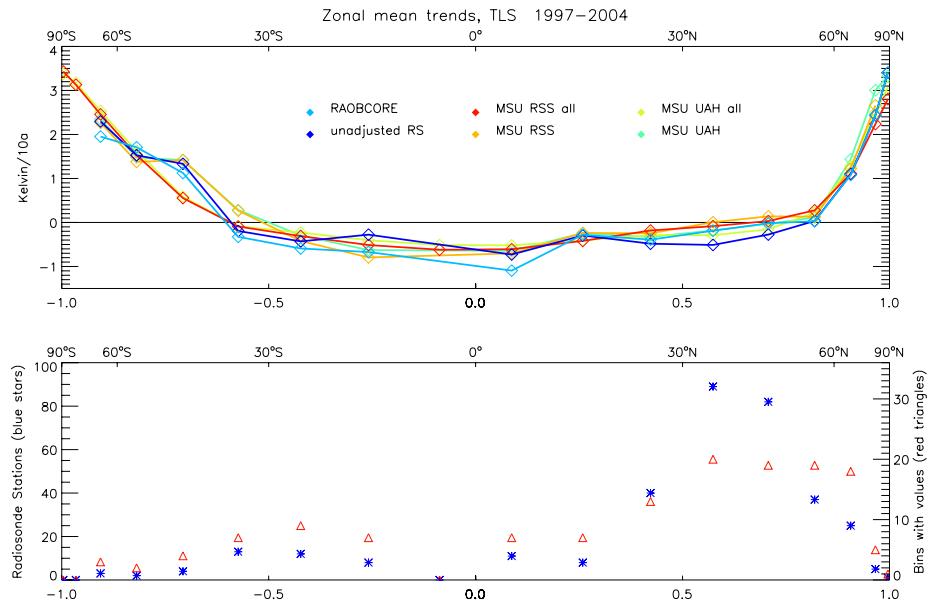


Abbildung 5.20: Zonale mittlere Trends der tiefen Stratosphäre für den Zeitraum von 1997-2004. Man erkennt in allen Datensätzen eine deutliche Erwärmung an den Polen, während die Trends in den mittleren Breiten und den Tropen negativ sind. Das untere Bild zeigt zu den geplotteten Kurven die Verteilung der verwendeten Radiosondenstationen an.

SSW-Ereignisse auf der Nordhalbkugel (um den Nordpol) beobachtet werden. Im oberen Bild der Abbildung erkennt man die zonalen mittleren Trends der unterschiedlichen Datensätze. Die Datensätze zeigen ein sehr ähnliches Bild, was mitunter Grund der Skalierung der Achse ist. Während im vorigen Bild die zonalen mittleren Trends noch ein Maximum bei 3.2 K/10a hatten, reichen die positiven Trends in Polnähe bis zu 7 K/10a. Man erkennt also deutlich, dass das Signal über dem Nordpol in den Wintermonaten entsteht. Über der Südhalbkugel erkennt man in Abbildung 5.21 keine sehr ausgeprägten Trends mehr.

Ähnliche Ergebnisse erhält man, wenn man das andere Halbjahr und den Südpol betrachtet. Dabei handelt es sich um die Monate Mai bis Oktober, den Südwinter. In diesen Monaten werden SSW-Ereignisse über dem Südpol erwartet, während über dem Nordpol keine Saison für dieses Phänomen ist.

Abbildung 5.22 zeigt das Ergebnis der zonalen mittleren Trends für den Südwinter. Betrachtet man zuerst die Nordhalbkugel, so stellt man fest, dass die vorher noch vorhandenen Trends von 7 K/10a nicht mehr existent sind. Alle Datensätze zeigen für die Nordhalbkugel zwischen Mai und Oktober einen negativen Trend in der tiefen Stratosphäre. Auf der Südhalbkugel hingegen befindet sich nun das Trendmaximum mit über 4 K/10a. Die Trendmaxima sind nicht so extrem wie auf der Nordhalbkugel, da auch die beobachteten SSWs im Süden nicht so stark sind wie jene um den Nordpol.

Man kann also feststellen, dass die in Abbildung 5.20 gezeigten positiven Trends

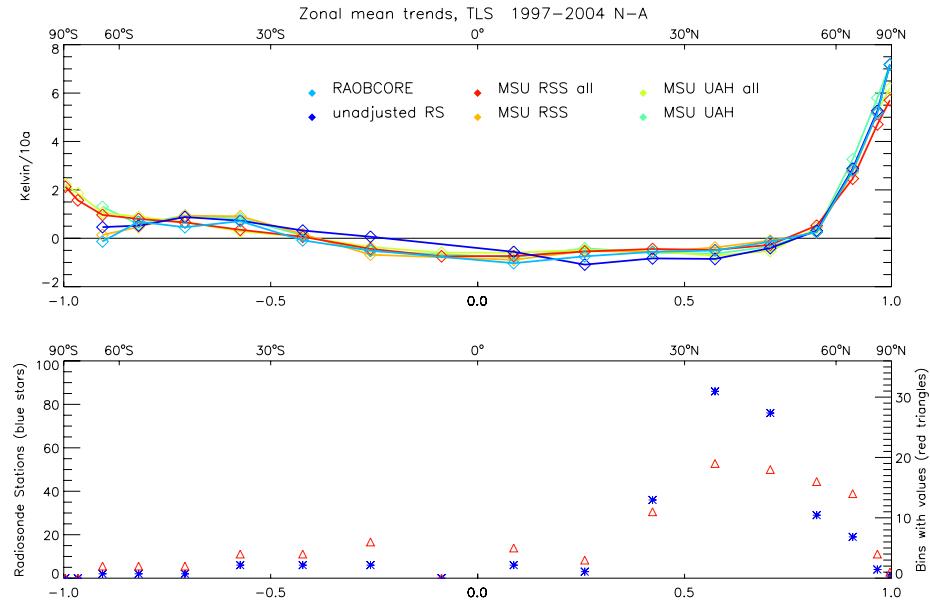


Abbildung 5.21: Zonale mittlere Trends der tiefen Stratosphäre für den Zeitraum von 1997-2004 und die Monate November bis April (SSW-Saison auf der Nordhemisphäre). Das untere Bild zeigt zu den geplotteten Kurven die Verteilung der verwendeten Radiosondenstationen an.

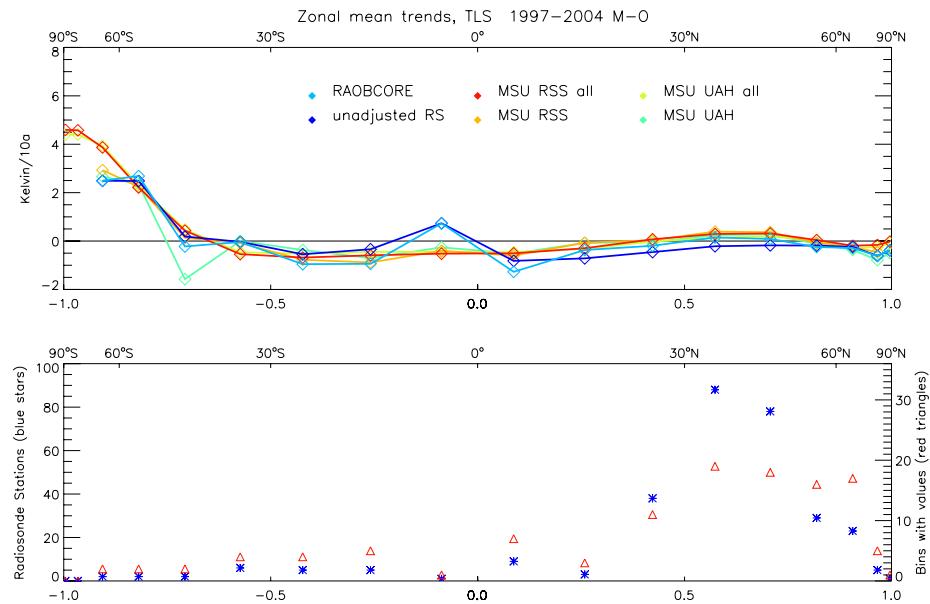


Abbildung 5.22: Zonale mittlere Trends der tiefen Stratosphäre für den Zeitraum von 1997-2004 für den Zeitraum Mai bis Oktober (SSW-Saison auf der Südhemisphäre). Das untere Bild zeigt zu den geplotteten Kurven die Verteilung der verwendeten Radiosondenstationen an.

an den Polen jeweils ein Phänomen des jeweiligen Winterhalbjahres sind und daher wahrscheinlich auf die unregelmäßige Verteilung von SSWs im betrachteten Zeitintervall zurückzuführen sind.

Um solche extremen Trends aus den Zeitreihen zu filtern, sollte bei Trendbetrachtungen ein möglichst langes Zeitintervall gewählt werden, da dann Unregelmäßigkeiten in atmosphärischen Phänomenen den Trend nicht so stark beeinflussen wie in kurzen Zeitintervallen.

Die global gesehenen positiven Trends in der tiefen Stratosphäre im Zeitraum 1997-2004 sind also nicht auf generelle Erwärmung der Stratosphäre, sondern auf eine starke Erwärmung der Polgebiete in den jeweiligen Wintermonaten zurückzuführen.

# Kapitel 6

## TMT - Temperature Middle Troposphere

Der zweite untersuchte Satellitenkanal repräsentiert die mittlere Troposphäre. Dieser Kanal entspricht dem früheren MSU2 und ergibt eine Schichtmitteltemperatur zwischen 850 und 300 hPa. Die Messung dieser Schicht ist nicht mehr vollständig unabhängig vom Boden-temperaturfeld. Die Abhängigkeit vom Boden entsteht, da der Satellit die Radianz am Rand eines atmosphärischen Fensters misst und daher auch die Emission und Reflexion des Bodens in der gemessenen Radianz enthalten sind. Die Bodentemperatur geht in diesem Kanal mit durchschnittlich 10% in die Messung ein, abhängig von der Oberflächenbeschaffenheit. Wobei die Reflexion der solaren Strahlung im Mikrowellenbereich rein von der Albedo und nicht von der Temperatur der Oberfläche abhängt. Abhängig von der Temperatur hingegen ist die Emission der Erdoberfläche. Während der Einfluss des Bodens über dem Ozean sehr gering ist, ist der über Land größer und am ausgeprägtesten ist der Einfluss der Bodentemperatur in der TMT über Eis (Antarktis, Grönland, Himalaya).

Der unterschiedliche Bodeneinfluss zeigt sich, wenn man die verschiedenen Gewichtsfunktionen betrachtet, die verwendet werden, um aus den Radiosondendaten eine MSU-äquivalente Schichtmitteltemperatur zu berechnen. In Abbildung 6.1 sieht man jeweils ein typisches Profil der Gewichtsfunktion über Wasser (linkes Bild), Land (mittleres Bild) und über Eis (rechtes Bild). Man erkennt deutlich den größer werdenden Einfluss der Bodentemperatur mit der Bodenbeschaffenheit.

Neben dem Bodeneinfluss enthält diese Schichtmitteltemperatur auch noch Information aus der tiefen Stratosphäre. Dieser Anteil ist sehr gering, muss aber beim Erstellen einer MSU-äquivalenten Schichtmitteltemperatur aus Radiosondendaten berücksichtigt werden.

Schon bei früheren Vergleichen zeigten sich interessante Ergebnisse für diese Schicht (siehe Kapitel 2.2.3). Während aus Satellitendatensätzen eine geringfügige Erwärmung der mittleren Troposphäre erkannt werden konnte, zeigten unterschiedliche Radiosondenda-

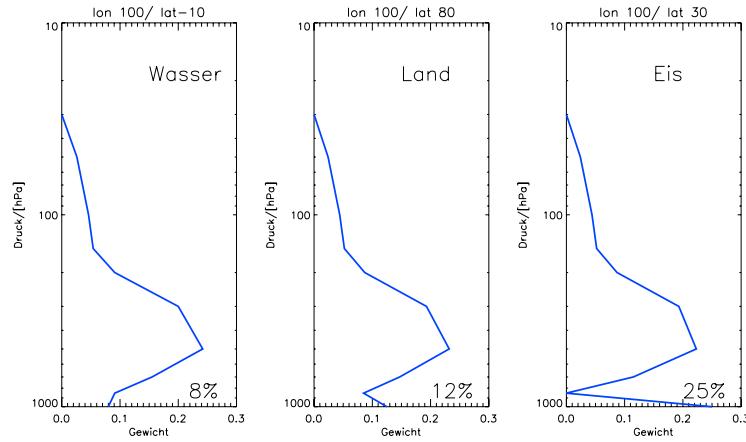


Abbildung 6.1: Gewichtsfunktionen zur Berechnung einer MSU-äquivalenten Temperatur. Links über Meer, in der Mitte über Land und rechts über Eis. Die prozentuelle Gewichtung des Bodens ist in den Bildern angegeben. Im Titel erkennt man die verwendeten Gitterpunkte.

tensätze einen leicht negativen Trend für diese Atmosphärenschicht.

Zur genaueren Untersuchung der Daten und des Bodentemperatureinflusses in der Schichtmitteltemperatur wurden die Radiosondendaten jeweils mit den beiden Bodendatensätzen kombiniert, um die Ergebnisse vergleichen und den Bodeneinfluss evaluieren zu können.

## 6.1 Trends

Nachdem MSU-äquivalente Schichtmitteltemperaturen aus den Radiosondendaten gebildet wurden, wurden wieder Trends, wie für die TLS (siehe Kapitel 5.1) berechnet. Als globale Karten werden hier nur ausgewählte Datensätze gezeigt, die Trends der übrigen Datensätze werden anschließend bei den zonalen mittleren Trends betrachtet.

Als erstes sollen der homogenisierte und der unhomogenisierte Radiosondendatensatz betrachtet werden, wobei das gezeigte Ergebnis mit der EZMW-Analyse als Bodentemperaturdatensatz berechnet wurde. Abbildung 6.2 zeigt die unkorrigierten Radiosondendaten. Betrachtet man Nordamerika und Europa, so erkennt man einige Inhomogenitäten auf einer kleinen räumlichen Skala. Man erkennt in Abbildung 6.3, dass durch die Korrektur von RAOBCORE diese Inhomogenitäten reduziert wurden.

Vergleicht man die Trends der Radiosondendatensätze mit dem des RSS-Satellitendatensatzes in Abbildung 6.4, erkennt man deutlich einen Unterschied. Während die Radiosonden kaum einen Trend bis hin zu einem schwach negativen Trend zeigen, erkennt man im Mittel einen deutlich positiven Trend im Satellitendatensatz.

Betrachtet man im Vergleich dazu den Trend des UAH-Satellitendatensatz in Abbil-

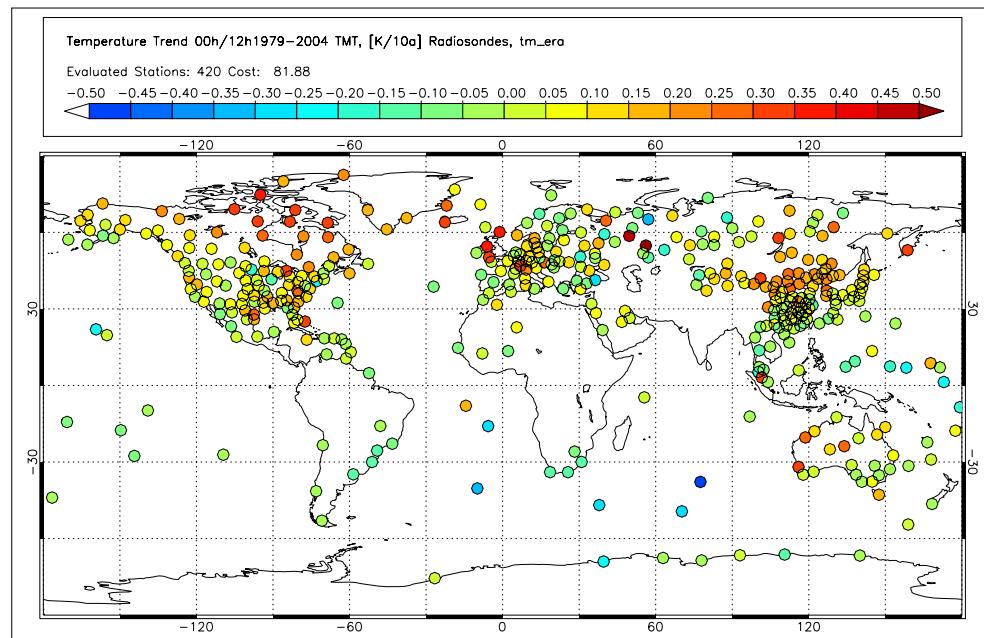


Abbildung 6.2: Trends der unhomogenisierten Radiosondentemperaturen im Zeitraum 1979-2004 für die TMT. Jeder Kreis symbolisiert eine Messstation und die Trends sind angegeben in Kelvin pro 10 Jahre.

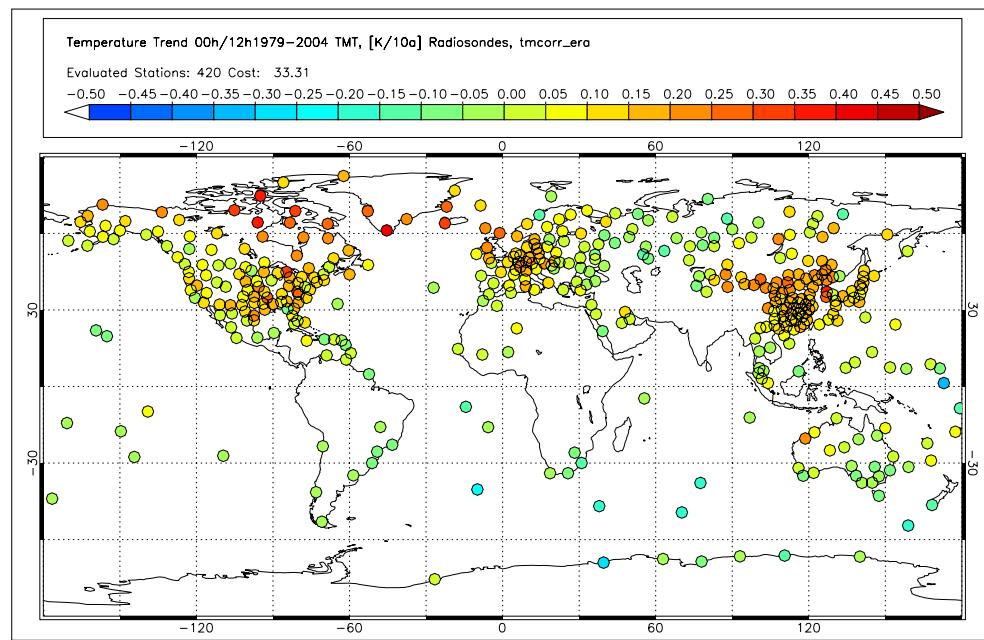


Abbildung 6.3: Trends der mit RAOBCORE homogenisierten Radiosondentemperaturen im Zeitraum 1979-2004 für die TMT. Jeder Kreis symbolisiert eine Messstation und die Trends sind angegeben in Kelvin pro 10 Jahre.

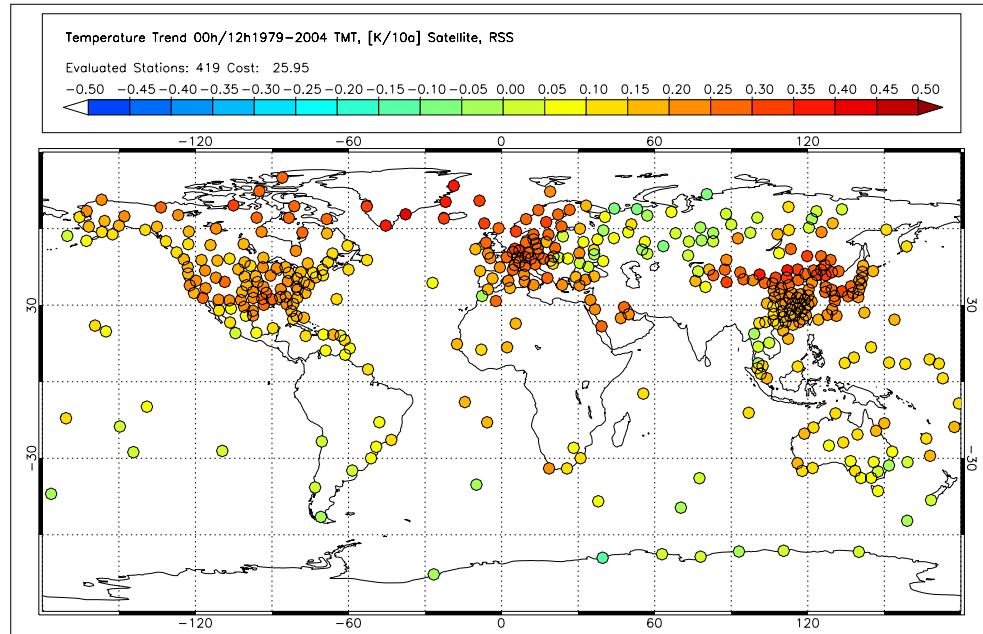


Abbildung 6.4: Trends RSS-Satellitendaten in der TMT über den Zeitraum 1979-2004. Jeder Kreis symbolisiert eine Messstation und die Trends sind angegeben in Kelvin pro 10 Jahre.

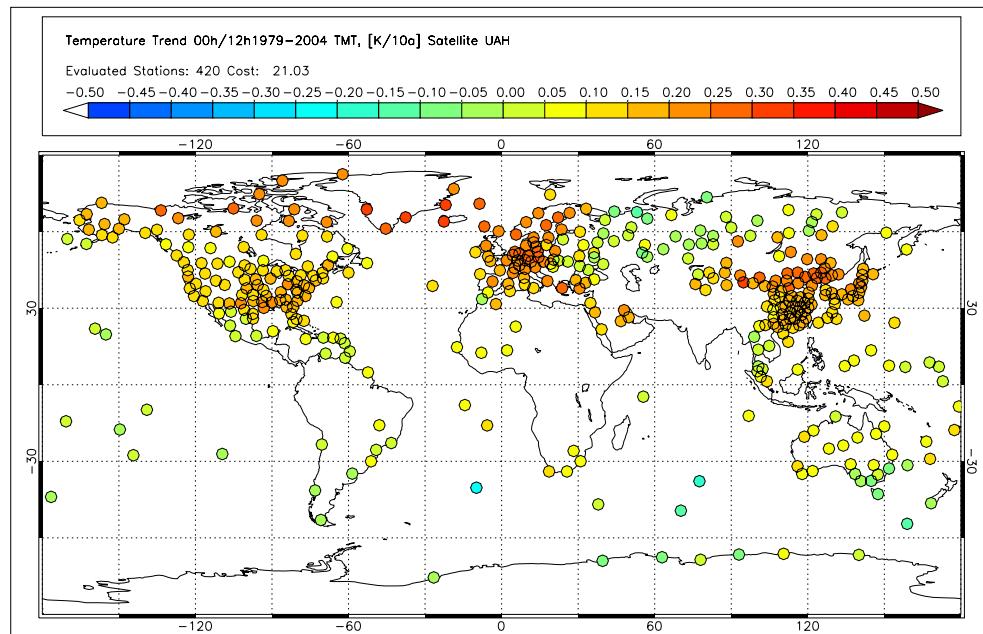


Abbildung 6.5: Trends UAH-Satellitendaten in der TMT über den Zeitraum 1979-2004. Jeder Kreis symbolisiert eine Messstation und die Trends sind angegeben in Kelvin pro 10 Jahre.

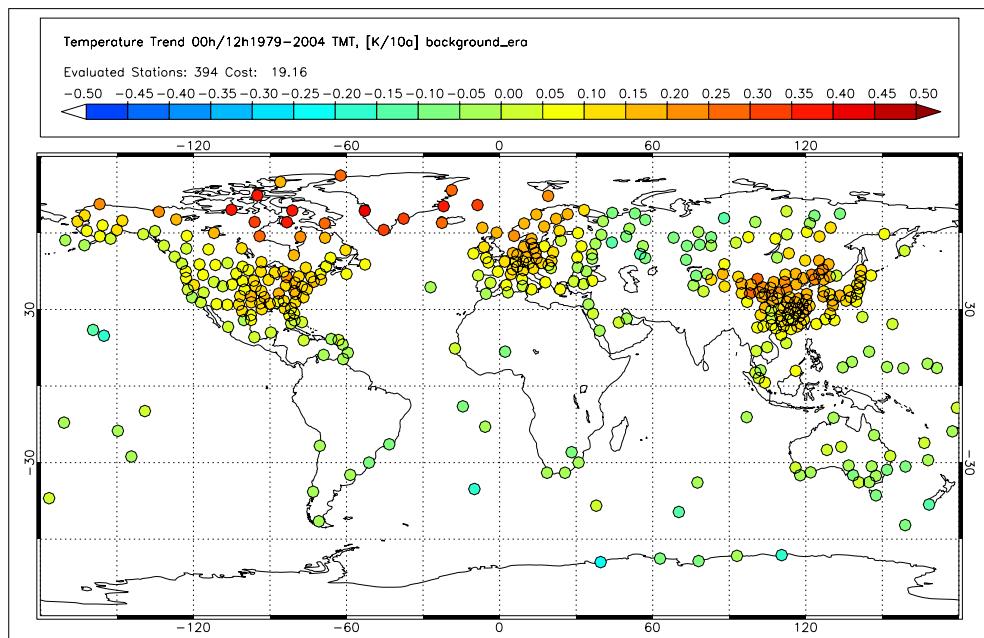


Abbildung 6.6: Trends des Backgroundfeldes im Zeitraum 1979-2004 für die TMT. Jeder Kreis symbolisiert eine Messstation und die Trends sind angegeben in Kelvin pro 10 Jahre.

dung 6.5 für denselben Zeitraum, so kann man bei gleicher Skalierung Unterschiede im Trend erkennen. Während auf der Nordhalbkugel die Trends neben geringfügigen Abweichungen den RSS-Trends sehr ähnlich sind, ist die Differenz der beiden Trendbilder auf der Südhalbkugel deutlich größer. Es scheint, als ob der UAH-Datensatz auf der Südhalbkugel einen negativen Trend in der TMT zeigt, während im Vergleich dazu die RSS-Daten einen positiven Trend zeigen. Die Differenz der beiden Satellitendatensätze wird in Kapitel 6.2 noch genauer behandelt werden.

Vor allem in den Satellitendatensätzen erkennt man schwächere Trends über Russland gegenüber Nordamerika und Europa. Diese geringeren Trends sind auch in den Radiosondendatensätzen erkennbar und werden auch vom Background (siehe Abbildung 6.6) wiedergegeben.

Man erkennt also beim Betrachten ausgewählter Datensätze, dass die Unterschiede in den Trends der mittleren Troposphäre zwischen leicht negativen und leicht positiven Trends schwanken. Weitere Trendbetrachtungen dieser Atmosphärenschicht und Vergleiche mit anderen Datensätzen werden im folgenden Kapitel als zonale mittlere Trends gezeigt.

### 6.1.1 Zonale mittlere Trends

In diesem Kapitel werden zonale mittlere Trends betrachtet, die wie schon für die TLS, mit Hilfe von  $10^\circ$  mal  $10^\circ$  Boxen berechnet wurden (siehe Kapitel 5.1.1). Dabei werden aus

den Radiosondendaten die MSU-äquivalenten Mittelschichttemperaturen jeweils mit den beiden zur Verfügung stehenden Bodentemperaturdatensätzen gebildet. Neben der Evaluierung der bisher betrachteten Radiosondendaten (unkorrigierte Radiosondendaten und der RAOBCORE-Datensatz) soll als dritter Radiosondendatensatz nun auch der HadAT-Datensatz (in der Version HadAT2) vom Hadley Centre gewichtet und mit den anderen Datensätzen verglichen werden. Dieser Datensatz wurde bei der Betrachtung der TLS noch nicht in den Vergleich miteinbezogen, da in diesem Kapitel das Werkzeug an wenigen überschaulichen Datensätzen gezeigt werden sollte. Die Trends dieses Datensatzes für die TLS sind in Kapitel 8.1.1 angegeben.

In Abbildung 6.7 sind die zonalen mittleren Trends für den Zeitraum von 1979 bis 2004 geplottet. Dabei wurde als Bodentemperaturfeld die EZMW-Analyse verwendet. Wie schon in der TLS stellen die rote und orange Kurve den RSS-Satellitendatensatz und die grüne und gelbe Kurve den UAH-Satellitendatensatz dar. Die blauen Kurven sind die beiden bekannten Radiosondendatensätze (dunkelblau: unhomogenisiert, hellblau: RAOBCORE), während die braune Kurve den HadAT-Datensatz zeigt. Diese Kurve ist nur auf der Nordhalbkugel durchgezogen eingezeichnet, da dieser Datensatz nicht über die Stationsdichte von RAOBCORE verfügt und noch dazu einige Stationen zu viele Fehlwerte enthielten, um durch die Qualitätskontrolle zu kommen. Sobald zumindest zwei  $10^\circ$  mal  $10^\circ$  Boxen in einer Zone auf der Südhalbkugel mit Daten vorhanden waren, wurde eine braune Raute gezeichnet. Die Verteilung der Radiosondenstationen ist außerdem im unteren Bild der Abbildung gezeigt, wobei die blauen Symbole die absolute und relative Stationsverteilung des RAOBCORE-Datensatzes und die roten Symbole die Verteilung des HadAT-Datensatzes angeben. Die Sterne zeigen die absolute Anzahl von Radiosondenstationen in einer Zone, während die Dreiecke angeben, wie viele der  $36\ 10^\circ$  mal  $10^\circ$  Boxen mit zumindest einer Station besetzt waren. Man erkennt dabei gut die höhere Stationsdichte von RAOBCORE. Die grüne und orange Kurve der Satellitendaten beziehen sich dabei auf das Sample der RAOBCORE-Radiosondenstationen.

Betrachtet man die zonalen mittleren Trends, so fällt als erstes auf, dass das Muster im Vergleich zur TLS um den Äquator nicht symmetrisch ist. In allen Datensätzen sind die Trends auf der Südhalbkugel deutlich negativer als auf der Nordhalbkugel. Den größten Trend zeigt der RSS-Datensatz, der auch über weite Teile der Südhalbkugel einen positiven Trend zeigt. Vergleicht man ihn mit dem UAH-Datensatz, so erkennt man eine deutliche Differenz zwischen den beiden Satellitendatensätzen auf der Südhalbkugel, die geringer wird, je weiter man nach Norden kommt. Auf diese Differenz wird noch gesondert in Kapitel 6.2 eingegangen.

Die beiden blauen Kurven zeigen einen negativen Trend auf der Südhalbkugel und in den Tropen und nähern sich im Norden den Satellitendaten an, während der HadAT-Datensatz in den Tropen den negativsten Trend zeigt und zum Nordpol hin stark positiv ist.

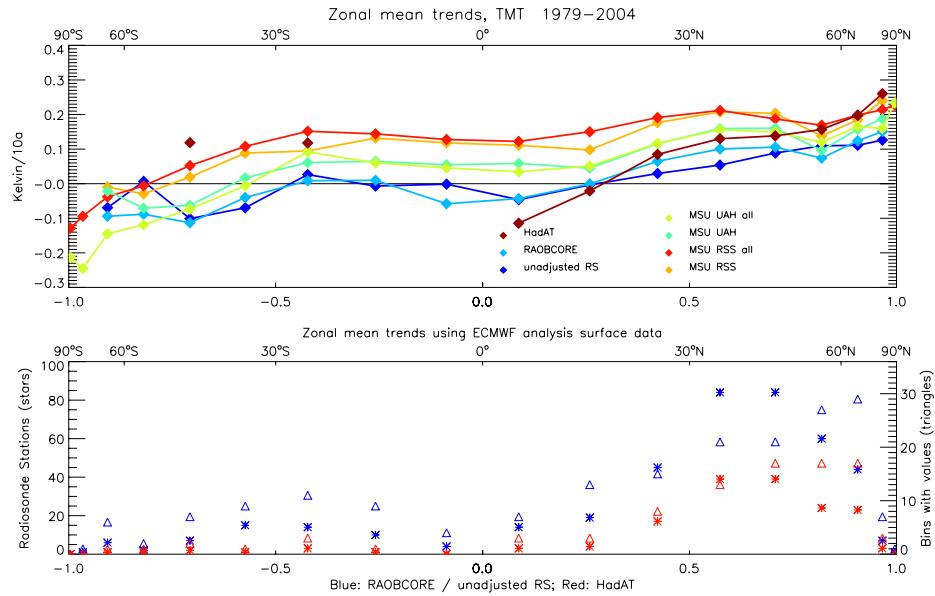


Abbildung 6.7: Zonale mittlere Trends der TMT für den Zeitraum 1979-2004. Das obere Bild zeigt die Trends, wobei die Radiosondendatensätze EZMW-Analysen als Bodeninformation hatten. Das untere Bild zeigt die Verteilung der Radiosondenstationen.

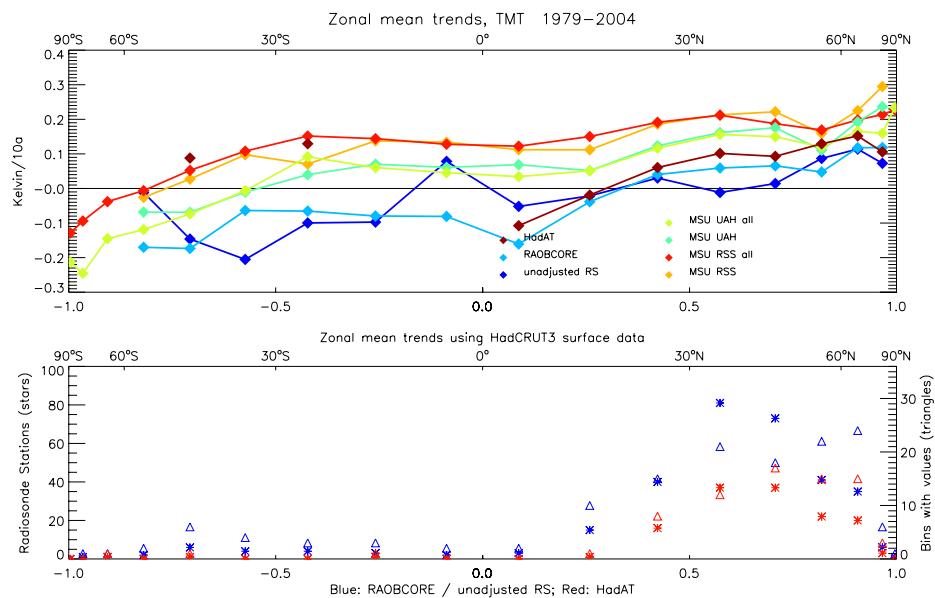


Abbildung 6.8: Zonale mittlere Trends der TMT für den Zeitraum 1979-2004. Das obere Bild zeigt die Trends, wobei die Radiosondendatensätze den HAdCRUT3-Datensatz als Bodeninformation hatten. Das untere Bild zeigt die Verteilung der Radiosondenstationen.

Um die Auswirkung des Bodendatensatzes zu betrachten, wurde dasselbe Bild auch für die Kombination der Radiosondendaten mit dem HadCRUT3-Bodentemperaturdatensatz erstellt. In Abbildung 6.8 sieht man die zonalen mittleren Trends für den Zeitraum 1979 bis 2004 berechnet mit der Bodeninformation des HadCRUT3-Datensatzes. Vergleicht man zuerst die beiden unteren Bilder der Abbildungen 6.7 und 6.8, so erkennt man, dass durch Fehlwerte im Bodendatensatz die verwendete Stationsanzahl auf der Südhalbkugel und in den Tropen in allen Radiosondendatensätzen stark gesunken ist. Auch auf der Nordhalbkugel zeigt sich eine geringere Stationsdichte, die aber nicht so ausschlaggebend ist, da nach wie vor genügend Information vorhanden ist.

Betrachtet man das obere Bild mit den zonalen mittleren Trends, so erkennt man große Schwankungen auf der Südhalbkugel und in den Tropen, bedingt durch die geringe Stationsanzahl. Aus diesem Grund soll nun beim Vergleich des Einflusses des Bodentemperaturfeldes besonders die Nordhalbkugel betrachtet werden. Auf dieser erkennt man einen deutlichen Unterschied der Radiosondendatensätze im Vergleich zu den Satellitendatensätzen (die ja in beiden Bilder dieselben Kurven zeigen). Während sich bei der Verwendung der EZMW-Analysen im Norden die Kurven der unhomogenisierten Radiosondendaten und des RAOCORE-Datensatzes deutlich an die Satellitendaten angelehnt haben, zeigen sie, wenn sie mit den HadCRUT3-Boden Daten gebildet werden, im Norden einen schwächeren Trend. Auch die HadAT-Kurve bleibt bei Verwendung von HadCRUT3-Bodeninformation im Norden deutlich unter den Satellittentrends. Die EZMW-Bodenanalyse dürfte also auf der Nordhalbkugel einen ausgeprägteren positiven Trend haben als der HadCRUT3-Bodentemperaturdatensatz.

Betrachtet man die zonalen mittleren Trends für den kürzeren Zeitraum von 1989 bis 2004 in Abbildung 6.9 und 6.10 (einmal mit EZMW-Analysen, einmal mit HadCRUT3-Bodeninformation), so erkennt man, dass die Satellitendatensätze in diesem Intervall keinen so großen Unterschied wie über den langen Zeitraum zeigen. Man erkennt eine deutliche Erwärmung am Nordpol und einen generell positiven Temperaturtrend in den anderen Zonen, der zum Südpol hin zurück geht, jedoch in den Satellitendaten nie signifikant negativ wird. Betrachtet man die Radiosondendatensätze so fällt zunächst wieder auf, dass das Sample mit den EZMW-Analysen als Bodeninformation vor allem auf der Südhalbkugel größer ist, als das, das mit den HadCRUT3-Boden temperaturen gebildet wurde.

Vergleicht man die Trends der Radiosondenzeitreihen, so erkennt man ähnliche Trends in den Tropen und Subtropen, die aber im Vergleich zu den Satellitendaten nicht schwach positiv sind, sondern um Null herum schwanken. Betrachtet man die südlichen Breiten, erkennt man in beiden Bildern Abkühlung, die allerdings nicht gleich stark ausgeprägt ist. Während der negative Trend, gebildet mit den Radiosondenzeitreihen und den EZMW-Analysen, nur schwach ist, ist der Trend gebildet mit den HadCRUT3-Daten deutlicher negativ. Auch in den nördlichen Breiten zeigen sich Unterschiede zwischen den beiden Bildern. Während die Radiosondendatensätze in Abbildung 6.9 eine

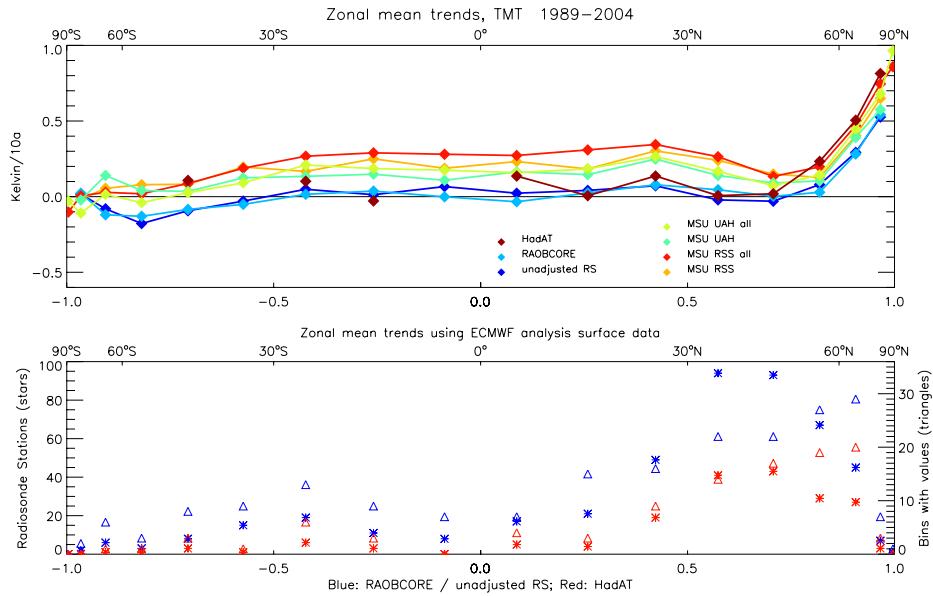


Abbildung 6.9: Zonale mittlere Trends der TMT für den Zeitraum 1989-2004. Das obere Bild zeigt die Trends, wobei die Radiosondendatensätze EZMW-Analysen als Bodeninformation hatten. Das untere Bild zeigt die Verteilung der Radiosondenstationen.

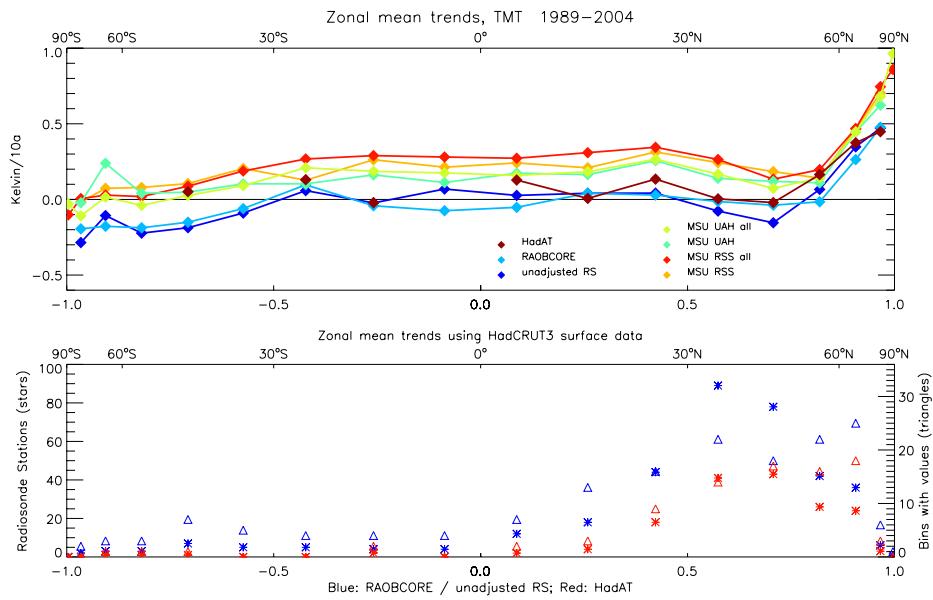


Abbildung 6.10: Zonale mittlere Trends der TMT für den Zeitraum 1989-2004. Das obere Bild zeigt die Trends, wobei die Radiosondendatensätze den HAdCRUT3-Datensatz als Bodeninformation hatten. Das untere Bild zeigt die Verteilung der Radiosondenstationen.

ähnliche Erwärmung wie die Satellitendaten zeigen, erkennt man in Abbildung 6.10 deutlich schwächere positive Temperaturtrends am Nordpol.

Auswirkungen des verwendeten Bodentemperaturdatensatzes können also schon in der TMT gesehen und beschrieben werden, obwohl diese die meiste Information aus Atmosphärenschichten um 500 hPa bekommt. Das kann dadurch erklärt werden, dass je näher eine Gewichtsfunktion dem Boden kommt, desto schwächer ist der Peak der Gewichtsfunktion ausgeprägt und desto mehr gehen nebeneinander liegende Schichten mit demselben Gewicht in die Berechnung der gemessenen Radianz ein.

## 6.2 Differenz der beiden Satellitendatensätze

Bereits beim Betrachten der zonal mittleren Trends der mittleren Troposphäre kann man im längeren Zeitintervall (1979-2004) eine Differenz in den beiden Satellitendatensätzen feststellen, die nicht, wie in der TLS, konstant ist, sondern zum Südpol hin zunimmt. Abbildung 6.11 zeigt die Differenz der beiden Satellitendatensätze über den Globus geplottet. Beim Betrachten erkennt man ein sehr deutliches zonales Signal in der Differenz der beiden Satellitendatensätzen für den Zeitraum 1979-2004. Plottet man dieselbe Differenz allerdings über den Zeitraum 1989-2004 (Abbildung 6.12) erkennt man kein zonales Signal mehr, sondern ausschließlich Differenzen, die mit Berechnungen der Temperatur über komplexem Terrain zu tun haben (wie zum Beispiel an Land/Meer Grenzen oder über Eis). Die Beobachtung, dass die systematische Differenz der Satellitendaten im kürzeren Zeitraum von 1989 bis 2004 nicht mehr vorhanden ist, konnte auch schon bei der Betrachtung der zonalen mittleren Trends gemacht werden. Daraus lässt sich schließen, dass der zonal verschobene, systematische Fehler schon vor 1989 geschehen sein muss.

Betrachtet man dazu Zeitreihen einzelner Stationen, die in den Bereichen der größten Differenzen der MSU-Satellitendatentrends liegen (Südaustralien, Chile, Karibik, Zentralafrika, ...) so kann man in den Zeitreihen mehrere Stellen lokalisieren, an denen die Satellitendatensätze auseinanderdriften. Allerdings können keine stufenhaften Sprünge beobachtet werden und ein SNHT der Differenzenzeitreihe liefert kein verwertbares Ergebnis. Betrachtet man die einzelnen Zeitreihen genauer, so kann man an jeder der untersuchten Stationen feststellen, dass während des Zeitraums, in dem die Daten vom Satelliten NOAA-9 gekommen sind (1985-1987), die Differenz der beiden Satellitendatensätze das Vorzeichen wechselt. Ein großer Teil des Problems kann also wahrscheinlich dem abweichenden Korrekturverfahren des NOAA-9 zugeschrieben werden (siehe Kapitel 6.2.2). Auch in der Literatur findet man Hinweise darauf, dass die Unterschiede in der Korrektur der NOAA-9 Radianzen für Unterschiede in den Satellitendatensätzen gesorgt hat (Mears et al. 2003, Christy et al. 1998, Trenberth and Smith 2006).

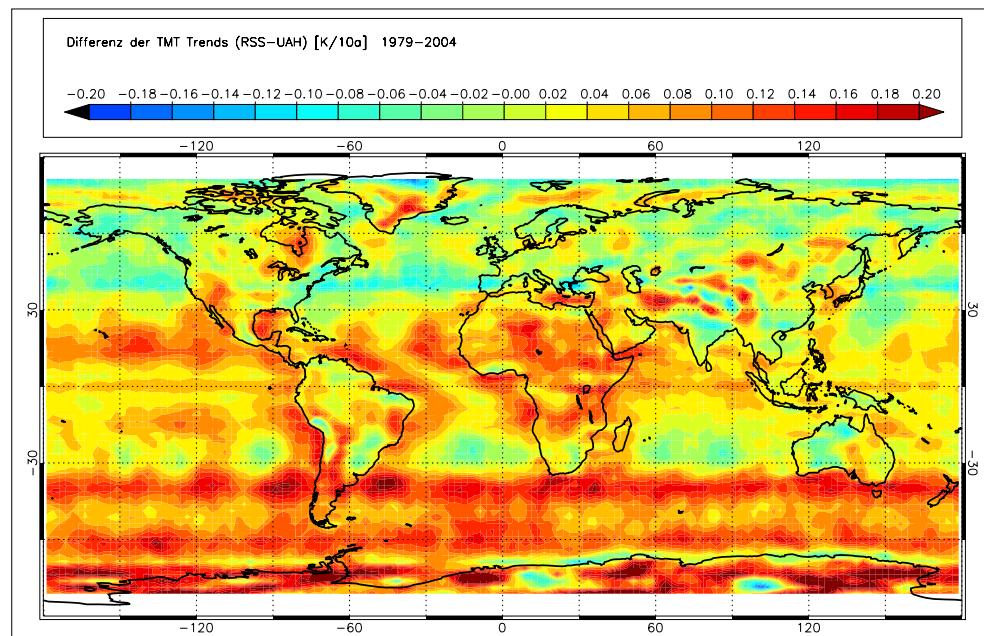


Abbildung 6.11: Differenz zwischen den Trends der beiden MSU-Satellitendatensätzen (RSS - UAH) für den Zeitraum 1979-2004

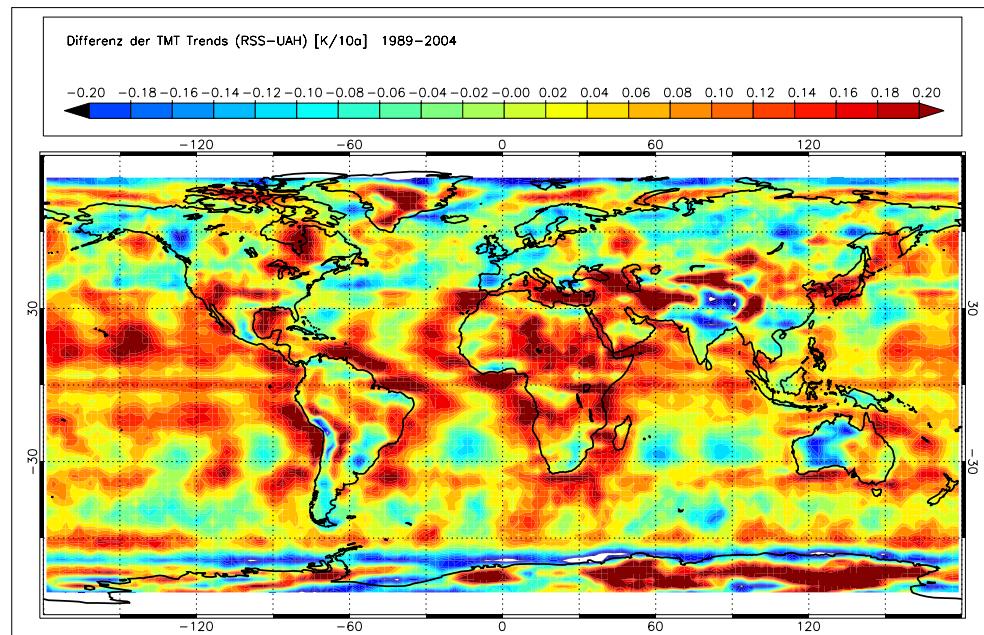


Abbildung 6.12: Differenz zwischen den Trends der beiden MSU-Satellitendatensätzen (RSS - UAH) für den Zeitraum 1989-2004

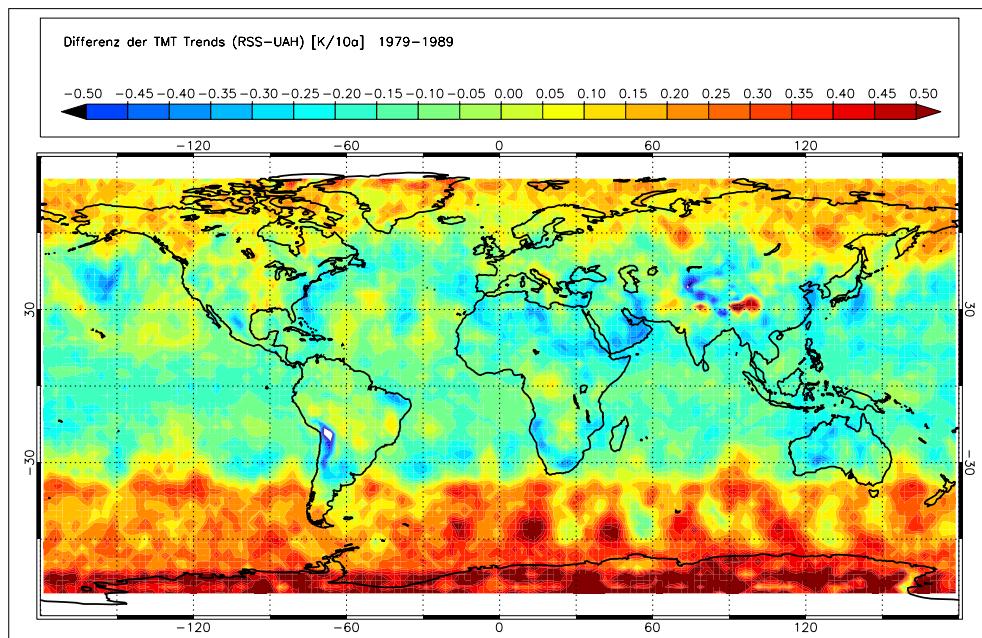


Abbildung 6.13: Differenz zwischen den Trends der beiden MSU-Satellitendatensätzen (RSS - UAH) für den Zeitraum 1979-1989

### 6.2.1 Unterschiede zwischen RSS und UAH

Vergleicht man die Entstehung der Satellitentemperaturdatensätze, so kann man einige Unterschiede zwischen dem von RSS und dem von UAH aufbereiteten Satellitendatensatz finden. Die beiden auffälligsten Unterschiede sind dabei der Umgang mit Korrekturen beim Satellitenwechsel und das Erstellen eines Tagesmittelwertes aus den erhaltenen Messungen. Diese beiden werden in Folge etwas genauer erklärt.

- Die einzelnen Satelliten messen zwar mit den gleichen Instrumenten, es kann allerdings passieren, dass beim Start eines neuen Satelliten aufgrund von Kalibrierungsfehlern oder aufgrund des Drifts des Vorgänger-Satelliten die Zeitreihen nicht zusammenpassen, sondern einen systematischen Fehler aufweisen. Einer der Unterschiede zwischen den beiden Satellitendatensätzen besteht in den unterschiedlichen Ansätzen zur Korrektur dieser systematischen Fehler. Während RSS ab einer Periode von fünf Tagen, an denen zwei Satelliten überlappend geflogen sind, die Daten zur Fehlerkorrektur verwendet, muss für den UAH-Datensatz ein längerer überlappender Zeitraum vorhanden sein (zumindest 60 Tage). Dadurch ergibt sich, dass manche Daten überlappender Satelliten nur in einem der beiden Datensätze für eine Driftkorrektur verwendet werden.
- Ein weiterer Unterschied besteht im Umgang mit den beiden täglichen Satellitenmessungen. Für gewöhnlich sind zumindest zwei Satelliten gleichzeitig im Orbit, einer

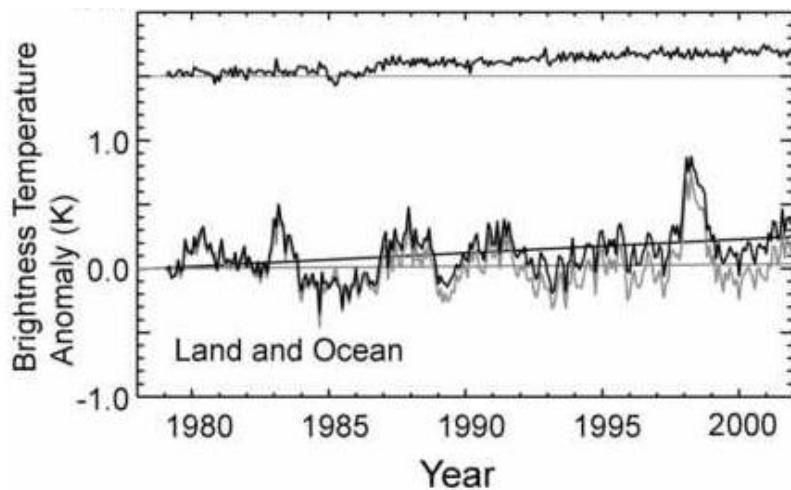


Abbildung 6.14: RSS und UAH Zeitreihe über Land und dem Meer. Schwarz: RSS, grau: UAH. Die obere Kurve zeigt die Differenz der beiden mit einem deutlichen Anstieg während der NOAA-9 Periode. Bild aus Mears et al. (2003).

der am Vormittag und einer der am Nachmittag (Lokalzeit) den Äquator überquert. Aus den beiden Tagesmessungen wird mit einer unterschiedlichen Methode auf eine Tagesmitteltemperatur geschlossen. Während RSS den Tagesgang der Radianzen aus einem Klimamodell berechnet und die dort beobachteten Unterschiede zur Korrektur benutzt, verwendet UAH die Differenz der an den äußersten Winkeln des Satelliten gemessenen MSU-Daten zur Berechnung des für die Korrektur benötigten Tagesganges.

### 6.2.2 Auswirkungen des NOAA-9

Wie schon gezeigt, stammt der Großteil des Unterschiedes zwischen dem RSS- und dem UAH-Satellitendatensatz aus der Zeit vor 1989 (siehe Abbildung 6.13). In der Literatur wird diese Differenz der Korrektur der Daten des NOAA-9 Satelliten zugeschrieben, der von 1985 bis 1987 gemessen hat. Abbildung 6.14 zeigt an den unteren Kurven die mittleren Temperaturanomalien der beiden Satellitendatensätze. Die schwarze Kurve zeigt die RSS-Daten, die graue die UAH-Daten. Man erkennt deutlich eine Differenz im Trend der beiden Zeitreihen. über den beiden Kurven ist ihre Differenz noch einmal explizit geplottet. Be trachtet man diese Kurve kann man einen deutlichen, stufenartigen Anstieg der Differenz zwischen den beiden Satellitendatensätzen im Jahr 1987 sehen.

Neben diesem Anstieg werden auch noch weitere Sprünge beobachtet und man kann auch einen Trend in der Differenz erkennen, doch kaum ein Zeitraum ändert die Differenz der beiden Satellitendatensätze so ausschlaggebend wie das Intervall, in dem der NOAA-9 geflogen ist.

Eine Erklärung dafür könnte die Tatsache sein, dass die Übergangszeiträume, in denen der NOAA-9 gleichzeitig mit anderen Satelliten gemessen hat (NOAA-8–NOAA-9, NOAA-9–NOAA-10) zu kurz waren, um vom UAH für die Bestimmung der Korrekturfaktoren verwendet zu werden. Außerdem stellt der NOAA-9 einen Übergang zwischen der älteren und der neueren Bauart der MSU-Instrumente dar.

Betrachtet man einzelne Radiosondenstationen, die im Bereich der größten Differenz der beiden Satellitendatensätze liegen (Abbildung 6.11), so fällt es schwer, einen stufenhaften Anstieg in der Differenz zu erkennen. Als Beispiel wird hier die Zeitreihe für Melbourne International Airport (Australien, WMO-Nr. 94866) gezeigt. Diese Station wurde ausgewählt, da sie über eine vollständige Zeitreihe verfügt und im Bereich der größten Differenz der Satellitendatensätze liegt. Abbildung 6.15 zeigt im oberen Bild die einzelnen Zeitreihen an dieser Station. Die Kurven wurden geglättet, um die Differenzen der einzelnen Datensätze besser zu erkennen. Die rote Kurve zeigt den RSS-, die blaue den UAH-Datensatz. Die Radiosondendaten sind in schwarz (RAOB CORE) und grau (unkorrigierte Radiosondendaten) geplottet. In den jeweiligen Farben ist auch der Trend über den gesamten Zeitraum eingezeichnet. Man erkennt sowohl im Trend als auch in der Zeitreihe deutliche Unterschiede zwischen den einzelnen Datensätzen, wobei es schwer fällt, einen Satellitendatensatz näher bei den Radiosonden zu sehen als den anderen. Während in den ersten zehn Jahren der Zeitreihe die RSS-Daten näher an den Radiosondenmessungen liegen, wendet sich das Bild in den letzten zehn Jahren. In der Mitte der Zeitreihe zeigen die Satellitendatensätze ein sehr ähnliches Bild, das allerdings eine Differenz zu den Radiosondendaten aufweist. Betrachtet man die Trends, so erkennt man einen negativen Trend im UAH-Datensatz, kaum einen Trend bei den Radiosonden und einen positiven Trend im RSS-Datensatz.

Im unteren Bild ist die Differenz der beiden Satellitendatensätze geplottet. Entgegen den Erwartungen erkennt man kaum stufenähnliche Änderungen, sondern sieht auf den ersten Blick einen kontinuierlichen Trend. Die grüne Kurve zeigt dazu den SNHT (der für das Intervall von  $\pm 2$  Jahren geplottet ist), der einige kleine Maxima zwischen 1984 und 1992 zeigt, aber nie auffällig ausschlägt.

Eine interessante Tatsache ist allerdings, dass mit dem NOAA-9 sich das Vorzeichen der Differenz der beiden Satellitendatensätze umdreht.

Betrachtet man einzelne Stationen, so ist es nicht möglich, die Differenz der beiden Satellitendatensätze einem bestimmten Zeitraum beziehungsweise einem bestimmten Satelliten zuzuordnen. Man erkennt, dass für gewisse Orte die Datensätze nicht nur an einer, sondern an mehreren Stellen auseinander gehen. Erinnert man sich allerdings an das Bild der globalen mittleren Zeitreihen (Abbildung 6.14), so kann man doch davon ausgehen, dass der Großteil der Differenz der Trends der beiden Satellitendatensätze in der TMT durch eine unterschiedliche Korrektur des NOAA-9 hervorgerufen wurde.

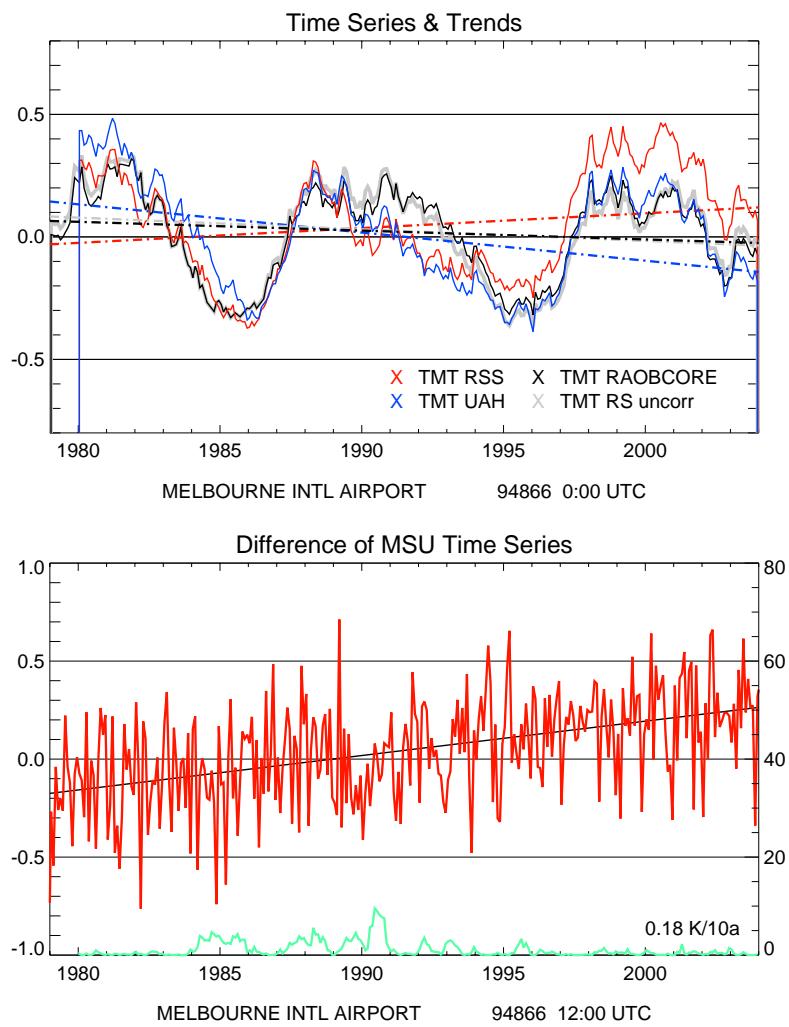


Abbildung 6.15: Zeitreihen der Satellitendaten und Radiosondendaten in der TMT in Melbourne, Australien (WMO-Nr. 94866) im oberen Bild, das untere Bild zeigt die Differenz der beiden Satellitendatensätze.

# Kapitel 7

## TLT - Temperature Lower Troposphere

Der Kanal TLT repräsentiert die tiefe Troposphäre und entspricht dem früheren MSU2LT. Diese Satelliten-Mittelschichttemperatur wird auch aus den Messungen des MSU2 gewonnen, die Daten werden allerdings anders als beim TMT aufbereitet. Für diese Schichtmittelttemperatur werden nicht alle gemessenen Radianzen verwendet, sondern nur die, die in der Nähe des Nadirs (senkrechte Messung vom Satellit zur Erdoberfläche) gemessen wurden. Die TLT hat am meisten Gewicht in der atmosphärischen Schicht von 700 bis 850 hPa, hängt aber je nach Oberflächenbeschaffenheit schon extrem von der Bodentemperatur ab. Am geringsten ist der Bodeneinfluss über Meer (ungefähr 10%), über Land nimmt der Einfluss auf bis zu 25% zu und über Schnee oder Eisflächen wird dieser Satellitenkanal mit einem Einfluss von bis zu 60% vom Bodentemperaturfeld dominiert. Die Gewichtsfunktion des TLT ist eine sehr breite Funktion, die den eben erwähnten, am stärksten gewichteten Schichten (Boden, 850 hPa, 700 hPa), ungefähr gleich viel Gewicht zuschreibt. Am meisten variiert noch das Gewicht der Oberflächentemperatur durch die unterschiedliche Albedo des Bodens. Anders als bei der TMT ist diese Mittelschichttemperatur allerdings bereits unabhängig von Einflüssen aus der tiefen Stratosphäre.

Möchte man eine MSU-äquivalente Mittelschichttemperatur bilden, so muss nicht nur die Oberfläche, wie bei der Bildung der TMT, sondern auch deren monatliche Änderung dieser berücksichtigt werden.

### 7.1 Trends

Temperaturtrends dieser Mittelschichttemperatur sind oft Thema von Publikationen (siehe Santer et al. 2005, Karl et al. 2006), da sie als Verifikation für die angebliche globale Erwärmung und ihre Ausmaße verwendet werden. Genauer untersucht werden dabei die gemessenen Trends im Vergleich zu durch Klimamodelle berechnete Trends, wobei einer der Diskussionspunkte erneut die Differenz im Trend zwischen dem RSS- und dem UAH-Satellitendatensatz ist (siehe Mears and Wentz 2005).

In diesem Kapitel werden die Trends der einzelnen Datensätze nur mehr anhand der zonalen mittleren Trends gezeigt, da diese Darstellungsart sehr schnell eine gute Übersicht der beobachteten Ergebnisse liefert. Es werden wiederum fünf Datensätze genauer betrachtet:

- RSS TLT- und UAH TLT-Satellitendatensätze
- unkorrigierte Radiosondendaten, mithilfe von Bodentemperaturinformationen auf eine MSU-äquivalente TLT-Schichtmitteltemperatur gebracht
- RAOBCORE und HadAT2 als homogenisierte Radiosondendatensätze, mithilfe von Bodentemperaturinformationen auf eine MSU-äquivalente TLT-Schichtmitteltemperatur gebracht

Die Ergebnisse wurden für die Radiosondendatensätze jeweils für beide Bodentemperaturfelder (EZMW-Analyse, HadCRUT3) berechnet.

### 7.1.1 Zonale mittlere Trends

Als erstes wurden die zonalen Trends über den Zeitraum von 1979 bis 2004 betrachtet. In Abbildung 7.1 sieht man das Ergebnis, wobei hier die Bodeninformation aus den EZMW-Analysen stammt. Wie schon in den bisherigen zonalen Betrachtungen zeigen die rote und die orange Kurve den RSS-Datensatz, der UAH-Datensatz im Vergleich dazu ist mit der grünen und gelben Kurve eingezzeichnet. Vergleicht man die beiden Satellitendatensätze, so erkennt man eine Differenz auf der Südhalbkugel und in den Tropen. Diese Differenz wird, geht man weiter in Richtung Norden, immer geringer und verschwindet schlussendlich fast ganz. Auffällig ist auch, dass der RSS-Datensatz keine Werte südlich von  $70^{\circ}$  Süd hat. Diese Datenlücken kommen daher, dass Remote Sensing Systems keine TLT-Werte über Eis oder über 3000 Meter ausgibt, da diese zu unsicher beziehungsweise zu sehr vom Boden beeinflusst sind. Betrachtet man die Radiosondendatensätze (dunkelblau: unkorrigiert, hellblau: RAOBCORE, braun: HadAT2), so erkennt man auf der Nordhalbkugel eine recht gute Übereinstimmung mit den Satellitendaten. In den Tropen zeigen die Radiosondendaten eine Differenz vor allem zum RSS-Satellitendatensatz. Während dieser noch positive Werte  $\geq 0.1$  Kelvin pro 10 Jahre zeigt, sind die Radiosondentrends um die Null herum verteilt. Man erkennt kaum mehr einen Unterschied zwischen den unkorrigierten Radiosondendaten und den RAOBCORE-Daten, da die Homogenisierungen einerseits vor allem die Stratosphäre betreffen, andererseits die Bodeninformation dieselbe für beide Datensätze ist. Der HadAT-Datensatz zeigt in den Tropen ähnliche Werte wie RAOBCORE, zum Pol hin ergeben sich mit diesem Datensatz allerdings deutlich positivere Trends, die der Größenordnung der RSS-Trends entsprechen.

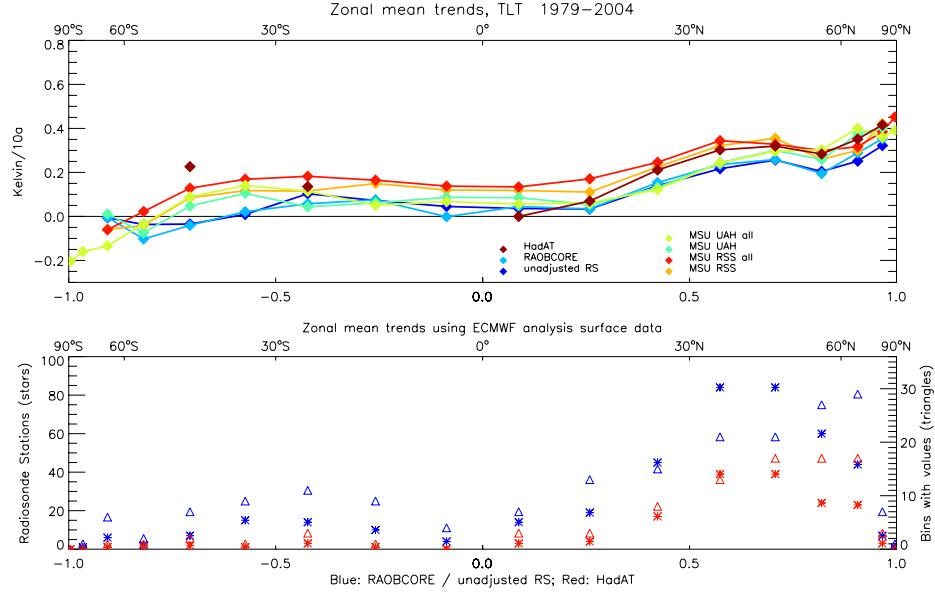


Abbildung 7.1: Zonale mittlere Trends der TLT für den Zeitraum 1979-2004. Das obere Bild zeigt die Trends, wobei die Radiosondendatensätze EZMW-Analysen als Bodeninformation hatten. Das untere Bild zeigt die absolute und relative Verteilung der Radiosondenstationen.

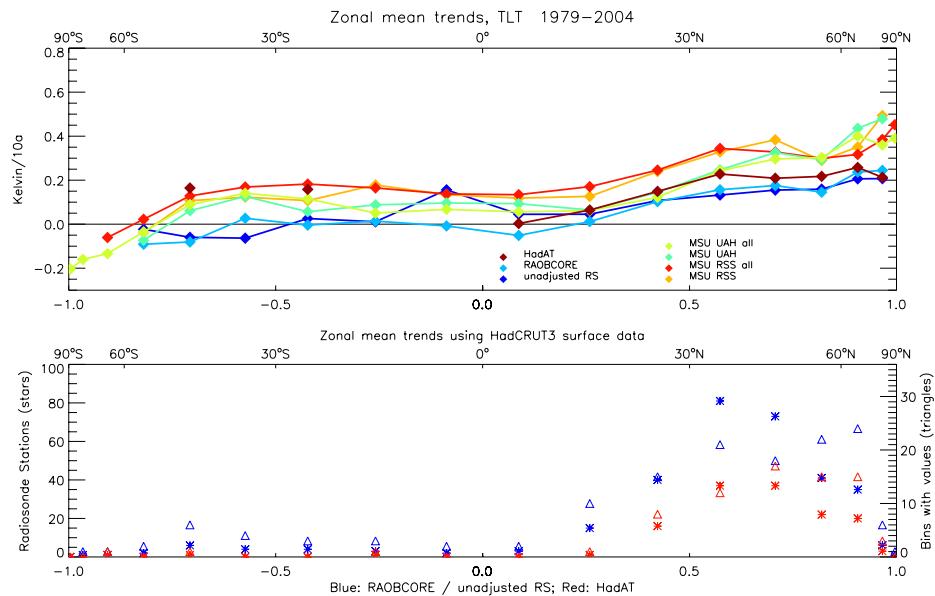


Abbildung 7.2: Zonale mittlere Trends der TLT für den Zeitraum 1979-2004. Das obere Bild zeigt die Trends, wobei die Radiosondendatensätze den HAdCRUT3-Datensatz als Bodeninformation hatten. Das untere Bild zeigt die absolute und relative Verteilung der Radiosondenstationen.

Den Einfluss des Bodentemperaturfeldes erkennt man beim Vergleich mit der Abbildung 7.2, die denselben Zeitraum darstellt; nur wurden die MSU-äquivalenten Schichtmitteltemperaturen diesmal mit den HadCRUT3-Bodeninformationen gebildet. Als ersten Unterschied kann man wieder die Anzahl der Stationen, die nach der Qualitätskontrolle noch übrig geblieben sind, im unteren Bild erkennen. Durch den nicht zu jedem Zeitpunkt an jedem Gitterpunkt vorhandenen HadCRUT3-Bodendatensatz verliert man vor allem auf der Südhalbkugel und in den Tropen einiges an Information. Um den Einfluss der Bodeninformation zu vergleichen, muss also wieder die Nordhalbkugel betrachtet werden, da dort für beide Datensätze genügend Werte vorhanden sind.

Auf der Nordhalbkugel erkennt man sehr deutlich den Einfluss der Bodentemperatur. Während in Abbildung 7.1 die Radiosondentrends noch ähnliche Werte wie die Satelliten-datensätze gezeigt haben, erkennt man in Abbildung 7.2 auf der Nordhalbkugel deutliche Unterschiede zwischen den Satelliten- und den Radiosondendaten. Bis  $30^{\circ}$  Nord stimmen die Trends noch mit denen des UAH-Datensatzes überein, anschließend zeigen die Radiosondendaten im Vergleich zu den Satellitendaten keinen Anstieg im Trend zum Nordpol hin, sondern bleiben annähernd konstant.

Ein ähnliches Bild lässt sich auch erkennen, wenn man den kürzeren Zeitraum von 1989 bis 2004 betrachtet. Abbildung 7.3 zeigt die zonalen mittleren Trends gebildet mit EZMW-Analysen als Bodeninformationen und Abbildung 7.4 die Trends mit HadCRUT3-Bodendaten. Auf den ersten Blick fällt wieder die Stationsdichte und die -verteilung in den unteren Bildern auf. Erneut lässt sich ein Vergleich der Radiosondendatensätze mit den unterschiedlichen Bodeninformationen nur sinnvoll auf der Nordhalbkugel anstellen. Die mit den EZMW-Analysen gebildeten Datensätze zeigen im Vergleich zu den Satellitendaten relativ geringe Trends in den Tropen, nähern sich allerdings in den mittleren Breiten den Satellitendaten an. Interessant ist das Bild zum Nordpol hin, da dort ein lokales Trendmaximum vorherrscht. Dieses in den Satellitendaten erkennbare Maximum wird auch von den Radiosondendatensätzen wiedergegeben, wobei der HadAT-Datensatz eine etwas stärkere Erwärmung schon um  $50^{\circ}$  Nord zeigt, während die Erwärmung in den RAOBCORE-Daten allgemein etwas schwächer ausgeprägt ist.

Vergleicht man die beobachteten Ergebnisse nun mit den Datensätzen, die mit HadCRUT3-Bodeninformation entstanden sind, so erkennt man ein deutlich anderes Bild. Während in den Tropen die Trends der Radiosondendatensätze scheinbar etwas näher an die Satellitendatensätze herangerückt sind, wird das Maximum am Nordpol kaum mehr wiedergegeben. Das auch im UAH erkennbare Minimum um  $50^{\circ}$  Nord wird noch erkannt, der darauf folgende Anstieg fällt aber im Vergleich zu den beiden Satellitendatensätzen zu schwach aus.

Man kann also in der tiefen Troposphäre erkennen, dass der Einfluss der Bodeninformation dieselbe Größenordnung hat, wie die beobachtete Differenz zwischen den unterschiedlichen Datensätzen. In allen Datensätzen kann man einen positiven Trend auf der

## 7.1 Trends

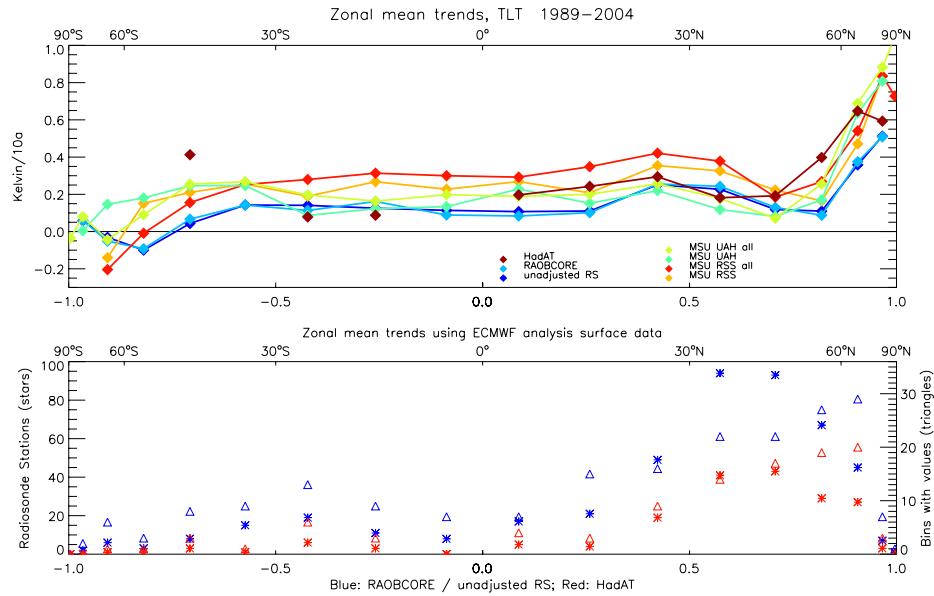


Abbildung 7.3: Zonale mittlere Trends der TLT für den Zeitraum 1989-2004. Das obere Bild zeigt die Trends, wobei die Radiosondendatensätze EZMW-Analysen als Bodeninformation hatten. Das untere Bild zeigt die absolute und relative Verteilung der Radiosondenstationen.

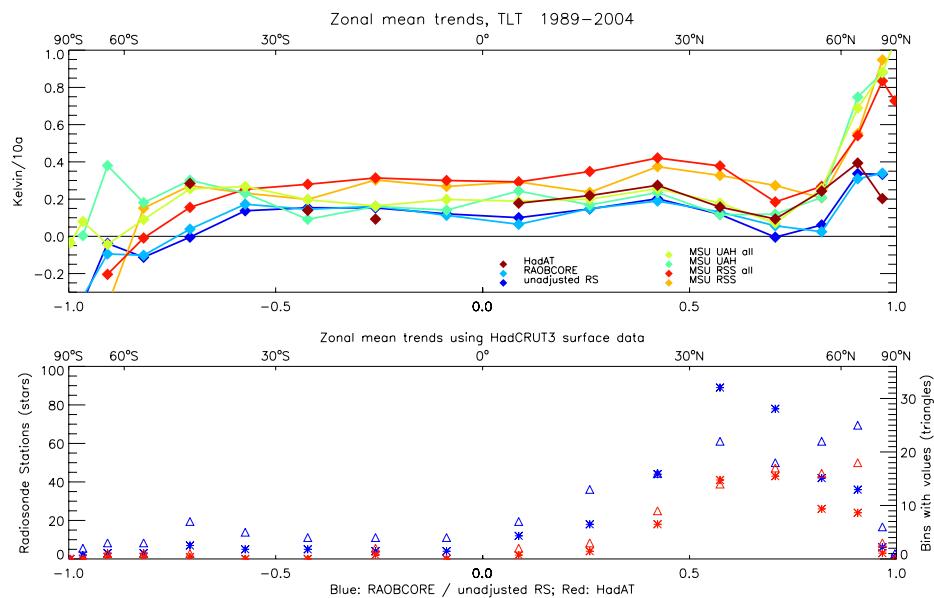


Abbildung 7.4: Zonale mittlere Trends der TLT für den Zeitraum 1989-2004. Das obere Bild zeigt die Trends, wobei die Radiosondendatensätze den HAdCRUT3-Datensatz als Bodeninformation hatten. Das untere Bild zeigt die absolute und relative Verteilung der Radiosondenstationen.

Nordhalbkugel erkennen. In den Tropen schwankt der Trend je nach Datensatz zwischen kaum einem Trend (bis hin zu einem leicht negativen Trend) und einem Trend um die 0.2 K pro 10 Jahre (RSS). Auf der Südhalbkugel zeigen die Satellitendatensätze schwache positive Trends, die zum Südpol hin (ab 50° Süd) negativ werden. Die Radiosondendatensätze zeigen über den kürzeren Zeitraum ein ähnliches Muster, über den längeren Zeitraum schwanken sie, je nach Bodeninformation, um die Null herum. Zur Betrachtung der Radiosondendatensätze stehen allerdings auf der Südhalbkugel nur mehr wenige Stationen zur Verfügung und wenn man jeweils die beiden Kurven eines Satellitendatensatzes vergleicht, merkt man, dass vor allem im kürzeren Zeitraum diese Stationen nicht unbedingt repräsentativ für den zonalen mittleren Trend sind.

Auffällig ist auch der geringe Unterschied zwischen RAOBCORE und den unkorrigierten Radiosondendaten, die ja als Homogenisierungsgrundlage dienten. Das kann durch zwei Argumente erklärt werden: Zum einen enthalten beide Datensätze dieselbe Bodeninformation, die bei dieser MSU-äquivalenten Mittelschichttemperatur stark gewichtet wird, vor allem über Land und Eis, wo sich ja die meisten Messstationen befinden. Zum anderen wirken sich die RAOBCORE-Korrekturen vor allem in größeren Höhen aus, da Radiosondenmessungen in der Höhe fehleranfälliger sind (vor allem was Strahlungsfehler betrifft).

### 7.1.2 Tropische Trends

Genauer sollen nun die Trends in den Tropen (20° Süd bis 20° Nord) betrachtet werden. In dieser Zone existiert eine Differenz zwischen den MSU-Satellitendaten und den Radiosondendaten sowie eine etwas geringere Differenz zwischen dem UAH- und dem RSS-Datensatz. In den Tropen kann man weiters davon ausgehen, dass man kaum Probleme mit den MSU-Radianzen hat. Es handelt sich bei den Tropen allerdings um ein Gebiet, das über kein sehr dichtes Radiosondennetz verfügt, und für das daher nur wenig Radiosondendaten vorhanden sind. Doch auch der Unterschied im Trend der beiden Satellitendatensätze von 0.1 K pro 10 Jahre (bei einem Trend derselben Größenordnung) wirft Fragen auf. Interessante Ergebnisse dazu findet man in der Literatur.

Santer et al. (2005) beschreibt die erwartete Fortpflanzung von Bodentemperaturtrends in die Atmosphäre. Dabei werden die beiden Satellitendatensätze, zwei Radiosondendatensätze (einer von ihnen der hier auch für Vergleiche verwendete HadAT2) und ein Mittel aus 49 Klimamodellen, sowie zwei Bodendatensätze evaluiert.

Abbildung 7.5 zeigt die Ergebnisse der Trends für den Boden und die tiefe Troposphäre in den Tropen über den Zeitraum von 1979 bis 1999 (21 Jahre). Betrachtet man zuerst das rechte Bild, das die Trends am Boden zeigt, so sieht man eine gute Übereinstimmung in allen Datensätzen. Die aufgetragenen Datensätze sind von links nach rechts: die Klimamodelle (mit einem Fehlerbalken, der das absolute Maximum und Minimum der einzelnen Modellläufe angibt), die NOAA-Bodentemperaturanalyse

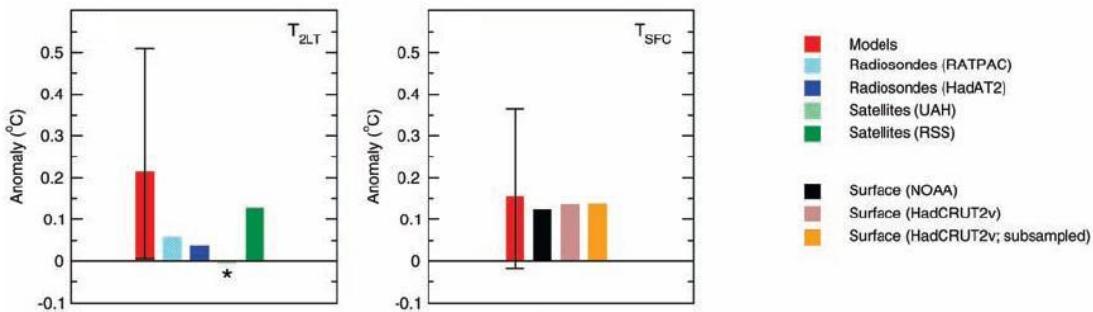


Abbildung 7.5: Trends der TLT und des Bodens für den Zeitraum von 1979 bis 1999. Bild aus Santer et al. (2005).

und der HadCRUT2v-Bodendatensatz (ein Vorgänger des in dieser Arbeit verwendeten HadCRUT3-Bodendatensatzes), einmal mit allen Werten, einmal nur Werte die Radiosondenstationen zugeordnet wurden. Das linke Bild zeigt im Vergleich dazu die Trends in der TLT. Sowohl die Modelle, die Radiosondendaten, als auch der RSS-Datensatz zeigen einen positiven Temperaturtrend in den Tropen. Nach den Klimamodellen verstärkt sich der positive Trend des Bodens in der tiefen Troposphäre, der RSS-Datensatz zeigt einen ähnlichen Trend wie die Bodendaten und die Radiosondendaten zeigen einen schwächer positiven Trend. Nur der UAH-Datensatz zeigt in dieser Schicht für diesen Zeitraum negative Trends. Außerdem ist dieser Datensatz der einzige, der nicht im Bereich der Realisierungen der Klimamodelle liegt und daher in der Abbildung auch mit einem Stern gekennzeichnet ist.

Eine mögliche Erklärung für diese Differenz in den beiden Satellitendatensätzen kann im Umgang mit der Tageskorrektur der einzelnen Satellitenmessungen liegen. Wie schon in Kapitel 6.2 besprochen, unterscheiden sich die beiden Satellitendatensätze im Wesentlichen in zwei Punkten: Zum einen in der unterschiedlichen Korrektur der Satellitenübergänge, die für Differenzen im TMT gesorgt hat, und zum anderen im unterschiedlichen Umgang mit den beiden täglichen Messungen und der Tageskorrektur, für den Fall dass ein Satellit driftet und sich dadurch die Zeit, zu der der Äquator überquert wird, ändert. Der Effekt der Unterschiede dieser Tageskorrektur wird in Mears and Wentz (2005) beschrieben. Während für den UAH-Datensatz der Tageszyklus durch die Differenz der an den beiden äußeren Winkeln des Satelliten gemessenen Temperatur bestimmt wird, wird beim RSS-Datensatz der Tageszyklus eines Klimamodells verwendet. Vergleicht man die Ergebnisse der Korrektur für einen Satelliten, der stark gedriftet ist (NOAA-11 ist während seiner Lebensdauer um 6 Stunden gedriftet), so erkennt man vor allem in den Tropen deutliche Unterschiede (hier nicht gezeigt, siehe Mears and Wentz 2005). Diese Unterschiede können Differenzen in den Trends auslösen.

Fu and Johanson (2005) zeigen, dass die Unterschiede in den TLT-Trends der beiden Satellitendatensätze vor allem aus den Zeiträumen stammen, in denen die Daten von Satel-

litien kamen, die zeitlich gedriftet sind. In diesem Artikel wird der Fehler in der Korrektur vor allem dem UAH Datensatz zugeschrieben, da dieser im Vergleich zum RSS-Datensatz mit der Höhe inkonsistent ist. Eine Amplifizierung des Bodentrends, so wie sie in den RSS-Datensätzen gesehen wird, wird auch von Klimamodellen berechnet.

## 7.2 Vergleich der TLT mit dem Bodentemperaturfeld

Um den Einfluss des Bodentemperaturfeldes genauer zu untersuchen, wurde der Trend der Bodentemperaturfelder an jedem Gitterpunkt mit dem Trend der Satellitendatensätze für die TLT verglichen. Dabei wurden nur solche Gitterpunkte verwendet, die für jeden der vier Datensätze einen Trend, der aus mindestens 288 Monaten (24 der 26 betrachteten Jahre) berechnet wurde, hatten.

Das Ergebnis dieses Vergleiches wurde als Histogramm geplottet und ist für alle möglichen Gitterpunkte in Abbildung 7.6 gezeigt. Die vier Bilder zeigen jede Kombination von Satelliten- und Bodentemperaturdatensatz. Die rote Linie stellt den Median der jeweiligen Differenz dar. Die oberen beiden Bilder betrachten die Differenz des RSS TLT-Datensatzes zu den beiden Bodendatensätzen (links die EZMW-Analyse, rechts der HadCRUT3-Bodendatensatz), die unteren beiden Bilder die Differenz zwischen dem UAH TLT-Datensatz und den beiden Bodendatensätzen (wiederum links die Differenz zur EZMW-Analyse, rechts die Differenz zum HadCRUT3-Boden temperaturdatensatz).

Man erkennt, dass bei den Differenzen zum RSS-Satellitendatensatz der Mittelwert und der Median positiv sind, während der Mittelwert der Verteilungen, die Differenzen zum UAH-Datensatz darstellen, negativ ist. Während die Kurven der Differenz zum HadCRUT3-Bodendatensatz (rechte Bilder) um den Median herum relativ gleichverteilt aussehen, ist das bei der EZMW-Analyse (linke Bilder) nicht der Fall. Man sieht, dass die Differenz zwischen den Satellitendaten und den EZMW-Bodenanalysen die größten negativen Werte liefert. Das bedeutet, dass die EZMW-Boden Trends in einigen Fällen einen Trend haben, der bis zu mehr als ein Kelvin größer ist als der Trend am selben Gitterpunkt in der tiefen Troposphäre. Vergleicht man das Ergebnis mit Abbildung 3.2, erkennt man, dass diese Werte im Histogramm Gitterpunkte auf der Nordhalbkugel sein müssen, die eine starke Erwärmung zeigen. Beim Betrachten der Bilder kann festgestellt werden, dass die TLT-Trends des UAH-Datensatzes geringer sind als die des RSS-Datensatzes.

Neben der globalen Verteilung kann man anschließend auch das Histogramm der Trenddifferenzen für die Tropen ( $20^{\circ}$  S bis  $20^{\circ}$  N) betrachten (Abbildung 7.7). Es zeigt die selben vier Trenddifferenzen. Man erkennt sofort die deutlich kleinere Menge an Gitterpunkten. Diesmal sind alle vier Differenzen annähernd gleichverteilt, da die ungleiche Verteilung bei den Differenzen mit den EZMW-Analysen ihre Ursache in den nördlichen Außertropen hatte. Vergleicht man die rechten beiden Bilder miteinander kann man einen deutlichen Unterschied im Mittelwert (und auch im Median) erkennen. Die Differenz zw-

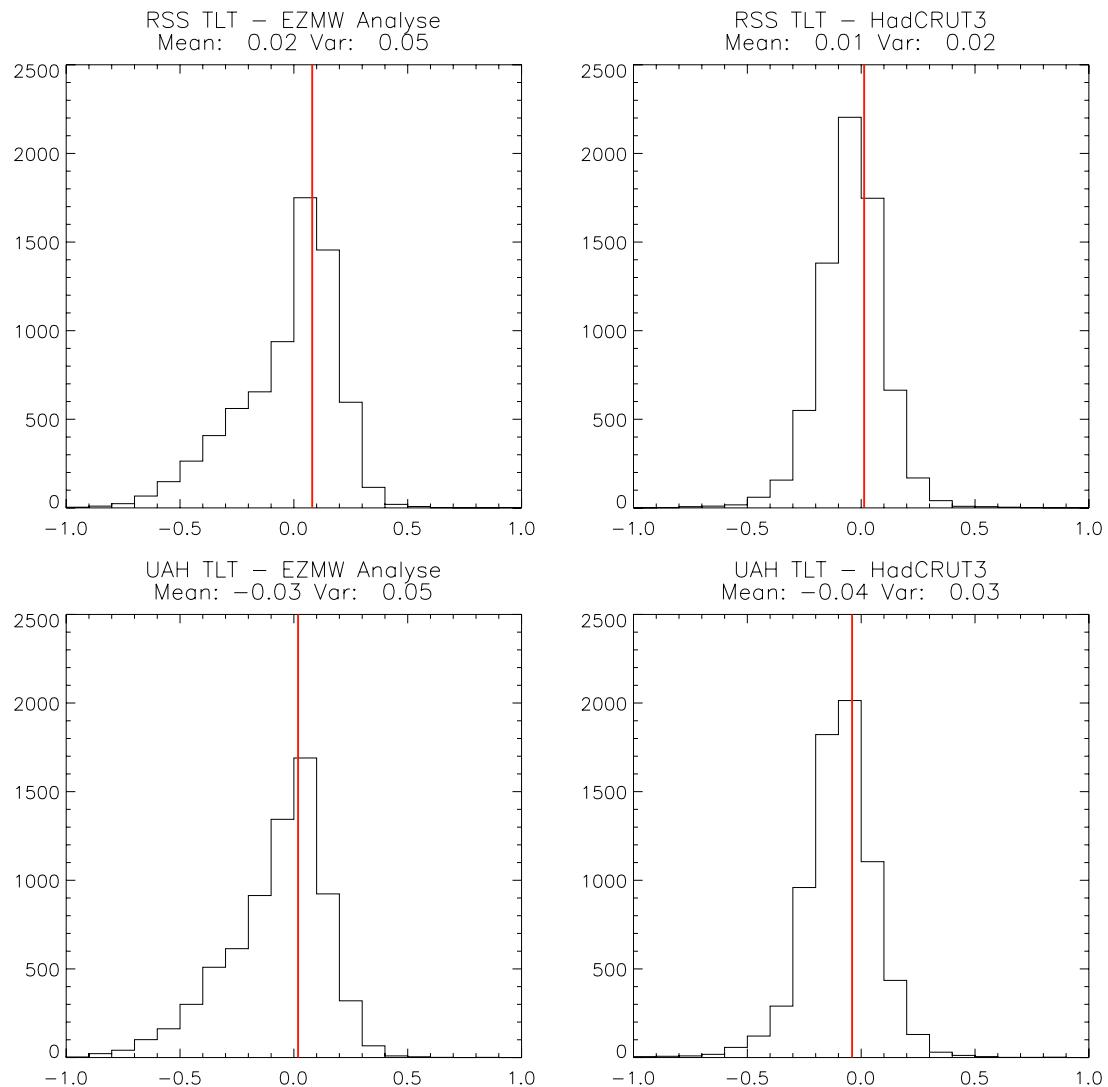


Abbildung 7.6: Globale Differenz zwischen Satellitentemperaturtrends der TLT und Bodentemperaturtrends für die vier unterschiedlichen Fälle. Die rote Linie gibt jeweils den Median der Verteilung an. Zusätzlich kann aus der Bildüberschrift den Mittelwert und die Varianz ablesen.

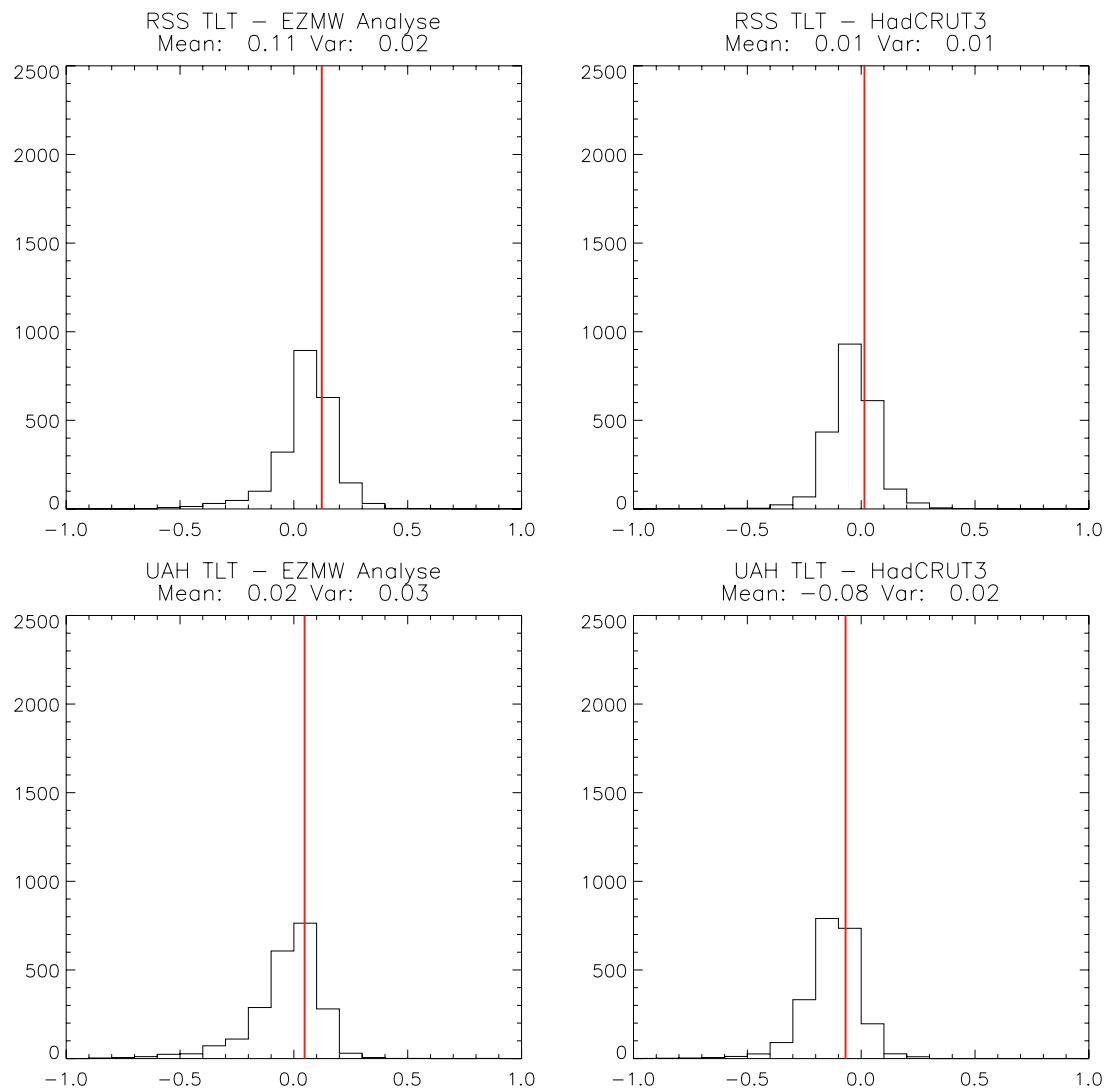


Abbildung 7.7: Differenz zwischen Satellitentemperaturtrends der TLT und Bodentemperaturtrends für die vier unterschiedlichen Fälle in den Tropen. Details siehe Abb. 7.6.

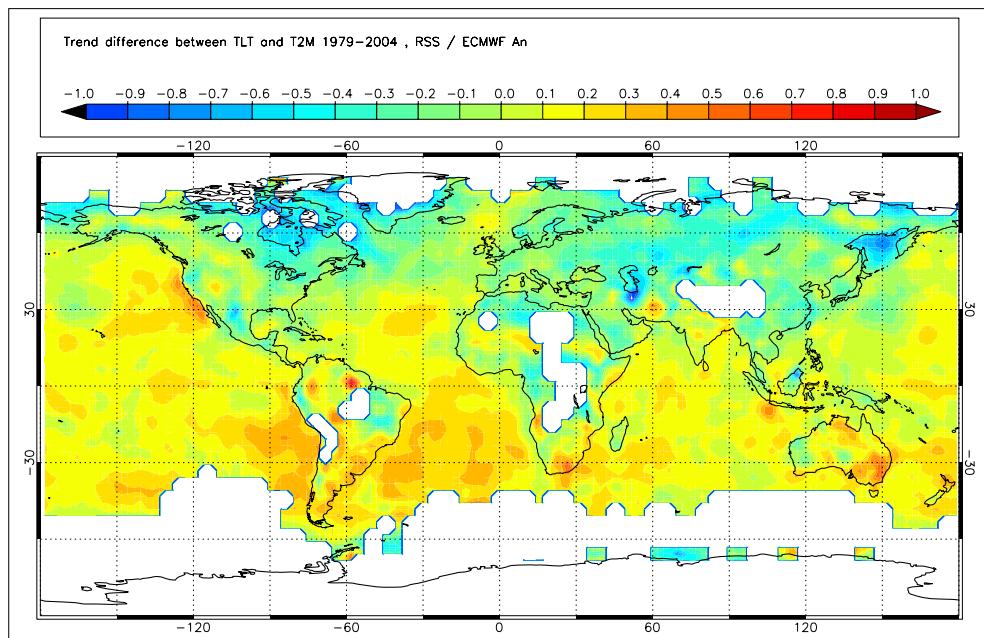


Abbildung 7.8: Differenzen der Temperaturtrends des RSS TLT-Satellitendatensatzes und der EZMW-Analyse. Trends berechnet über den Zeitraum 1979-2004.

schen den RSS-Satellitendaten und den HadCRUT3-Bodendaten in den Tropen ist nahe bei Null. Im Vergleich dazu ist die Differenz zwischen den UAH-Satellitendaten und dem HadCRUT3-Bodendaten stattdessen deutlich negativ. Dieses Ergebnis ist konsistent mit der Arbeit von Santer et al. (2005).

Die globale Verteilung der zuvor besprochenen Trenddifferenzen ist für das Beispiel der Differenz von RSS TLT und der EZMW-Analyse in Abbildung 7.8 gezeigt.

Hier sieht man, dass große Differenzen auf der Nordhalbkugel und hier vor allem über Grönland und dem Nordosten von Kanada auftreten. Die großen Differenzen auf der Nordhalbkugel sind ausschließlich negativ und treten dort auf, wo das EZMW-Bodentemperaturfeld die stärksten positiven Trends zeigt (verglichen mit Abbildung 3.2). Betrachtet man die Tropen, erkennt man keine so stark ausgeprägten Differenzen mehr; auffällig ist nur eine positive Abweichung über Brasilien, die erneut aus einer Abweichung des Bodentemperaturdatensatzes kommt. In dieser Abbildung erkennt man auch gut die vorhandenen Datenlücken. Neben den Datenlücken des HadCRUT3 Datensatzes kommen weitere Lücken über dem Himalaya und den Anden hinzu, da der RSS TLT keine Werte zu Gitterpunkten liefert, die über 3000 m liegen.

# Kapitel 8

## Ergebnisse

Als Ergebnisse dieser Arbeit sollen in diesem Kapitel die aus RAOBCORE berechneten Trends zusammengefasst und mit anderen Radiosonden- und Satellitendatensätzen verglichen werden. Dabei soll im Besonderen auf die während der Arbeit erkannten Vor- und Nachteile dieses neuen homogenisierten Radiosondendatensatzes, sowie die der anderen genauer betrachteten Radiosonden- und MSU-Satellitendatensätze aufmerksam gemacht werden.

### 8.1 Ergebnisse von RAOBCORE

Vergleicht man RAOBCORE mit den anderen in dieser Arbeit behandelten Datensätzen und bildet man die Trends, dann erhält man für die drei mit Satellitendaten vergleichbaren Schichten:

#### 8.1.1 Ergebnisse der TLS

Die tiefe Stratosphäre zeigt für alle Datensätze deutlich negative Trends, die in den Satellitendaten schwächer als in den Radiosondendaten ausgeprägt sind. Tabelle 8.1 zeigt die Ergebnisse der globalen, flächengemittelten Trends. Für die Satellitendatensätze sind jeweils die Werte des Radiosondensamples (von RAOBCORE) angegeben, wobei zum Vergleich der Trend, der mit der Information aller Gitterpunkte berechnet wurde, in der Klammer angegeben ist.

Vergleicht man die Werte, erkennt man eine Annäherung in den RAOBCORE-Trends von den unkorrigierten Radiosondendaten hin zu den Satellitendaten. Die Trends des zweiten in dieser Arbeit genauer betrachteten Radiosondendatensatzes (HadAT2) liegen über den längeren Zeitraum nahe bei den RAOBCORE-Trends. Betrachtet man das Zeitintervall von 1989 bis 2004 erkennt man mit Ausnahme der HadAT2 Zeitreihe in allen Datensätzen einen stärker negativen Trend als über die gesamte Periode. Eine Erklärung für

das Verhalten des HadAT2-Datensatzes kann die geringere Stationsdichte (vor allem auf der Südhalbkugel) in diesem Datensatz sein.

Datensatz	Zeitraum	Trend TLS	Zeitraum	Trend TLS
RAOBCORE	1979-2004	-0.428 K/10a	1989-2004	-0.608 K/10a
RS unhom.	1979-2004	-0.511 K/10a	1989-2004	-0.636 K/10a
HadAT	1979-2004	-0.412 K/10a	1989-2004	-0.354 K/10a
RSS	1979-2004	-0.25 (-0.34) K/10a	1989-2004	-0.33 (-0.43) K/10a
UAH	1979-2004	-0.34 (-0.47) K/10a	1989-2004	-0.44 (-0.59) K/10a

Tabelle 8.1: Temperaturtrends der unterschiedlichen Datensätze in der TLS für die Zeiträume 1979-2004 und 1989-2004. Bei den Satellitendaten sind die Werte mit dem Radiosondensample von RAOBCORE berechnet (der Wert für alle Gitterpunkte ist in der Klammer eingetragen).

In dieser Schicht wurden die größten Homogenisierungen der Radiosondendaten von RAOBCORE durchgeführt, was auch die Differenz des Trends zu den unkorrigierten Radiosondendaten über den gesamten Zeitraum zeigt. Ein Vergleich zwischen Satellitendaten und Radiosondendaten kann in dieser Schicht noch ohne Beziehung zusätzlicher Information nur durch das Wichten mit einer Gewichtsfunktion gemacht werden.

### 8.1.2 Ergebnisse der TMT

Um die Temperaturtrends aus Satellitendaten der mittleren Troposphäre mit Radiosondendaten vergleichen zu können, muss als Zusatzinformation für jeden betrachteten Ort eine Bodentemperatur angenommen werden. Der Einfluss dieser Bodeninformation ist über Land größer als über dem Meer und wirkt sich auf das Ergebnis aus wie durch die Verwendung zwei verschiedener Bodentemperaturdatensätze gezeigt werden konnte.

Tabelle 8.2 zeigt die berechneten Trends. Betrachtet man zuerst die Werte, bei denen als zusätzliche Bodeninformation die EZMW-Analyse verwendet wurde, erkennt man das alle berechneten Trends ein positives Vorzeichen haben, wobei vor allem die Radiosondendatensätze deutlich näher bei Null liegen (also in dieser Schicht kaum einen Trend zeigen) als die Satellitendatensätze. Vergleicht man die beiden betrachteten Zeiträume, so erkennt man, dass die positiven Trends in der mittleren Troposphäre der letzten 15 Jahre größer sind, als die der 26-jährigen Zeitreihe.

Vergleicht man diese Werte mit den Trends der Radiosondendatensätze, die mit einer anderen Bodeninformation, dem HadCRUT3-Datensatz, gebildet wurden, erkennt man, dass man sowohl in den unkorrigierten Radiosondendaten, als auch bei den RAOBCORE-Daten einen negativen Trend erhält. Einzig die HadAT-Daten zeigen auch mit dieser Zusatzinformation einen positiven Trend über den gesamten Zeitraum. Betrachtet man die Pe-

Datensatz	Zeitraum	Trend TMT	Zeitraum	Trend TMT
RSS	1979-2004	0.11 (0.13) K/10a	1989-2004	0.21 (0.26) K/10a
UAH	1979-2004	0.06 (0.05) K/10a	1989-2004	0.17 (0.19) K/10a
<b>EZMW An</b>				
RAOBCORE	1979-2004	0.024 K/10a	1989-2004	0.060 K/10a
RS unhom.	1979-2004	0.006 K/10a	1989-2004	0.023 K/10a
HadAT	1979-2004	0.040 K/10a	1989-2004	0.094 K/10a
<b>HadCRUT3</b>				
RAOBCORE	1979-2004	-0.002 K/10a	1989-2004	0.025 K/10a
RS unhom.	1979-2004	-0.024 K/10a	1989-2004	-0.002 K/10a
HadAT	1979-2004	0.029 K/10a	1989-2004	0.050 K/10a

Tabelle 8.2: Temperaturtrends der unterschiedlichen Datensätze in der TMT für die Zeiträume 1979-2004 und 1989-2004. Die MSU-äquivalenten Schichtmitteltemperaturen wurden mit EZMW-Analysen sowie mit dem HadCRUT3-Boden-datensatz als Bodeninformation gebildet. Bei den MSU-Satellitendaten sind die Werte mit dem Radiosondensample von RAOBCORE berechnet (der Wert für alle Gitterpunkte ist in der Klammer eingetragen).

riode von 1989 bis 2004 erkennt man wiederum eine Amplifizierung des Trends; nun zeigt auch der RAOBCORE-Datensatz einen positiven Trend in der mittleren Troposphäre.

### 8.1.3 Ergebnisse der TLT

Die tiefe Troposphäre ist die Schicht, bei der neben den Radiosondendaten auch die zusätzliche Bodeninformation, je nach betrachtetem Untergrund, bereits ein sehr großes Gewicht bekommt. Diese Gewichte haben so große Auswirkungen, dass sie und ihre monatlichen Schwankungen (zum Beispiel die Schwankung der Schnee- und Eisbedeckung) in die Gewichtsfunktion eingehen.

Betrachtet man die Trends in Tabelle 8.3 erkennt man in allen Datensätzen eine Erwärmung der tiefen Troposphäre. Betrachtet man zunächst den gesamten Zeitraum von 1979 bis 2004 erkennt man in allen Datensätzen ähnliche Trends, wobei der RSS-Satellitendatensatz die größte Erwärmung zeigt, während die mit der HadCRUT3-Bodeninformation gebildeten MSU-äquivalenten Radiosondentemperaturtrends am geringsten sind.

Für den kürzeren Zeitraum erkennt man, wie schon in der mittleren Troposphäre, eine Amplifizierung der Trends in allen Datensätzen, wobei man erneut die geringsten positiven Trends bei der Verwendung des HadCRUT3-Boden-datensatzes erhält.

Die Stärke des positiven Temperaturtrends in der tiefen Troposphäre besonders in

Datensatz	Zeitraum	Trend TLT	Zeitraum	Trend TLT
RSS	1979-2004	0.15 (0.20) K/10a	1989-2004	0.24 (0.30) K/10a
UAH	1979-2004	0.12 (0.12) K/10a	1989-2004	0.21 (0.24) K/10a
<b>EZMW An</b>				
RAOBCORE	1979-2004	0.100 K/10a	1989-2004	0.181 K/10a
RS unhom.	1979-2004	0.090 K/10a	1989-2004	0.137 K/10a
HadAT	1979-2004	0.136 K/10a	1989-2004	0.224 K/10a
<b>HadCRUT3</b>				
RAOBCORE	1979-2004	0.061 K/10a	1989-2004	0.128 K/10a
RS unhom.	1979-2004	0.051 K/10a	1989-2004	0.084 K/10a
HadAT	1979-2004	0.109 K/10a	1989-2004	0.150 K/10a

Tabelle 8.3: Temperaturtrends der unterschiedlichen Datensätze in der TLT für die Zeiträume 1979-2004 und 1989-2004. Die MSU äquivalenten Schichtmitteltemperaturen wurden mit ECMWF Analysen sowie mit dem HadCRUT3 Bodendatensatz als Bodeninformation gebildet. Bei den Satellitendaten sind die Werte mit dem Radiosondensample von RAOBCORE berechnet (der Wert für alle Gitterpunkte ist in der Klammer eingetragen).

den letzten Jahrzehnten ist ein oft heiß diskutiertes Thema in der Literatur (siehe Thorne et al. 2003, Santer et al. 2004). Anhand der Ergebnisse dieser Arbeit erkennt man, dass es aber noch große Unsicherheiten bei den genauen Trends dieser Atmosphärenschicht gibt.

## 8.2 Vor- und Nachteile der betrachteten Datensätze

Nachdem die Ergebnisse der einzelnen Datensätze zusammengefasst wurden, soll ein kurzer Überblick über die Vor- und Nachteile der einzelnen Datensätze gegeben werden.

### 8.2.1 RAOBCORE

Die erhaltenen Ergebnisse zeigen vor allem in hohen Atmosphärenschichten eine deutliche Verbesserung zu den unhomogenisierten Radiosondendaten und auch zu anderen homogenisierten Radiosondendatensätzen. Dabei sind die zwei wesentlichen Vorteile von RAOBCORE (Haimberger 2006):

- RAOBCORE enthält sowohl alle Radiosondenstationen aus IGRA als auch die in der ERA-40-Reanalyse verwendeten Radiosonden. Durch die große Dichte an Radiosondenstationen, im Vergleich zu anderen homogenisierten Radiosondendatensätzen, werden auch Gebiete mit nicht so großer Dichte an Stationen (wie zum Beispiel die Südhalbkugel) gut repräsentiert.

- Die angebrachte Korrektur beruht auf statistischen Methoden und korrigiert Sprünge auch, wenn in den Metadaten kein Eintrag zu einem Instrumentenwechsel vorliegt. Außerdem wird jede Zeitreihe einzeln und automatisch korrigiert, wobei zwischen 00 UTC- und 12 UTC-Aufstiegen unterschieden wird.

Neben diesen Vorteilen gibt es auch Nachteile des Datensatzes, die hier nicht verschwiegen werden sollten:

- Die Homogenisierung der Daten ist stark von der Qualität des Backgroundfeldes abhängig, da dieses für die automatische Homogenisierung gebraucht wird. Das von RAOBCORE verwendete Backgroundfeld wurde vor der Homogenisierung aufgrund bekannter Fehler zusätzlich korrigiert. Diese Korrektur stellt eine weitere Unsicherheit für das Ergebnis dar.
- Die 00/12 UTC-Differenz als ausschlaggebendes Faktum für eine Korrektur zu verwenden (wie in RAOBCORE V1.1), kann wie in dieser Arbeit gezeigt in höheren Breiten zu Problemen führen, da das System nicht alle Brüche erkennt und korrigiert.

### 8.2.2 HadAT2

Der vom Hadley Centre hergestellte homogenisierte Radiosondendatensatz (Thorne et al. 2005) zeigt im globalen Vergleich zu RAOBCORE gute Ergebnisse. Betrachtet man den Datensatz und seine Herstellung, so erkennt man einige negative Punkte im Vergleich zu RAOBCORE:

- Das Homogenisierungssystem ist nicht automatisiert und die Homogenisierung benötigt daher einen großen personellen sowie zeitlichen Aufwand.
- Bedingt durch den großen Aufwand für die Homogenisierung können nicht so viele Radiosondenstationen betrachtet werden; vor allem auf der Südhalbkugel ist die Stationsdichte in diesem Datensatz sehr gering.

### 8.2.3 Satellitendatensätze

Die Satellitendatensätze (Mears et al. 2003, Christy et al. 2000, Christy et al. 2003) haben den Vorteil, dass mit einem Messinstrument die gesamte Erdoberfläche gemessen wird. Sie liefern daher ein räumlich sehr homogenes Feld. Die Nachteile der Satellitendaten:

- Sie messen über Atmosphärenschichten mit breiten Gewichtsfunktionen und haben daher eine sehr geringe vertikale Auflösung.

- Sie messen die Temperatur nur indirekt über die Messung von Radianzen, die anschließend noch in eine Schichtmitteltemperatur umgerechnet werden müssen, wozu Zusatzinformation benötigt wird.
- Neben Satelliten-Wechseln müssen auch allfällige Probleme einzelner Satelliten, etwa eine Driftverschiebung, korrigiert werden. Daher entstehen ebenfalls Unsicherheiten in den Trends.

### 8.3 Vergleich mit Satelliten- und Radiosondendaten

Neben der Evaluierung des neuen homogenisierten Radiosondendatensatzes sollte in dieser Arbeit auch ein Vergleich zwischen schon bestehenden, homogenisierten Radiosonden- und Satellitendatensätzen vorgenommen werden. Die bislang angestellten Vergleiche zwischen Radiosonden- und Satellitentrends von Seidel et al. (2004) wurden in Kapitel 2.2.3 besprochen und ihre Ergebnisse gezeigt. Diese Vergleiche sollen nun den in dieser Arbeit gewonnenen Trends gegenübergestellt werden. Dazu wird dieselbe Darstellung der Trends gewählt und wie in der Referenzarbeit von Seidel et al. (2004) der Zeitraum von 1979 bis 2001 (23 Jahre) betrachtet.

Abbildung 8.1 zeigt die Trends für zwei Atmosphärenschichten. Die oberen Bilder zeigen die Werte für die tiefe Stratosphäre, die unteren für die mittlere Troposphäre. Die beiden linken Bilder sind die schon gezeigten Vergleiche der Referenzarbeit, bei denen man einen deutlichen Unterschied im Trend zwischen den Radiosonden- und den Satellitendatensätzen erkennen kann. Vergleicht man diese Trends mit denen, die in dieser Arbeit gewonnen wurden (rechten Bilder), so erkennt man für die Stratosphäre, dass die neuen Datensätze (RAOB-CORE, HadAT2) näher an den Satellitendaten sind als die früheren homogenisierten Radiosondendatensätze, die meist nur aus einem kleinen Sample aus Stationen bestanden. Die Verbesserung durch die Verwendung so vieler Stationen wie möglich, erkennt man bereits, wenn man den Trend der unkorrigierten Radiosondendaten (RS in der Abbildung) betrachtet. Bereits dieser ist in der tiefen Stratosphäre schon deutlich näher bei den Satellitendatensätzen.

Betrachtet man die mittlere Troposphäre, dann erkennt man, dass die alten Radiosondendatensätze noch deutlich negative Trends gezeigt haben, während die Satellitendatensätze positive Trends in dieser Schicht zeigen. Die neuen geplotteten Trends wurden mit der EZMW-Analyse als Bodeninformation erstellt. Während die unhomogenisierten Radiosondendaten noch einen leicht negativen Trend haben, zeigen beide homogenisierten Datensätze bereits - wie die Satellitendaten - einen positiven Temperaturtrend.

Man kann also erkennen, dass neue Homogenisierungsmethoden sowie die Verwendung von möglichst vielen Radiosondenstationen in einem Datensatz zu einer Verbesserung der Trends beitragen können.

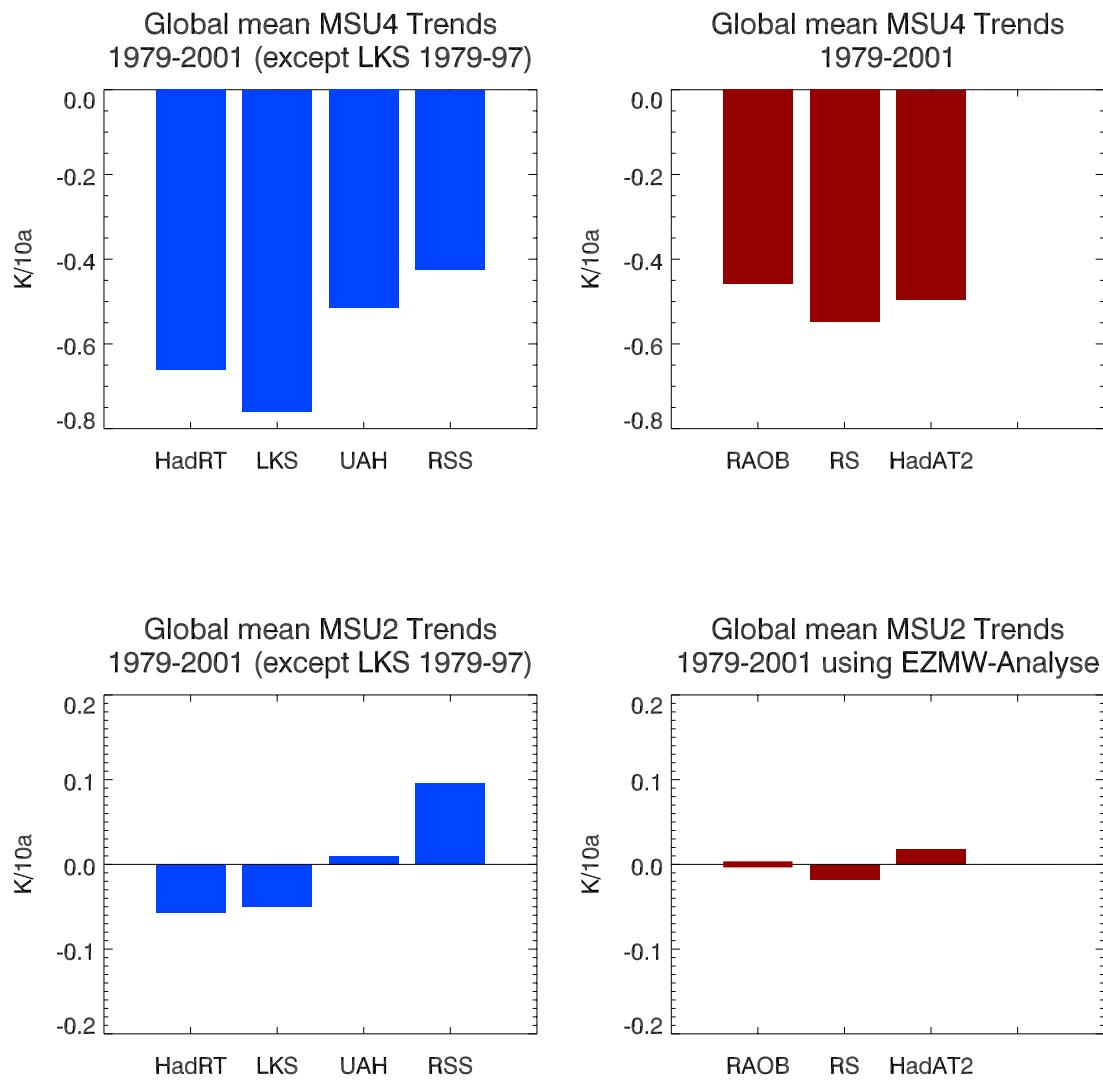


Abbildung 8.1: Vergleich der Trends aus Seidel et al. (2004) mit den in dieser Arbeit berechneten Trend für den Zeitraum 1979-2001 und die Schichten MSU4 (TLS) und MSU2 (TMT).

## 8.4 Schlussfolgerung

Nachdem die verschiedenen Datensätze analysiert und verglichen wurden, kann man als Schlussfolgerung dieser Arbeit Folgendes hervorheben:

Es konnte festgestellt werden, dass der neue homogenisierte Radiosondendatensatz RAOBCORE eine Weiterentwicklung der homogenisierten Datensätze darstellt, da aufgrund des automatischen Homogenisierungsverfahrens eine hohe Stationsdichte erreicht werden kann und das Ergebnis ein räumlich homogenes Feld liefert, wie es zu Reanalysezwecken gebraucht wird. Weiters sind die durch RAOBCORE gewonnenen Trends global als auch kleinräumig näher an den durch Satellitenmessungen berechneten Trends als frühere homogenisierte Radiosondendatensätze.

Festgestellt werden kann, dass eine größere Stationsdichte sowie eine gute Homogenierungsmethode helfen, Signale, die nicht klimatologischen Ursprungs sind, zu entfernen und das Feld der Trends räumlich homogen zu gestalten.

Weiters konnte im Verlauf dieser Arbeit auch festgestellt werden, dass nicht nur die Radiosondendatensätze fehlerhaft sind und homogenisiert werden müssen, sondern das auch Satellitendatensätze, die aus denselben Rohdaten gewonnen wurden, große Differenzen zeigen können, da auch diese korrigiert werden müssen. Es konnte festgestellt werden, dass bei der Gegenüberstellung der beiden Satellitentemperaturdatensätze nicht eine Entscheidung für einen bestimmten Datensatz getroffen werden kann. Der UAH-Datensatz liegt meist näher bei den Radiosondendatensätzen, mit der Höhe sind die Vertikalprofile der Trends aber inkonsistent mit den Klimamodellen. Der RSS-Datensatz ist mit den Klimamodellen konsistent, die Trends weichen allerdings von den Trends der Radiosondendatensätzen mehr ab als die des UAH-Datensatzes.

Die große Fragestellung, an der man während der Betrachtungen nicht vorbei kommt, und die weiterhin nicht beantwortet werden kann, ist die Frage nach DEM richtigen atmosphärischen Temperaturdatensatz oder anders ausgedrückt die Frage nach dem Datensatz, dem man am meisten Glauben schenken kann. Jeder Datensatz hat seine Vor- und Nachteile und zwischen ihnen abzuwählen ist meist nicht einfach.

Nach dem durch diese Arbeit vorliegendem Vergleich kann abschließend gesagt werden, dass neue, homogenisierte Radiosondendatensätze sowie Satellitendatensätze gute Ergebnisse für die Trends in der Atmosphäre liefern, die Spannbreite der möglichen Fehler aber nach wie vor zu groß ist, um für Klimamodellverifikationen ausreichend genaue klimatologische Aussagen über die Temperaturtrends der letzten 30 Jahre in hohen Atmosphärenschichten zu treffen.

In dieser Diplomarbeit wurde RAOBCORE V1.1 evaluiert. Die dabei gemachten Ergebnisse führten zu einer Weiterentwicklung des Radiosondendatensatzes (RAOBCORE V1.2). Insbesondere wurde das Tag/Nacht-Kriterium entfernt und die bg-Korrektur in den Tropen im TMT- und TLS-Bereich etwas abgeschwächt.

## Glossar

- **1D-VAR:** Eindimensionale Variationelle Analyse
- **3D-VAR:** Dreidimensionale Variationelle Analyse
- **4D-VAR:** Vierdimensionale Variationelle Analyse
- **AMSU:** Advanced Microwave Sounding Unit – Mikrowellen Messgerät auf polarumlaufenden Satelliten (neue Version).
- **bg:** Background – kurzfristige Vorhersage des assimilierenden Vorhersagemodells in einem Datenassimilationssystem
- **CARDS:** Comprehensive Aerological Research Data Set
- **ENSO:** El Niño Southern Oscillation
- **ERA:** EZMW Re-Analyse
- **ERA-40:** 40-jährige EZMW Reanalyse
- **EZMW:** Europäisches Zentrum für Mittelfristige Wettervorhersage, auf Englisch ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecast)
- **HadAT:** Hadley Centre Atmospheric Temperatures – Homogenisierter Radiosonden-temperaturdatensatz des UK Met Office (neue Version)
- **HadCRUT3:** Klimatologischer Bodentemperaturdatensatz des UK Met Office
- **HadRT:** Hadley Centre Radiosonde Temperatures – Homogenisierter Radiosondentemperaturdatensatz des UK Met Office (alte Version)
- **IGRA:** Integrated Global Radiosonde Archive
- **IGY:** International Geophysical Year – 1958
- **LKS:** Lanzante-Klein-Seidel – Homogenisierter Radiosondentemperaturdatensatz
- **Meisei:** Japanischer Radiosondenhersteller
- **MSU:** Microwave Sounding Unit – Mikrowellen Messgerät auf polarumlaufenden Satelliten (alte Version).
- **MSU2:** alter Begriff für TMT, da diese Mittelschichttemperatur früheraus dem Kanal 2 gewonnen wurde.

- **MSU2LT**: alter Begriff für TLT, da diese Mittelschichttemperatur früher aus Teilen des Kanal 2 gewonnen wurde.
- **MSU4**: alter Begriff für TLS, da diese Mittelschichttemperatur früher aus dem Kanal 4 gewonnen wurde.
- **Nadir**: Blickrichtung des Satelliten genau senkrecht auf die Erde.
- **NAO**: North Atlantic Oscillation
- **NOAA**: National Oceanic and Atmospheric Administration – Name der amerikanischen polarumlaufenden Satelliten
- **NCEP**: National Centre for Environmental Prediction – amerikanischer Wetterdienst
- **NWP**: Numerical Weather Prediction
- **obs**: Observations – Beobachtungen
- **Phillips**: Radiosondenhersteller
- **QBO**: Quasi Biennial Oscillation
- **RAOB-CORE**: RAdiosonde OBservation COrrection using REanalysis – Homogenisierungsmethode des globalen Radiosondendatensatzes (Haimberger 2006).
- **RIHMI**: All-Russian Research Institute of Hydrometeorological Information
- **RSS**: Remote Sensing Systems – Forschungseinrichtung, die aus von Satelliten gemessenen Radianzen Temperaturretrievals erstellt und diese zum wissenschaftlichen Gebrauch anbietet.
- **SNHT**: Standard Normal Homogeneity Test
- **SSW**: Sudden Stratospheric Warming
- **SÜG**: Strahlungsübertragungsgleichung
- **TLS**: Temperature Lower Stratosphere – Atmosphärenschicht, für die aus einem Satellitenkanal Temperaturen berechnet werden, vergleichbar mit der tiefen Stratosphäre.
- **TLT**: Temperature Lower Troposphere – Atmosphärenschicht, für die aus einem Satellitenkanal Temperaturen berechnet werden, vergleichbar mit der tiefen Troposphäre.

- **TMT**: Temperature Middle Troposphere – Atmosphärenschicht, für die aus einem Satellitenkanal Temperaturen berechnet werden, vergleichbar mit der mittleren Troposphäre.
- **UAH**: University of Alabama in Huntsville – Forschungseinrichtung, die aus von Satelliten gemessenen Radianzen Temperatur retrievals erstellt und diese zum wissenschaftlichen Gebrauch anbietet.
- **UTC**: Universal Time Coordinated – entspricht Greenwich Mean Time (GMT)
- **Vaisala**: Finnischer Radiosondenhersteller
- **VIZ**: Amerikanischer Radiosondenhersteller
- **WMO**: World Meteorological Organization

# Literatur

- Alexandersson, H., and A. Moberg, 1997: Homogenization of Swedish temperature data. part I: Homogeneity test for linear trends. *Int. J. Climatol.*, **17**, 25–34.
- Andrews, D.G., J.R. Holton, and C.B. Leovy, 1987: *Middle Atmosphere Dynamics*, Volume 40 of *International Geophysics Series*. Academic Press, 489 pp.
- Angell, J.K., 1988: Variations and trends in tropospheric and stratospheric global temperatures, 1958–87. *J. Climate*, **1**, 1296–1313.
- Angell, J.K., 2003: Effect of exclusion of anomalous tropical stations on temperature trends from a 63-station radiosonde network, and comparison with other analyses. *J. Climate*, **16**, 2288–2295.
- Brohan, P., J.J. Kennedy, S.F.B. Tett, and P.D. Jones, 2006: Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: a new dataset from 1850. *J. Geophys. Res.* In press.
- Christy, J.R., W.B. Norris, W.D. Braswell, and D.E. Parker, 2003: Error estimates of version 5.0 of MSU-AMSU bulk atmospheric temperatures. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **20**, 613–629.
- Christy, J.R., R.W. Spencer, and W.D. Braswell, 2000: MSU tropospheric temperatures: Dataset construction and radiosonde comparisons. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **17**, 1153–1170.
- Christy, J.R., R.W. Spencer, and E.S. Lobl, 1998: Analysis of merging procedure for the MSU daily temperature time series. *J. Climate*, **11**, 2016–2041.
- Durre, I., R. Vose, and D.B. Wuertz, 2006: Overview of the Integrated Global Radiosonde Archive. *J. Climate*, **19**, 53–68.
- Eskridge, R.E., O.A. Alduchov, I.V. Chrnynkh, P. Zhai, A.C. Polansky, and S.R. Doty, 1995: A comprehensive aerological reference datasets (CARDS): Rough and systematic errors. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **76**, 1759–1775.
- Fu, Q., and C.M. Johanson, 2005: Satellite-derived vertical dependence of tropical tropospheric temperature trends. *Geophys. Res. Lett.*, **32**.

- Haimberger, L., 2005: *Homogenization of radiosonde temperature time series using ERA-40 analysis feedback information*, Volume 23 of *ERA-40 Project Report Series*. ECMWF.
- Haimberger, L., 2006: Homogenization of radiosonde temperature time series using innovation statistics. *J. Climate*. accepted.
- Hantel, M. und Mayer, D., 2006: Skriptum der Theoretischen Meteorologie 1. *Wiener Meteorologischen Schriften*, **3**.
- Karl, T.R., S.J. Hassol, C.D. Miller, and W.L. Murray (Eds.), 2006: *Temperature Trends in the Lower Atmosphere: Steps for Understanding and Reconciling Differences*. A report by the Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research, Washington, DC, 180 pp.
- Lanzante, J.R., S.A. Klein, and D.J. Seidel, 2003a: Temporal homogenization of monthly radiosonde temperature data. part i: Methodology. *J. Climate*, **16**, 224–240.
- Lanzante, J.R., S.A. Klein, and D.J. Seidel, 2003b: Temporal homogenization of monthly radiosonde temperature data. part ii: Trends, sensitivities, and msu comparison. *J. Climate*, **16**, 241–262.
- Limpasuvan, V., D.W.J. Thompson, and D.L. Hartmann, 2004: The life cycle of the northern hemisphere sudden stratospheric warmings. *J. Climate*, **17**, 2584–2596.
- McCarthy, M.P., H. Coleman, and P. Thorne, 2006: Quantifying uncertainty in radiosonde climate records: An automated method. *in preparation*.
- Mears, C.A., M.C. Schabel, and F.J. Wentz, 2003: A reanalysis of the MSU channel 2 tropospheric temperature record. *J. Climate*, **16**, 3650–3664.
- Mears, C.A., and F.J. Wentz, 2005: The effect of diurnal correction on satellite-derived lower tropospheric temperature. *Science*, **309**, 1548–1551.
- Parker, D.E., M. Gordon, D.P.N. Cullum, D.M.H. Sexton, C.K. Folland, and N. Rayner, 1997: A new global gridded radiosonde temperature data base and recent temperature trends. *Geoph. Res. Letters*, **24**, 1499–1502.
- Reitenbakh, R.G., A.M. Sterin, and V.A. Orzhekhovskaya, 1997: Analysis of recent atmosphere temperature variations derived from global network radiosonde data. *Russian Meteorology and Hydrology*, **1**, 1–8.
- Rodgers, C.D., 2000: *Inverse Methods for Atmospheric Sounding, Theory and Practice*. World Scientific, 238 pp.
- Santer, B.D., T.M.L. Wigley, C. Mears, F.J. Wentz, S.A. Klein, D.J. Seidel, K.E. Taylor, P.W. Thorne, M.F. Wehner, P.J. Geckler, J.S. Boyle, W.D. Collins, K.W. Dixon, C. Doutriaux, M. Free, Q. Fu, J.E. Hansen, G.S. Jones, R. Ruedy, T.R. Karl, J.R.

- Lanzante, G.A. Meehl, V. Ramaswamy, G. Russell, and G.A. Schmidt, 2005: Amplification of surface temperature trends and variability in the tropical atmosphere. *Science*, **309**, 1551–1556.
- Santer, B.D., T.M.L. Wigley, A.J. Simmons, P.W. Källberg, G.A. Kelly, S.M. Uppala, C. Ammann, J.S. Boyle, W. Brüggemann, C. Doutriaux, M. Fiorino, C. Mears, G.A. Meehl, R. Sausen, K.E. Taylor, W.M. Washington, M.F. Wehner, and F.J. Wentz, 2004: Identification of anthropogenic climate change using a second-generation reanalysis. *J. Geophys. Res.*, **109**.
- Seidel, D.J., J.K. Angell, J. Christy, M. Free, S. Klein, J. Lanzante, C. Mears, D. Parker, M. Schnabel, R. Spencer, A. Sterin, P. Thorne, and F. Wentz, 2004: Uncertainty in Signals of Large-Scale Climate Variations in Radiosonde and Satellite Upper-Air Temperature Datasets. *J. Climate*, **17**, 2225–2240.
- Simmons, A., P. Jones, V. da Costa Bechthold, A. Beljaars, P. Källberg, S. Saarinen, S. Uppala, P. Viterbo, and N. Wedi, 2004: *Comparison of trends and variability in CRU, ERA-40 and NCEP/NCAR analyses of monthly-mean surface air temperature*, Volume 18 of *ERA-40 Project Report Series*. ECMWF.
- Sterin, A.M., 1999: An analysis of linear trends in the free atmosphere temperature series for 1958–1997 (in russian). *Meteor. Gidrol.*, **5**, 52–68.
- Thorne, P., D.E. Parker, S.F.B. Tett, P.D. Jones, M. McCarthy, H. Coleman, and P. Brohan, 2005: Revisiting radiosonde upper-air temperatures from 1958 to 2002. *J. Geophys. Res.*, **110**, D18105.
- Thorne, P.W., P.D. Jones, S.F.B. Tett, M.R. Allen, D.E. Parker, P.A. Stott, G.S. Jones, T.J. Osborn, and T.D. Davies, 2003: Probable cause of late twentieth century tropospheric temperature trends. *Climate Dynamics*, **21**, 573–591.
- Trenberth, K.E., and L. Smith, 2006: The vertical structure of temperature in the tropics: Different flavors of El Niño. *J. Climate*, **19**, in press.
- Uppala, S.M., P.W. Källberg, A.J. Simmons, U. Andrae, V. da Costa Bechthold, M. Fiorino, J.K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G.A. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. Sokka, R.P. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M.A. Balmaseda, A.C.M. Beljaars, L. van den Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Detmold, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Holm, B.J. Hoskins, L. Isaksen, P.A.E.M. Janssen, R. Jenne, A.P. McNally, J.F. Mahfouf, J.J. Morcrette, N.A. Rayner, R.W. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo, and J. Woollen, 2005: The ERA-40 Re-analysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 2961–3012.

## **Danksagung**

Ich möchte mich an dieser Stelle bei allen bedanken, die diese Arbeit ermöglicht und mich dabei unterstützt haben.

Allen voran gilt mein Dank Dr. Leopold Haimberger der es mir ermöglicht hat im Rahmen des FWF-Projekts "Homogenization of the global radiosonde temperature dataset" (FWF - Projekt P18120-N10) Erfahrung im wissenschaftlichen Arbeiten zu sammeln und diese Arbeit zu schreiben. Er und die anderen Projektmitarbeiter waren immer für meine Probleme und Fragen offen und haben durch konstruktive Ideen an dieser Arbeit mitgewirkt.

Bedanken möchte ich mich auch bei meinem Betreuer o. Univ. Prof. Dr. Michael Hantel der dem Thema sehr offen gegenüberstand und mich bei dieser Arbeit unterstützt hat.

Mein Dank gilt auch den anderen Mitarbeitern der Theorie-Gruppe am Institut für Meteorologie und Geophysik. Sie haben stets ein offenes Ohr für meine Fragen und technischen Probleme gehabt.

Abschließend möchte ich mich noch bei meiner Familie und meinen Freunden bedanken, die mir immer geholfen haben.

LEBENSLAUF  
CHRISTINA MARGARETA TAVOLATO

PERSÖNLICHE DATEN:

- Geboren am 19. November 1982 in Wien als österreichische Staatsbürgerin
- Eltern: Paul und Margit Tavolato
- Geschwister: Lena Tavolato, Hanna Tavolato
- Familienstand: ledig

AUSBILDUNG:

- 1989 – 1993: Volksschule Reisnerstraße, Wien 3
- 1993 – 2001: Höhere Internatsschule des Bundes, Wien 3
- 1999 – 2000: Austauschjahr in Finnland am Arkadian Yhteislyseo, Klaukkala
- 2001 – 2006: Studium der Meteorologie an der Universität Wien
- Juni 2003: Abschluss der 1. Diplomprüfung
- März 2006: Teilnahme am EZMW Trainingskurs "Data Assimilation and Use of Satellite Data"

BERUFLICHER WERDEGANG:

- Juni 2005 – 2006: Projektmitarbeiterin beim Projekt "Homogenization of the global radiosonde temperature dataset" (FWF - Projekt P18120-N10)