

# Schätzung des atmosphärischen Wasserdampfes aus GPS-Messungen und anderen Sondierungsverfahren in der Antarktis

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Naturwissenschaften  
am Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen

2009

vorgelegt von :

Dipl.-Ing. Daniel Schulte  
Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung  
Van-Ronzelen-Straße 2  
D-27568 Bremerhaven

**FÜR MEINEN VATER**

**Name** : ..... Datum .....

**Anschrift** : .....

## **Erklärung**

---

Hiermit versichere ich, dass ich

1. die Arbeit ohne unerlaubte fremde Hilfe angefertigt habe,
2. keine anderen als die von mir angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt habe und
3. die den benutzten Werken wörtlich oder inhaltlich entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht habe.

\_\_\_\_\_, den .....

-----  
(Unterschrift)

# Danksagung

Die vorliegende Dissertation basiert auf Arbeiten, die in der Arbeitsgruppe Bathymetrie und Geodäsie am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung in Bremerhaven (AWI), Mitglied der Helmholtz-Gemeinschaft, durchgeführt wurden. Sie ist das Ergebnis eingehender Studien, die erst durch die Hilfe zahlreicher Personen ermöglicht wurden.

An erster Stelle möchte ich mich bei meinem Doktorvater Herrn Prof. Dr. Heinrich Miller bedanken, ohne dessen Interesse an dieser Arbeit die Durchführung nicht möglich gewesen wäre. Herrn Prof. Dr. Steffen Schön vom Institut für Erdmessung der Universität Hannover bin ich für die Übernahme des Zweitgutachtens, konstruktiven Kritiken und Diskussionen dankbar.

Die Unterstützung der Arbeitsgruppe Bathymetrie und Geodäsie war mir stets ein treuer Partner. Zuerst gilt mein Dank dem Leiter der Arbeitsgruppe Herrn Dr. Hans-Werner Schenke, ohne dessen Vertrauen diese Arbeit nicht zustande gekommen wäre. Des Weiteren sei hier Herr Fred Niederjasper genannt, der auch die größten Hürden im IT-Bereich zu nehmen wusste. Herrn Dr. Ralf Krockner sei für seine Hilfsbereitschaft gedankt und für das offene Ohr, das er mir des Öfteren leihen musste. Darüber hinaus möchte ich mich bei allen weiteren Mitarbeitern der Arbeitsgruppe bedanken, namentlich bei Dr. Martin Klenke, Dr. Andreas Beyer, Dr. Jörn Hatzky und Dorothea Graffe.

Herrn Dr. Hans Oerter und Herrn Dr. Gert Koenig-Langlo vom Alfred-Wegener-Institut gebührt ebenfalls mein Dank für ihre Diskussionsbereitschaft rund um die geophysikalischen und meteorologischen Belange dieser Arbeit.

Ohne die zahlreichen Hilfestellungen von Herrn Dr. Bob King, Herrn Dr. Simon McClusky und Herrn Prof. Dr. Thomas Herring vom Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences des Massachusetts Institute of Technology (MIT) wäre die komplexe Aufgabe der GPS-Auswertung nicht in dem Maße möglich gewesen, auch diesen Personen sei hier herzlich gedankt.

Herrn Dr. Georg Heygster und Herrn Dr. Christian Melsheimer des Institutes für Umweltphysik der Universität Bremen muss auch Dank gezollt werden, da sie ebenfalls zahlreiche Hinweise bei der Bearbeitung der meteorologischen Aspekte gegeben haben.

Herrn Dr. Johannes Boehm von der TU Wien möchte ich für die Hilfe rund um die Thematik der Projektionsfunktionen danken.

Ein ganz besonderer Dank richtet sich an meine Eltern, die mir erst meinen Weg und natürlich auch diese Arbeit durch ihre dauernde Unterstützung ermöglicht haben.

Auch dir Jana möchte ich danken, ohne dich hätte ich diese Arbeit nicht ins Ziel bringen können.

# Inhaltsverzeichnis

Danksagung . . . . .	i
Inhaltsverzeichnis . . . . .	iii
Abbildungsverzeichnis . . . . .	vi
Tabellenverzeichnis . . . . .	x
<b>1 Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2 Summary</b>	<b>4</b>
<b>3 Meteorologische Situation der Antarktis</b>	<b>6</b>
3.1 Orographie . . . . .	6
3.2 Bodentemperatur . . . . .	7
3.3 Luftdruck . . . . .	9
3.4 Wasserdampf . . . . .	11
3.5 Niederschlag/Akkumulation . . . . .	13
<b>4 Grundlagen des NAVSTAR-GPS</b>	<b>16</b>
4.1 Grundlagen . . . . .	16
4.1.1 Grundprinzip GPS . . . . .	16
4.1.2 Raumsegment . . . . .	18
4.1.3 Kontrollsegment . . . . .	19
4.1.4 Signalstruktur . . . . .	19
4.1.5 Nutzersegment . . . . .	21
4.2 Beobachtungsgrößen . . . . .	22
4.2.1 Trägerphasenmessung . . . . .	22
4.2.2 Differenzbildung . . . . .	24
4.2.3 Linearkombinationen . . . . .	27
4.3 Fehlerhaushalt . . . . .	28
4.3.1 Satellitenbahnen . . . . .	29
4.3.2 Synchronisationsproblem . . . . .	31
4.3.3 Ionosphäre . . . . .	32
4.3.4 Troposphäre . . . . .	34
4.3.5 Troposphärenmodelle . . . . .	36
4.3.6 Projektionsfunktionen . . . . .	39
4.3.7 Gezeitenabhängige Effekte . . . . .	44
4.3.8 Stationsabhängige Fehler . . . . .	47
4.4 GPS-Software . . . . .	50

4.4.1	GAMIT/GLOBK . . . . .	50
4.4.2	Mehrdeutigkeitsbestimmung . . . . .	52
4.5	Referenzsysteme . . . . .	53
<b>5</b>	<b>Methoden der Wasserdampfmessung</b>	<b>57</b>
5.1	Bodengebundene Verfahren . . . . .	58
5.2	Satellitenbasierte Verfahren . . . . .	60
5.3	Radiosonden . . . . .	63
5.3.1	Messgenauigkeit . . . . .	64
5.3.2	Bestimmung des ausfällbaren Wasserdampfgehaltes aus Radiosondenmessungen . . . . .	68
5.4	Bestimmungen des ausfällbaren Wasserdampfgehaltes aus bo- dengebundenen GPS-Messungen . . . . .	69
5.4.1	Genauigkeitsbetrachtung . . . . .	72
<b>6</b>	<b>Strategie für die GPS-Meteorologie</b>	<b>80</b>
6.1	GPS-Datenbeschreibung . . . . .	81
6.2	Koordinatenberechnung . . . . .	83
6.2.1	Gamit . . . . .	85
6.2.2	Globk . . . . .	87
6.3	Strategie . . . . .	93
6.3.1	Koordinaten . . . . .	93
6.3.2	Elevationsabhängige Betrachtung . . . . .	99
6.3.3	Projektionsfunktionen . . . . .	102
6.3.4	Gezeiten . . . . .	106
6.4	Zusammenfassung . . . . .	110
<b>7</b>	<b>Ergebnisse der Wasserdampfschätzung</b>	<b>112</b>
7.1	Auswertung . . . . .	112
7.2	Ergebnisse . . . . .	113
7.2.1	Gesamtbetrachtung . . . . .	113
7.2.2	Südpol . . . . .	115
7.2.3	Ostantarktis . . . . .	120
7.2.4	Westantarktis . . . . .	136
7.2.5	Antarktische Halbinsel . . . . .	141
7.2.6	Sanae IV . . . . .	147
7.3	Zusammenfassung . . . . .	149
<b>8</b>	<b>Validierung mit Radiosondenmessungen</b>	<b>152</b>
8.1	Herleitung der ausfällbaren Wasserdampfwerte aus Radiosonden- messungen . . . . .	153
8.2	Validierung der GPS-Auswertungen . . . . .	155
8.2.1	Südpol . . . . .	156
8.2.2	Ostantarktis . . . . .	158
8.2.3	Westantarktis . . . . .	165
8.3	Ergebnisse . . . . .	167

<b>9 Zusammenfassung und Ausblick</b>	<b>170</b>
<b>A GPS-Auswertung</b>	<b>173</b>
A.1 GPS-Software . . . . .	173
A.1.1 GAMIT . . . . .	173
A.1.2 GLOBK . . . . .	175
A.2 GPS-Stationen und deren Abkürzungen . . . . .	179
A.3 Stationsumfeld . . . . .	182
<b>B Methoden der Wasserdampfmessung</b>	<b>188</b>
B.1 Beziehungen zwischen der mittleren Temperatur der Atmosphäre und der Bodentemperaturen . . . . .	188
<b>C Strategie</b>	<b>189</b>
C.1 Überprüfung des Einflusses verschiedener Ozeangezeitenmodelle	189
<b>D Ergebnisse</b>	<b>190</b>
D.1 Koordinaten und Geschwindigkeiten . . . . .	190
D.2 Koordinatenzeitreihen . . . . .	193
<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>I</b>

# Abbildungsverzeichnis

3.1	Topographische Karte der Antarktis mit einigen Forschungsstationen . . . . .	7
3.2	Monatliche Durchschnittstemperaturen der antarktischen Stationen Amun, Dav1, Smrt, Mcm4 und Neuo . . . . .	8
3.3	Monatliche Durchschnittswerte der Jahre 2000-2004 für den Bodenluftdruck der antarktischen Stationen Amun, Dav1, Smrt, Neuo und Mcm4 . . . . .	10
3.4	Integrierte Wasserdampfgehalt in der Antarktis . . . . .	12
3.5	Vertikale Verteilung des Wasserdampfes und der Temperatur in der Atmosphäre . . . . .	13
3.6	Akkumulationsraten über der Antarktis geschätzt aus Eiskerndaten	14
4.1	GPS-Positionierungsprinzip . . . . .	17
4.2	Satellitenbahnen der über dem Südpol verfügbaren Satelliten . .	18
4.3	Signalaufbau beim Global Positioning System . . . . .	21
4.4	Messung der Phasendifferenz . . . . .	23
4.5	Einfach-Differenzen . . . . .	25
4.6	Doppel-Differenzen . . . . .	26
4.7	Modellierung der atmosphärischen GPS-Signaleinflüsse . . . . .	32
4.8	Sonnenfleckenaktivitäten . . . . .	33
4.9	Prinzip der Projektionsfunktion . . . . .	40
4.10	Bezugspunkte einer GPS-Bodenantenne . . . . .	48
4.11	ITRF-Stationen der Realisierung ITRF.2000 . . . . .	54
4.12	Stationen des IGS . . . . .	55
4.13	Rahmenstationen des IGS . . . . .	56
5.1	Diverse Methoden zur Messung des atmosphärischen Wasserdampfes . . . . .	57
5.2	Theorie der Bestimmung atmosphärischer Parameter mit der Radiookkultationsmethode . . . . .	60
5.3	Anzahl und Standort aller globalen Radiosondendaten . . . . .	63
5.4	Aufbau der Radiosonde RS-80 von Vaisala . . . . .	64
5.5	Auswertungsschema . . . . .	73
6.1	Zur Auswertung herangezogene GPS-Stationen in der Antarktis .	80
6.2	Datenverfügbarkeit der GPS-Stationen . . . . .	84
6.3	Stationsauswahl zur Koordinatenberechnung . . . . .	85

6.4	GPS-Stationen aus der Koordinatenschätzung . . . . .	87
6.5	Referenzstationen für die Koordinatenschätzung . . . . .	88
6.6	Koordinatenzeitreihen der Höhenkomponente Belgranos im Jahr 2000 editiert und uneditiert . . . . .	89
6.7	WRMS-Werte der Zeitreihen 2000 und 2001 . . . . .	90
6.8	Zeitreihe der Nord- und Ostkomponente von Belgrano mit dem Koordinatensprung . . . . .	91
6.9	Zeitreihe der Höhenkomponenten der Stationen McMurdo und Casey . . . . .	92
6.10	Horizontale und vertikale Geschwindigkeit der GPS-Stationen aus 2 Jahres Datensatz . . . . .	94
6.11	Vergleich der elevationsabhängigen GPS-Wasserdampfwerte . . .	100
6.12	Untersuchte GPS-Stationen in der Antarktis . . . . .	102
6.13	Einfluss unterschiedlicher Projektionsfunktionen auf die Höhen- koordinate der Station Davis bei identischer Beobachtungsge- wichtung . . . . .	103
6.14	Radiosondenvergleich der Projektionsfunktionen bei Davis . . . .	104
6.15	Vergleich der aus Radiosondenmessungen berechneten mit denen aus GPS bestimmten Wasserdampfwerten . . . . .	105
6.16	Auswirkung der Auflasteffekte durch Ozeangezeiten in der Ant- arktis . . . . .	107
6.17	Auswirkung der Auflasteffekte durch Ozeangezeiten auf GPS- ZTD-Schätzungen . . . . .	108
6.18	Untersuchung der ZTD-Differenzen mittels Fast-Fourier-Trans- formation . . . . .	109
7.1	Datenverfügbarkeit über den gesamten Auswertzeitraum je Sta- tion . . . . .	114
7.2	Ausfällbare Wasserdampfwerte aus GPS-Messungen bei der Sta- tion Scott-Amundsen . . . . .	115
7.3	Oneway Lc-Phasenresiduen der Station Scott-Amundsen des Ta- ges 198 im Jahr 2000 . . . . .	116
7.4	Mittlere atmosphärische Temperatur der Station am Südpol . . .	120
7.5	Ausfällbare Wasserdampfwerte aus GPS-Messungen bei der Sta- tion Belgrano II . . . . .	121
7.6	Oneway Lc-Phasenresiduen der Station Belgrano II am Tag 198 im Jahr 2000 . . . . .	122
7.7	Lc-Phasenresiduen der Station Belgrano II im Skyplot für den Tag 198 im Jahr 2000 . . . . .	123
7.8	Mittlere atmosphärische Temperatur der Station Belgrano II . .	125
7.9	Ausfällbare Wasserdampfwerte aus GPS-Messungen bei den Sta- tionen Mawson und Syowa . . . . .	126
7.10	Oneway Lc-Phasenresiduen der Stationen Mawson und Syowa am Tag 198 im Jahr 2000 . . . . .	127
7.11	Mittlere atmosphärische Temperatur der Stationen Mawson und Syowa . . . . .	130

7.12	Ausfällbare Wasserdampfwerte aus GPS-Messungen bei den Stationen Casey, Davis und Dumont d’Urville . . . . .	131
7.13	Oneway Phasenresiduen der Lc-Linear kombination für Casey, Davis, Dumont d’Urville am Tag 198 . . . . .	132
7.14	Mittlere atmosphärische Temperatur der Stationen Casey, Davis und Dumont d’Urville . . . . .	135
7.15	Ausfällbare Wasserdampfwerte aus GPS-Messungen bei der Station McMurdo . . . . .	137
7.16	Elevationsabhängiger Plot der Lc-Phasenresiduen für den Tag 198 im Jahr 2000 für McMurdo . . . . .	138
7.17	Skyplots der Lc-Phasenresiduen für den Tag 198 im Jahr 2000 der Station McMurdo . . . . .	139
7.18	Mittlere atmosphärische Temperatur der Station McMurdo . . .	140
7.19	Ausfällbare Wasserdampfwerte aus GPS-Messungen bei den Stationen O’Higgins, Palmer und San Martin . . . . .	142
7.20	Oneway Lc-Phasenresiduen der Stationen O’Higgins, Palmer und San Martin am Tag 198 bzw. 277 im Jahr 2000 . . . . .	143
7.21	Mittlere atmosphärische Temperatur der Stationen O’Higgins, Palmer und San Martin . . . . .	145
7.22	Ausfällbare Wasserdampfwerte aus GPS-Messungen bei der Station Sanae IV . . . . .	148
7.23	Zusammenfassung der GPS-Wasserdampfschätzungen . . . . .	150
8.1	Radiosondenstation in der Antarktis . . . . .	153
8.2	Werte des gleitenden Mittels aus Radiosondenmessungen und GPS-Schätzungen für den Südpol . . . . .	157
8.3	Korrelation zwischen Radiosondenmessungen und GPS-Wasserdampfschätzungen für den Südpol . . . . .	158
8.4	Vergleich der gleitenden Mittelwerte für Mawson und Syowa . . .	159
8.5	Korrelation zwischen Radiosondenmessungen und GPS-Wasserdampfschätzungen für Mawson und Syowa . . . . .	160
8.6	Vergleich der gleitenden Durchschnittswerte für Casey, Davis und Dumont d’Urville . . . . .	162
8.7	Korrelation zwischen Radiosondenmessungen und GPS-Wasserdampfschätzungen für Casey, Davis und Dumont d’Urville . . . .	164
8.8	Werte des gleitenden Mittels aus Radiosondenmessungen und GPS-Schätzungen für McMurdo . . . . .	166
8.9	Korrelation zwischen Radiosondenmessungen und GPS-Wasserdampfschätzungen für McMurdo . . . . .	167
A.1	Schema der GAMIT-Prozessierung . . . . .	173
A.2	Aufbau der Globk-Prozessierung . . . . .	177
A.3	Stationsumfeld der GPS-Station Scott-Amundsen . . . . .	182
A.4	Stationsumfeld der GPS-Station Belgrano II . . . . .	182
A.5	Stationsumfeld der GPS-Station Casey . . . . .	183
A.6	Stationsumfeld der GPS-Station Davis . . . . .	183
A.7	Stationsumfeld der GPS-Station Dumont d’Urville . . . . .	184

A.8	Stationsumfeld der GPS-Station Mawson . . . . .	184
A.9	Stationsumfeld der GPS-Station McMurdo . . . . .	185
A.10	Stationsumfeld der GPS-Station O'Higgins . . . . .	185
A.11	Stationsumfeld der GPS-Station Palmer . . . . .	186
A.12	Stationsumfeld der GPS-Station San Martin . . . . .	186
A.13	Stationsumfeld der GPS-Station Syowa . . . . .	187
A.14	Stationsumfeld der GPS-Station Sanae IV . . . . .	187
D.1	Zeitreihen der endgültigen Höhenkomponenten . . . . .	193
D.2	Zeitreihen der endgültigen Höhenkomponenten . . . . .	194
D.3	Zeitreihen der endgültigen Höhenkomponenten . . . . .	195

# Tabellenverzeichnis

4.1	Charakteristika der GPS-Satelliten . . . . .	17
4.2	GPS Satelliten Signale . . . . .	20
4.3	Zulässiger Bahnfehler bei zugehörigem 1cm-Basislinienfehler . . .	30
4.4	Genauigkeit der Satellitenbahnen laut IGS-Angaben . . . . .	30
4.5	Perioden ausgewählter Partialtide nach Dach (2000) . . . . .	45
4.6	Zusammenstellung von aktuellen Ozeangezeitenmodellen . . . . .	47
5.1	Genauigkeiten der verschiedenen Radisondenmessungen . . . . .	68
5.2	Einfluss einiger Faktoren auf die ZTD-Schätzung . . . . .	74
5.3	Höhenunterschiede und Entfernungen zwischen den GPS-Stationen und den meteorologischen Stationen . . . . .	76
5.4	Mittlere atmosphärische Temperatur aus Bodenmessungen . . . . .	77
6.1	Eigenschaften der GPS-Stationen . . . . .	81
6.2	GPS-Systeme der einzelnen Stationen . . . . .	83
6.3	Gamit-Einstellungen der Koordinatenberechnung . . . . .	86
6.4	GLOBK-Einstellungen zur Koordinatenberechnung . . . . .	93
6.5	Strenge A-Priori Koordinatenbereiche . . . . .	95
6.6	Differenzen der PW-Werte zwischen GPS-Wasserdampfschätzungen und Radiosondenmessungen . . . . .	97
6.7	gemittelte Standardabweichungen der Zenitverzögerungen der ein- zelnen GPS-Realisierungen über 20 Tage (160-180) . . . . .	98
6.8	Vergleich Radiosondenmessung und elevationsabhängiger GPS- Beobachtungen . . . . .	101
6.9	Durchschnittliche Standardabweichungen der Zenitverzögerungen bei 3 und 15 Grad Höhenwinkel . . . . .	102
6.10	Beobachtungsgrenzen der Gezeitenmodelle . . . . .	107
6.11	Zusammenfassung der Einstellungen zur troposphärischen Aus- wertung . . . . .	110
7.1	Standardabweichungen der Zenitverzögerungen . . . . .	113
7.2	Darstellung des mittleren Wasserdampfgehaltes und der Korre- lation zur Atmosphärentemperatur . . . . .	151
8.1	Radiosondentypen der Jahre 2000, 2001 . . . . .	155
8.2	Vertikale Auflösung der Radiosondenmessungen . . . . .	156
8.3	Zusammenfassung der Ergebnisse der Differenzierung . . . . .	168

B.1	Koeffizienten zur Bestimmung der Atmosphärentemperatur . . .	188
C.1	Vergleich der Abweichungen der Zenitverzögerungen unter dem Einfluss der einzelnen Gezeitenmodelle in Millimeter . . . . .	189
D.1	Ellipsoidische Koordinaten der antarktischen GPS-Stationen . . .	190
D.2	Geschwindigkeiten der antarktischen GPS-Stationen . . . . .	191
D.3	Standardabweichungen des Mittels der Koordinaten . . . . .	191
D.4	Standardabweichungen des Mittels der Geschwindigkeiten . . . .	192

# Kapitel 1

## Einleitung

Wasserdampf beeinflusst das Klima im Rahmen des hydrologischen Kreislaufes, als eines der wichtigsten natürlichen Treibhausgase (Elliot u. a., 1995). Durch den Rückkoppelungseffekt geht mit einem Anstieg der atmosphärischen Temperatur auch ein Anstieg des atmosphärischen Wasserdampfgehaltes einher, da die Atmosphäre durch die höhere Temperatur in der Lage ist, mehr Wasserdampf zu speichern. Diese Zunahme an Wasserdampf in der Atmosphäre ermöglicht es, eine Temperaturzunahme auszulösen, da es als Treibhausgas die Erwärmung der Erdatmosphäre fördert. Durch die Speicherung von latenter Wärme ist der atmosphärische Wasserdampf des Weiteren ein Energietransporter, in dem er Wärme aufnimmt und durch die Prozesse im hydrologischen Kreislauf transportiert und an anderer Stelle wieder freisetzt bei Kondensation. Zusätzlich wird die Wolkenbildung durch die Zu- und Abnahme des atmosphärischen Wasserdampfes beeinflusst. Diese Eigenschaften machen den atmosphärischen Wasserdampf zu einem der wichtigsten Indikatoren für einen möglichen globalen Temperaturanstieg (IPCC, 2007).

Neben seiner direkten meteorologischen Bedeutung ist der Wasserdampfgehalt in der Antarktis ein wichtiger Indikator für die Entwicklung und den Zustand des Eismassenhaushaltes und nach Bromwich und Parish (1998) somit ein wichtiger Hinweis für die Entwicklung der Meeresspiegelhöhe. Wasserdampf kann durch Kondensation in Form von Niederschlag in der Atmosphäre vorkommen. Die Höhe dieser Niederschlagsmenge bestimmt wiederum, wie sich der antarktische Eisschild ausbilden kann durch Akkumulation des herabfallenden Niederschlags. Die Antarktis übt durch ihre niedrigen Temperaturen einen großen Einfluss auf das globale Klima aus (King und Turner, 1997). Der Eisschild reflektiert die ankommende Sonnenstrahlung und verhindert somit eine Umwandlung dieser Strahlung in Wärmestrahlung. Durch diesen Eis-Albedo-Effekt sind die Polarregionen sehr empfindlich gegenüber klimatischen Veränderungen im Vergleich zu anderen Regionen (Oerlemans und Bintanja, 1995). Des Weiteren übt die Antarktis durch den Schild eine kühlende Wirkung aus. Lang- und auch kurzfristige Entwicklungen des atmosphärischen Wasserdampfgehaltes in der Antarktis können somit wichtige Klimaveränderungen und deren Folgen aufde-

cken oder prognostizieren.

Radiosonden sind die am häufigsten eingesetzten Instrumente zur Bestimmung atmosphärischer Parameter (Kraus, 2001). Die extremen Bedingungen in polaren Gebieten machen es aber teilweise unmöglich oder sehr schwer, Radiosonden einzusetzen. Aus diesem Grunde gibt es in der Antarktis auch überwiegend Küstenstationen, die regelmäßig Radiosondenmessungen durchführen. Des Weiteren ist die zeitliche Auflösung dieser Messungen begrenzt, da auf Grund der hohen Kosten nicht mehr als ein oder zwei Messungen am Tag durchgeführt werden können. Der Einsatz an Logistik und die Kosten sind auch für andere meteorologische Messsysteme Hinderungsgründe, um in extremeren Regionen wie der Antarktis eingesetzt zu werden.

Das Global Positioning System kann neben der eigentlichen Positionsbestimmung vielfältig eingesetzt werden. Eine Möglichkeit ist die Bestimmung atmosphärischer Parameter, welche einen Rückschluss über den Zustand der neutralen Atmosphäre oder der Ionosphäre zulassen (Bevis u. a., 1992). In gemäßigten Breiten hat sich GPS als meteorologisches Messsystem bereits bewährt (Schueler, 2001), in sehr ariden Gebieten ist es allerdings noch häufig an seine Grenzen gestoßen. Neue Entwicklungen in der Prozessierung machen einen neuen Blick auf Einsatzgebiete mit extremen Witterungsbedingungen wie der Antarktis notwendig. Es wäre eine Alternative zu etablierten Messverfahren wie Radiosonden, da GPS unabhängig von Wetter und Tageszeit eingesetzt werden kann und nicht zwingend regelmäßig eine personelle Betreuung benötigt.

Im Rahmen dieser Arbeit sind Daten von 12 antarktischen GPS-Stationen aus den Jahren 2000 und 2001 ausgewertet worden, um die Eignung dieser Methode für den Einsatz in der Antarktis zu testen. Dies geschah auch unter dem Hintergrund, dass die GPS-Stationen auf der antarktischen Eisdecke installiert werden und sich mit der Eisgeschwindigkeit fortlaufend bewegen. Mit den aufgezeichneten Satellitendaten wurden ausfällbare Wasserdampfwerte für die jeweilige Stationsatmosphäre unter Hinzunahme von Temperatur und Luftdruck berechnet. Um eine Qualitätsaussage dieser Atmosphärenwerte treffen zu können, wurden sie an sechs Stationen mit vorhandenen Radiosondenmessungen validiert.

Nach der Einleitung wird in Kapitel 3 die meteorologische Situation in der Antarktis dargelegt. Durch die Beschreibung von Temperatur, Luftdruck und Wasserdampfgehalt der antarktischen Atmosphäre ist es möglich, die berechneten Wasserdampfzeitreihen in einem meteorologischen Gesamtverständnis zu sehen. Grundlagen des Global Positioning Systems werden in Kapitel 4 erläutert, um spätere Prozessierungsschritte nachvollziehen zu können und um überhaupt die Möglichkeit aufzuzeigen, wie troposphärische Parameter aus der Anordnung dieses System erlangt werden können. In Kapitel 5 werden Radiosondenmessungen und weitere Systeme zur Messung des atmosphärischen Wasserdampfes vorgestellt. Neben der Darstellung der Konvertierung der aus GPS-Signalen bestimmten Laufzeitverzögerungen in die atmosphärischen Wasserdampfwerte

wird ebenfalls das Genauigkeitspotential der GPS-basierten Werte abgeschätzt.

Nachfolgend werden in Kapitel 6 einzelne Fehlerquellen des GPS hinsichtlich der Wasserdampfschätzung verdeutlicht und Lösungen für deren Minimierung bestimmt. Neben der geeigneten Strategie wird die Schätzung des eigenen Koordinatenreferenzrahmens erläutert und der Genauigkeitsbereich der geschätzten Koordinaten und Geschwindigkeiten festgelegt. Im siebten Kapitel werden die Ergebnisse der GPS-basierten Wasserdampfschätzung analysiert. Neben der Datenqualität werden die Werte auch in einen meteorologischen Kontext einsortiert. In Kapitel 8 werden die GPS-basierten Wasserdampfwerte schließlich mit Radiosondenmessungen auf 6 Stationen validiert, um die Eignung der GPS-Werte abzuleiten. Abschließend wird dann der Einsatz des GPS als meteorologischer Sensor in der Antarktis beurteilt und die Zukunft des Systems hinsichtlich der Messung der atmosphärischen Kenngröße Wasserdampf prognostiziert.

# Kapitel 2

## Summary

The climate is affected by water vapor within the hydrological cycle as it is one of the most variable greenhouse gases (Elliot u. a., 1995). If the atmospheric temperature increases, then the atmospheric water vapor increases, too, as the atmosphere is able to store more water vapor with higher atmospheric temperature. The atmospheric feedback effect generates vice versa higher temperature in the atmosphere due to higher water vapor content. Furthermore atmospheric water vapor transports energy in form of latent heat. Moreover decrease and increase of water vapor facilitates clouding. All these characteristics make water vapor to one of the most important indicator for a possible global warming (IPCC, 2007).

Water vapor is an important indicator for development of ice mass balance in Antarctica beside its direct meteorological relevance. Out of this reason it gives also a hint for a possible sea level rise (Bromwich und Parish, 1998). Water vapor can occur as precipitation in the atmosphere due to condensation. The level of precipitation influences furthermore the development of the Antarctic ice shield because of accumulation of fallen precipitation. In addition Antarctica exerts with its low temperatures a huge influence on the global climate (King und Turner, 1997). The ice shield reflects the incoming insolation and avoids a conversion of this radiation towards heat radiation. Antarctica is very sensible in relation to climate changes because of this ice-albedo-effect in comparison to other regions (Oerlemans und Bintanja, 1995). Hence it is possible to detect global climate changes and estimate their impacts with help of long- and short-term developments of atmospheric water vapor in Antarctica.

Radiosondes are often used to detect atmospheric parameter (Kraus, 2001). It is very difficult to use radiosondes in Antarctica or in Polar Regions because of the extreme climate conditions. For this reason most scientific stations which use radiosondes are located at the Antarctic coast because of the moderate conditions comparing to the Antarctic continent. Additionally the temporal resolution is limited. Most stations only do one or two radiosonde measurements per day because of the high costs for one sonde. The high logical and financial efforts are common obstacles for using many meteorological measurement systems in

extreme climate regions like Antarctica.

GPS can be used in many ways besides positioning. Determination of atmospheric parameters to get information about the neutral or ionospheric part is one possibility (Bevis u. a., 1992). GPS is an approved method in temperate zones to get meteorological information (Schueler, 2001), but it has had its limits in arid regions in the past. It is necessary to take a closer look at the field of applications (like Polar Regions) for GPS-processing actually, because of new developments basically in software. GPS could be a serious alternative to established procedures like radiosondes because of its independence towards daytime and weather. Furthermore it can be installed as a remote system which needs a minimum of support.

GPS-data of 12 Antarctic GPS-stations were analysed for the years 2000 and 2001 to test the suitability of this method for Antarctica. The fact that many GPS-stations are installed on the Antarctic ice-shield was also taken into account. These stations move with the velocity of this shield towards the coast. Precipitable water vapour values for each atmosphere were estimated out of these GPS-information with the help of atmospheric temperature and pressure. The precipitable water vapour values out of GPS-measurements were compared with radiosonde launches at six stations to make an examination of quality.

The meteorological situation is stated in chapter 3 after the introduction. It is possible to get the estimated water vapor time series in a meteorological context by the description of temperature, air pressure and water vapor of the Antarctic atmosphere. The basics of the Global Positioning System are described in chapter 4 in order to be able to reconstruct following processing steps and to point out all possibilities of attaining tropospheric parameters out of the configuration of this system. Radiosonde measurements and further systems to get the atmospheric water vapor are presented in chapter 5. The accuracy of the GPS-based values is also estimated beside the conversion of the zenith total delays into atmospheric water vapor values.

Individual error sources are clarified in chapter 6 regarding the estimation of atmospheric water vapor. Solutions for their minimization are determined. The estimation of the coordinate reference frame is described also apart from the suitable strategie to get correct tropospheric values. At least the range of accuracy of coordinates and velocities are specified. The results of the GPS-based water vapor estimation in Antarctica are analysed in chapter 7. These results are also sorted into a meteorological context. The GPS-based water vapor values are finally validated with radiosonde measurements of 6 stations in chapter 8, in order to test the suitability of these GPS-values. Finally GPS is evaluated, if it is usable as a meteorological sensor in Antarctica. The future of the system regarding the estimation of atmospheric water vapor under extreme climate conditions is prognosticated.

## Kapitel 3

# Meteorologische Situation der Antarktis

Um die geschätzten GPS-Wasserdampfwerte beurteilen zu können, ist es wichtig, die meteorologische Situation und geländeabhängigen Eigenschaften des Arbeitsgebietes zu kennen. Darum wird im Rahmen dieses Kapitels zuerst auf die Orographie der Antarktis eingegangen. Darüber hinaus werden die wichtigsten meteorologischen Größen und atmosphärischen Prozesse in Bezug auf die Antarktis erläutert mit Fokus auf den Wasserdampf.

### 3.1 Orographie

Mit dem Begriff Antarktis wird der Bereich südlich der geographischen Breite von  $60^{\circ}\text{S}$  definiert. Er beinhaltet den Kontinent genauso wie die einzelnen Inseln und das Südpolarmeer und mit  $18 \cdot 10^6 \text{ km}^2$  sind dies 10 % der gesamten Erdoberfläche. Mit einer durchschnittlichen Höhe des Festlandes von ca. 2400 Metern ist dies das höchste und durch sein arides Klima auch das trockenste Gebiet der Erde.

Der Kontinent innerhalb der Antarktis, der Kürze nach oft auch als Antarktis bezeichnet, kann in drei Regionen untergliedert werden:

1. Ostantarktis
2. Westantarktis
3. Antarktische Halbinsel

Die *Ostantarktis* wird durch das transantarktische Gebirge vom westlichen Teil der Antarktis getrennt und hat als direkte Nachbarn den australischen und afrikanischen Kontinent. Sie wird nahezu komplett durch ein Eisschild abgedeckt, welches nach King und Turner (1997) ein Volumen von  $30 \cdot 10^6 \text{ km}^3$  aufweist, eine Mächtigkeit von über 4000 m erreicht und somit als Hochplateau charakteristisch für diese Region ist. Der Eisschild gewinnt von der Küste in Richtung Inland schnell an Höhe, so dass dieses Gebiet im Durchschnitt 2 km

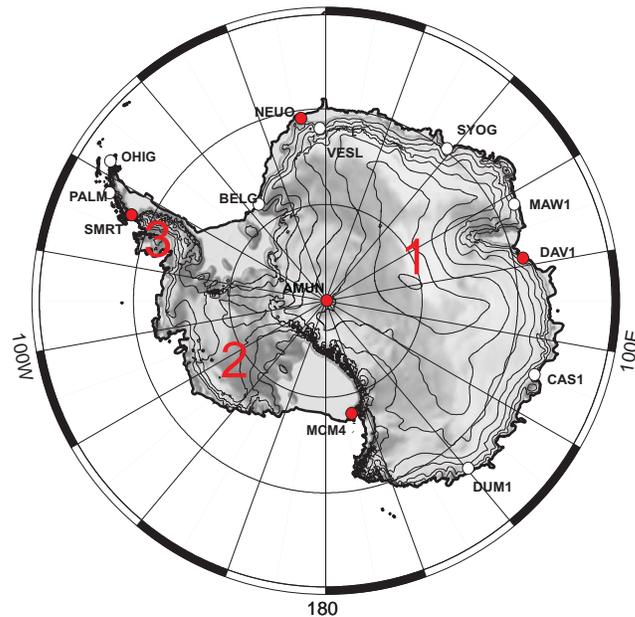


Abbildung 3.1: Topographische Karte der Antarktis mit einigen Forschungsstationen (Wessel und Smith, 2007)

über dem Meeresspiegel liegt.

Im Vergleich zur Ostantarktis weist die **Westantarktis** mit  $1.97 \cdot 10^6 \text{ km}^2$  einen kleineren Flächeninhalt auf und auch eine niedrigere Durchschnittshöhe (850 m). Der westliche Teil der Antarktis schließt an den pazifischen Ozean an.

Die **antarktische Halbinsel** erstreckt sich Richtung Feuerland bzw. Südamerika und ragt am weitesten nach Norden heraus. Durch diese Lage herrschen hier im antarktischen Vergleich auch gemäßigttere meteorologische Bedingungen.

In Abbildung 3.1 ist das beschriebene Gebiet dargestellt. Die Ziffer 1 zeigt das Gebiet der Ostantarktis, die 2 die Westantarktis und 3 schließlich die antarktische Halbinsel. Des Weiteren sind hier einige Forschungsstationen zu erkennen, welche überwiegend an der Küste angesiedelt wurden. Dies hat seine Begründung in der nicht so extremen meteorologischen Situation und in der Logistik. Die rot gekennzeichneten Forschungsstationen werden in diesem Kapitel zur Beschreibung der meteorologischen Situation in der Antarktis herangezogen.

### 3.2 Bodentemperatur

Auf Grund der hohen Korrelation zwischen Wasserdampf und Temperatur, wird in diesem Unterkapitel die jährliche Entwicklung der Bodentemperatur darge-

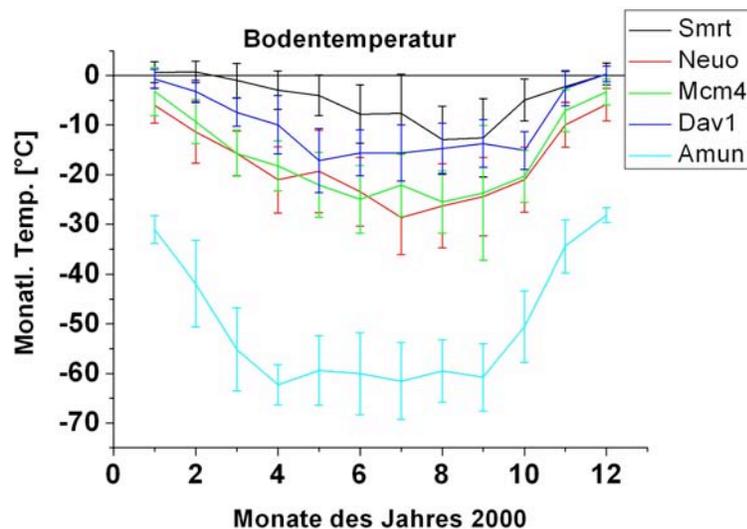


Abbildung 3.2: Monatliche Durchschnittstemperaturen der antarktischen Stationen Scott-Amundsen (Amun), Davis (Dav1), San Martin (Smrt), McMurdo (Mcm4) und Neumayer II (Neuo) und die Standardabweichung aus den Einzelwerten

stellt.

Die Antarktis weist die niedrigsten Temperaturen der Erde auf, bedingt durch die schwache Sonneneinstrahlung, welche wiederum ihren Ursprung in der Neigung der Erdachse hat. Des weiteren reflektiert der Eisschild einen hohen Anteil der einfallenden Sonnenstrahlung, so dass wenig Strahlung in Wärmeenergie umgewandelt wird.

In Abbildung 3.2 sind monatliche Mittelwerte mit einer Genauigkeit von 0.1 Grad Celsius (Colwell, 2008) aus dem Jahr 2000 für Stationen aus den beschriebenen antarktischen Regionen zu sehen. Die Genauigkeitsangaben wurden nicht als Fehlerbalken in dem Diagramm angegeben,

- Ostantarktis: Davis (Dav1), Scott-Amundsen (Amun), Neumayer (Neuo);
- Westantarktis: McMurdo (Mcm4)
- Antarktische Halbinsel: San Martin (Smrt)

Die Station Scott-Amundsen wurde am Südpol errichtet, während Davis und Neumayer Küstenstationen der Ostantarktis sind. Auch McMurdo und San Martin wurden in Küstennähe errichtet. Zur näheren Lokalisierung der Forschungsstationen wird auf Abbildung 3.1 verwiesen.

Die Monatsmittel der einzelnen Temperaturwerte weisen generell die gleiche Entwicklung auf. Am Jahresanfang fällt an allen Stationen die Temperatur, da

in diesem Zeitraum die Sonnenstrahlung abnimmt. Im antarktischen Winter bleiben die Temperaturwerte relativ stabil, währenddessen sie Ende des Jahres wieder ansteigen. Am auffälligsten ist, dass die Temperaturentwicklungen der kontinentalen Stationen Amun sich von den Entwicklungen der Küstenstationen unterscheidet.

Die Temperaturen am Südpol weisen einen Offset zu den anderen Temperaturwerten von ca. 30-50 Grad Celsius auf. Des Weiteren sinken die Temperaturen am Jahresanfang stärker ab und am Jahresende steigen diese wieder stärker an. Dies läßt sich zum einen mit der Polarnacht erklären und zum anderen dass generell im Landesinneren der Antarktis weniger Sonnenstrahlung im antarktischen Winter das Eis erreicht, als dies an der Küste der Fall ist. Auf Grund der Polarnacht ist die Temperaturkurve im Vergleich zu den anderen Stationen im antarktischen Winter auch variationsärmer. Dieses Temperaturverhalten wird nach King und Turner (1997) als „coreless winter“ bezeichnet. Zusätzlich wirkt hier natürlich die Orographie des Kontinentes, da durch den Höhenanstieg des Eises der Südpol auf einer mittleren Höhe von 2816 Metern über dem Meeresspiegel liegt.

Die Küstenstationen der Ost- und Westantarktis weisen keine großen Unterschiede auf. Nur Davis hat einen Temperaturoffset von 5-10 Grad Celsius zu McMurdo zu verzeichnen. Die höheren Temperaturen der küstennahen Stationen lassen sich durch wärmere, maritime Luft erklären, die die Küstenstationen noch erreicht. Eine generelle Temperaturabnahme mit zunehmender Höhe und abnehmender Sonnenstrahlung Richtung Süden kann an dieser Stelle festgestellt werden. Die nördlichste Station San Martin, welche an der Küste der antarktischen Halbinsel installiert wurde, ist die einzige Station mit mittleren Temperaturen oberhalb von 0 Grad Celsius. Im Gesamtmittel ist dies auch die Station mit den höchsten Temperaturwerten, so dass entlang der antarktischen Halbinsel auch mit dem am meisten gemäßigten Klima zu rechnen ist.

Zusammenfassend hat somit das Gebiet um die antarktische Halbinsel im Jahreszyklus die höchsten Temperaturen, welche nur durch die Küstenstationen der West- und Ostantarktis weitgehend erreicht werden. Die innerkontinentalen Stationen weisen eine schnelle Temperaturabnahme nach, was auch Rückschlüsse über den Wasserdampfgehalt mit sich zieht. Mit zunehmender Breite lassen auch die regionalen Variationen der einzelnen Temperaturentwicklungen nach.

### 3.3 Luftdruck

Da sich anhand des Luftdruckes die Verteilung der Luftmassen und somit auch die Verteilung des Wasserdampfes nachvollziehen lässt, wird hier näher auf die Luftdruckentwicklung der einzelnen Regionen eingegangen.

Die Antarktis wird von einem Tiefdruckband umschlossen. Dieses Band liegt zwischen ca. 60° - 70° S und entsteht, weil die warme (sub-)tropische Luft auf

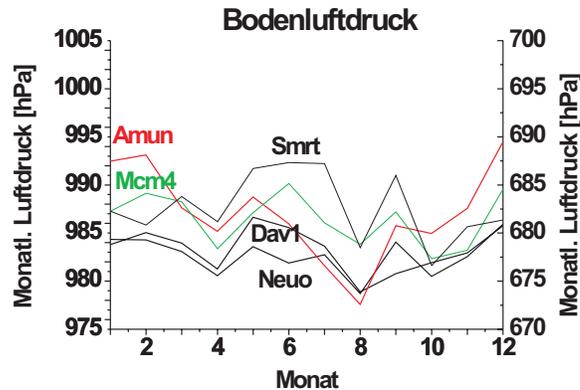


Abbildung 3.3: Monatliche Durchschnittswerte der Jahre 2000-2004 für den Bodenluftdruck der antarktischen Stationen Scott-Amundsen (Amun), Davis (Dav1), San Martin (Smrt), Neumayer II (Neuo) und McMurdo (Mcm4)

die polare Kaltluft trifft (King und Turner, 1997). Als Folge dessen herrscht über der Antarktis ein polares Hochdruckgebiet. Die monatlichen Mittelwerte der Jahre 2000 bis 2004 für den Luftdruck der beschriebenen Forschungsstationen sind in Abbildung 3.3 zu sehen. Für die Station Scott-Amundsen (Amun) sind die Luftdruckwerte an der rechten Skala abzulesen, für die anderen Stationen an der linken Seite.

Alle Stationen weisen eine ähnliche Entwicklung der Luftdruckwerte auf. Die Tiefpunkte im April und August und die Maxima im Dezember und Juni sind nach King und Turner (1997) durch die jeweiligen Veränderung des circumpolaren Tiefdruckbandes zu begründen, da es am Frühlingsanfang und am Herbstanfang seine südlichste Lage und an den jeweiligen Sonnenwenden im Juni und Dezember seine nördlichste Lage eingenommen hat. Die zyklischen Änderungen dieses Tiefdruckbandes hängen nach Bromwich und Parish (1998) mit großräumigen Effekten (Luftmassentransport) zusammen, welche durch die unterschiedliche Intensität der Sonnenstrahlung verursacht wird.

Die etwas extremeren Luftdruckvariationen, die am Südpol gemessen wurden, sind auf die Stationshöhe und die Geländeform zurückzuführen (Bromwich und Parish, 1998). Im Vergleich liegen die Luftdruckwerte der westantarktischen Station McMurdo höher als die der ostantarktischen Stationen Davis und Neumayer. Die höchsten Luftdruckwerte wurden allerdings auf der antarktischen Halbinsel (San Martin) gemessen, da dort auch das am meisten gemäßigte Klima vorherrscht.

Zusammenfassend kann also festgestellt werden, dass mit abnehmender Breite und zunehmender Höhe der Luftdruck abnimmt, so dass im Inneren des antarktischen Kontinentes ein niedriger Luftdruck vorzufinden ist. In der Westant-

arktisch wurde im Durchschnitt ein höherer Luftdruck gemessen als an der ostantarktischen Küste und die höchsten Werte weist die antarktische Halbinsel auf. Die Begründungen werden regional von den Temperaturunterschieden und kontinental von der Entwicklung des circumpolaren Luftdruckbandes gegeben.

### 3.4 Wasserdampf

Für diese Arbeit ist die Wasserdampfverteilung auf dem antarktischen Kontinent von Bedeutung. Aus diesem Grunde wird in diesem Kapitel die horizontale Verteilung des Wasserdampfes in der Antarktis anhand von Radiosondenmessungen dargestellt. Des Weiteren wird vertikale Verteilung des atmosphärischen Wasserdampfes und die klimatische Bedeutung des Wasserdampfes näher dargestellt.

Der hydrologische Kreislauf beschreibt die verschiedenen Aggregatzustände des Wassers und dessen Wege innerhalb der Erdatmosphäre, den Ozeanen und den Kontinenten (Elliot u. a., 1995). Der Wasserdampf spielt in diesem Kreislauf eine Schlüsselrolle, da er im Rahmen von Evaporation/Transpiration Energie in Form von latenter Wärme aufnimmt, diese transportiert und an anderer Stelle wieder durch Kondensation freigibt.

Durch den Treibhauseffekt wird kurzweilige Sonnenstrahlung ungehindert bis zur Erdoberfläche durchgelassen, währenddessen die umgewandelte langwellige Wärmestrahlung absorbiert wird. Dieser Effekt sorgt dafür, dass auf der Erde eine Durchschnittstemperatur von  $+15^\circ$  Celsius vorherrscht. Verursacht wird dies unter anderem durch die Treibhausgase Wasserdampf, Kohlendioxid, bodennahe Ozon, Methan und Distickstoffdioxid. Der atmosphärische Wasserdampf bildet mit 62 % den Hauptteil dieser Gase. Das Treibhausgas Wasserdampf verursacht auch einen wichtigen Rückkopplungseffekt, da mit steigender Temperatur mehr Wasserdampf von der Atmosphäre aufgenommen werden kann, welcher als Treibhausgas mehr Wärmeenergie in der Atmosphäre vorhält und wiederum für eine Temperatursteigerung sorgt.

In Abbildung 3.4 wird der integrierte Wasserdampfgehalt 16 antarktischer Forschungsstationen aufgezeigt. Ermittelt wurden diese Werte aus Radiosondenmessungen der Jahre 1980-1982 und 1988-1990 und von Connolley und King (1993) untersucht. Die gemessenen Radiosondenwerte wurden entlang ihres Messweges integriert und als integrierter Wasserdampfgehalt (IWV) wiedergegeben. Die Einheit des Wertes ist  $\text{kgm}^{(-2)}$  und anschaulich versteht man darunter den sich in einer definierten atmosphärischen Säule befindlichen, auf deren Grundfläche (hier  $1 \text{ m}^2$ ) kondensierbaren Wasserdampf. Der helle Teil der abgebildeten Säulen gibt die Unsicherheit der Messungen wieder, der dunkle den eigentlichen Messwert. Anhand der Messwerte lässt sich folgendes für die definierten Regionen feststellen:

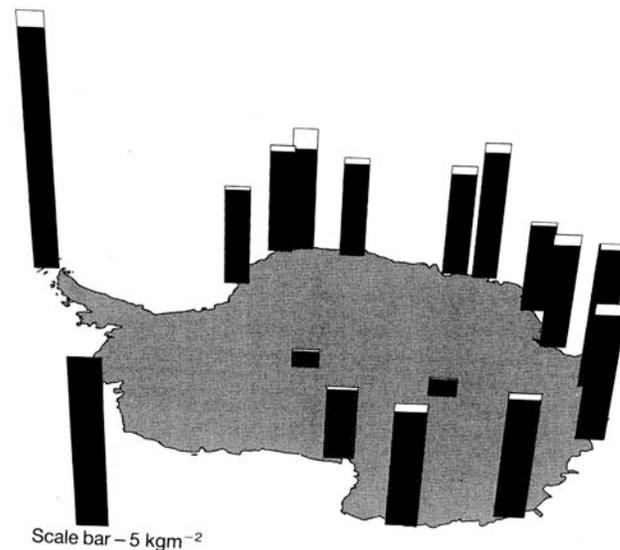


Abbildung 3.4: Integrierte Wasserdampfgehalt in der Antarktis (Connolley und King, 1993)

- Die antarktische Halbinsel  
Die Station auf der antarktischen Halbinsel weist den deutlich höchsten Wasserdampfgehalt dieser Messungen mit  $8.2 \text{ kgm}^{-2}$  auf.
- Die Ostantarktis  
Die 13 Stationen an der Küste der Ostantarktis weisen alle ähnliche Werte ( $3.0 - 4.0 \text{ kgm}^{-2}$ ) auf.
- Der innerkontinentale Bereich  
Die beiden Stationen im Inneren der Antarktis geben die geringsten Werte wieder ( $0.6$  und  $0.5 \text{ kgm}^{-2}$ ), jedoch ist dies vor allem durch die erheblichen Stationshöhen von 2816 bzw. 3420m zu begründen.
- Die Westantarktis  
An den beiden Stationen wurden im Durchschnitt 2 und  $3.5 \text{ kgm}^{-2}$  gemessen, so dass diese Wasserdampferte an der Ross-See geringfügig niedriger sind, als die Werte der ostantarktischen Küste.

Auf Grund der vorherigen Verteilung des Luftdrucks und der Temperatur ist auch die Wasserdampfverteilung schlüssig und lässt sich daraus begründen.

In Abbildung 3.5 wird der vertikale Verlauf der atmosphärischen Größen Temperatur in Grad Celsius und Wasserdampf in g pro kg Luft logarithmisch angegeben, abzulesen auf der horizontalen Achse. Auf der vertikalen Achse ist die Höhe und der atmosphärische Luftdruck abzulesen. Neben der starken Korrelation des Wasserdampfes zur Temperatur erkennt man, dass die Hälfte des

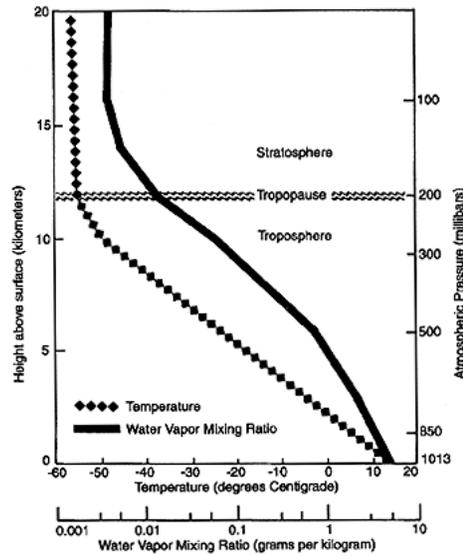


Abbildung 3.5: Vertikale Verteilung des Wasserdampfes und der Temperatur in der Atmosphäre (Elliot u. a., 1995)

Wasserdampfes in den ersten 1.5 km der Atmosphäre enthalten sind, oberhalb von 5 km 5-6 % und in der Stratosphäre nur noch 1 %.

Neben den klimatischen Eigenschaften des Wasserdampfes im Rahmen des hydrologischen Kreislaufes und als Treibhausgas wird auch die horizontale Verteilung desselben klar. Im Inneren des antarktischen Kontinentes befindet sich im Gegensatz zur Küste kaum Wasserdampf in der Atmosphäre. Der höchste Wasserdampfgehalt wird auf Grund des vorherrschenden Klimas von der Atmosphäre der antarktischen Halbinsel aufgenommen. Innerhalb der Atmosphäre ist über die Hälfte dieses Gases in den ersten 1.5 km vorhanden.

### 3.5 Niederschlag/Akkumulation

Zusätzlich zum Wasserdampf ist ein weiterer Aggregatzustand des Wassers von meteorologischer und klimatologischer Bedeutung: das Eis. Durch den Albedoeffekt hat der antarktische Eisschild eine kühlende Wirkung auf das globale Klima und neben der Aufheizung der Atmosphäre würde ein Abschmelzen des Festlandeises eine Meeresspiegelerhöhung zur Folge haben. Da er indirekt durch kondensierten Wasserdampf in Form von Niederschlag gebildet wurde, lässt sich an der Wasserdampfentwicklung somit ein Rückschluss über die Entwicklung des antarktischen Eisschildes feststellen. Aus diesem Grunde wird hier auf die antarktische Niederschlagsverteilung eingegangen.

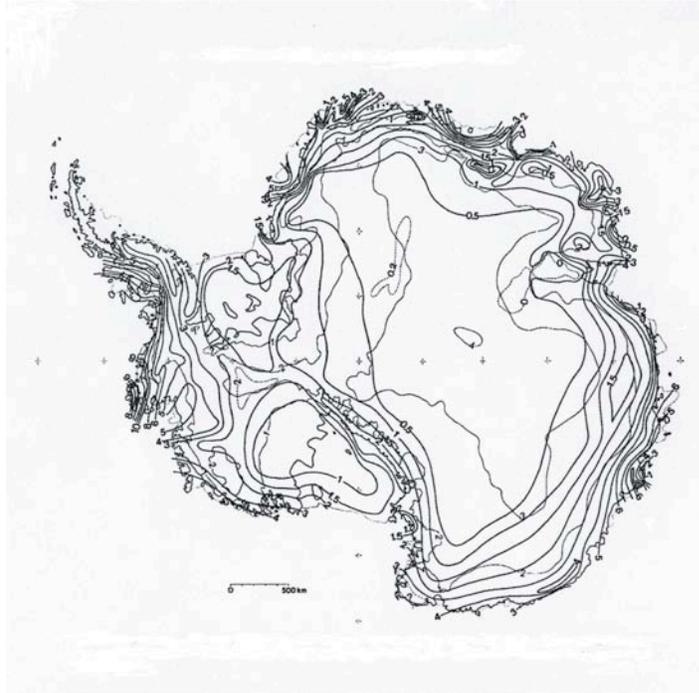


Abbildung 3.6: Akkumulationsraten in  $100 \frac{mm}{yr}$  über der Antarktis geschätzt aus Eiskerndaten von Bromwich (1988)

In der Antarktis wird der Niederschlag in Küstenregionen und der antarktischen Halbinsel in Form von Schneefall registriert, währenddessen im Inneren des Kontinentes in sehr ariden Gebieten der Niederschlag in Form von Eiskristallen zu verzeichnen ist. Es gibt verschiedenen Verfahren, um die Niederschlagsrate pro Jahr zu messen z.B. Schneelevel oder Schneegruben. Anhand von Eiskernen kann aber auch der akkumulierte Schnee pro Jahr gemessene werden. Die Akkumulationsrate setzt sich nach Bromwich (1988) aus der Differenz des Niederschlages und der abgehenden Größen wie Netzevaporation, Schmelzwasserfluss und Schneedrift zusammen.

In Abbildung 3.6 sind die Akkumulationsraten aus Eiskerndaten von Bromwich (1988) wiedergegeben. Generell ist die Akkumulationsrate an der antarktischen Küste höher als im Landesinneren, begründet durch die enorme Höhe und den dort vorherrschenden Temperaturen.

An der ostantarktischen Küste Richtung Australien akkumuliert ca. 500 - 600 mm Schnee pro Jahr, ähnliche Werte werden am Standort der Station Neumayer in Richtung Südafrika erreicht. Die westantarktische Akkumulationsrate am Standort McMurdo ist im Vergleich mit 300 - 400 mm pro Jahr etwas niedriger. Insgesamt fällt aber in der Westantarktis mehr Niederschlag. Allerdings wird erwartungsgemäß mit 1000 mm pro Jahr die höchste Rate am Fuße der antarktischen Halbinsel erreicht. Anzumerken sei an dieser Stelle, dass die

Werte der nördlichen Spitze der Halbinsel fehlen, da auf Grund der starken Höhenvariabilität in diesem Gebiet rasch wechselnden Niederschlag zur Folge hat und dieser konnte im Rahmen der Untersuchungen nicht wiedergegeben werden.

Die feuchte, maritime Luft an der antarktischen Halbinsel und der ostantarktischen Küste gelangt durch Tiefdruckausläufer dorthin, so dass die Niederschlagszyklen auch innerhalb des Jahres mit den Zyklen des antarktischen Tiefdruckbandes korrelieren. Aus der Abbildung 3.6 wird zusätzliche deutlich, dass durch den starken Anstieg des Eischildes an der Küste der Niederschlag schnell abnimmt.

Durch die Akkumulationsrate wird häufig das antarktische Niederschlagsverhalten untersucht. Die Raten sind an der antarktischen Halbinsel am größten und im Landesinneren am geringsten. Die Westantarktis weist eine höhere Akkumulationsrate auf als die Ostantarktis, da ein Großteil der Ostantarktis eine größere Geländehöhe besitzt. Die Akkumulationsraten der ost- und westantarktischen Küste ähneln sich bis auf einige lokale Effekte, verursacht durch Topographie- und Luftdruckvariationen.

# Kapitel 4

## Grundlagen des NAVSTAR-GPS

Nachdem im letzten Kapitel die meteorologischen Grundlagen zum besseren Verständnis des atmosphärischen Wasserdampfes dargelegt wurden, soll im Verlauf dieses Kapitels das NAVSTAR-GPS<sup>1</sup> als ein Beispiel für das genutzte GNSS<sup>2</sup> erläutert werden. Für die Zukunft sei an dieser Stelle noch auf weitere GNSS's wie Galileo oder COMPASS hingewiesen, die ein Gewinn an Zuverlässigkeit und in Grenzen an Genauigkeit bedeuten können. In diesem Zusammenhang muss auch das russische GLONASS genannt werden, welches weiter ausgebaut wird und zukünftig auch einen wesentlich stärkeren Nutzen finden wird. Für die Untersuchungen dieser Arbeit wurden ausschließlich das GPS genutzt und folglich werden die Grundlagen eingehender beschreiben und in den Gesamtzusammenhang eingeordnet werden.

Nach der Beschreibung einiger Grundlagen des Systems, wird auf das Raumsegment, Kontrollsegment und Nutzersegment eingegangen. Anhand dieser Dreiteilung wird die Funktionsweise des Systems deutlich. Die Signalstruktur geht aus logischen Gründen dem Nutzerelement voraus. Durch Beschreibung der Beobachtungsgrößen und deren Auswertung soll das Prinzip der GPS-Positionierung erklärt werden, da dies die Basis zum Verständnis der meteorologischen Nutzung des GPS ist. Die Umsetzung der berechneten Größen in meteorologische Werte wird dann im kommenden Kapitel folgen.

### 4.1 Grundlagen

#### 4.1.1 Grundprinzip GPS

Das Grundprinzip des Global Positioning Systems ist die Laufzeitmessung des GPS-Signals vom Satelliten bis zur GPS-Antenne. Diese wird mit der Ausbreitungsgeschwindigkeit des Lichts im Vakuum multipliziert, um die Strecke

---

<sup>1</sup>Navigation System with Time and Ranging Global Positioning System

<sup>2</sup>Global Navigation Satellite System

Eigenschaften	GPS
Orbithöhe	20 200 km
Periode	12 Stunden
Frequenzen	1575.42 MHz(L1) 1227.60 MHz(L2)
Anzahl	29
Inklination	55°
Satellitenbahnen	6

Tabelle 4.1: Charakteristika der GPS-Satelliten

(“pseudorange”) zwischen Boden- und Satellitenantenne zu erhalten. Zur Positionsbestimmung sind neben den Satellitenkoordinaten und der Satellitenzeit auch gleichzeitige Messungen zu vier Satelliten erforderlich, denn für die Koordinatenbestimmung in einem geozentrischen Referenzrahmen wird für jede Positionskomponente  $x$ ,  $y$  und  $z$  eine Streckenbeobachtung notwendig. Des Weiteren muss noch eine vierte Beobachtung aufgezeichnet werden, da die Empfängeruhr und die Satellitenuhr die Zeit nicht synchron messen und somit ein Wert für diese Zeitdifferenz durch das Hinzufügen einer separaten Beobachtung bestimmt wird. In Abbildung 4.1 ist das Grundprinzip der GPS-Positionierung schematisiert worden.

Das GPS kann in das Nutzersegment, Kontrollsegment und Raumsegment aufgeteilt werden (Seeber, 2003). Das Raumsegment besteht aus den aktiven Satelliten, das Nutzersegment aus den unterschiedlichen Empfängerausrüstungen und das Kontrollsegment dient der System- und Zeitkontrolle sowie der Bahnüberwachung und -vorhersage.

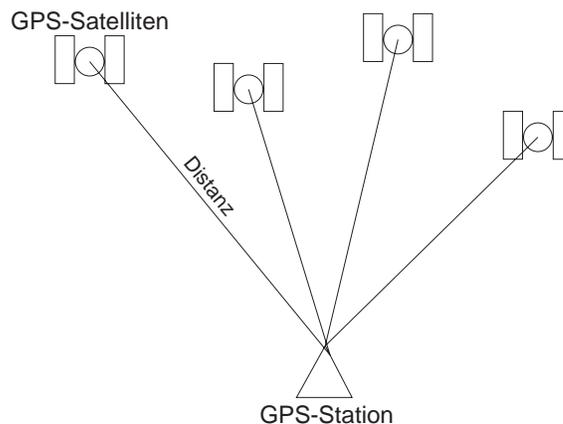


Abbildung 4.1: GPS-Positionierungsprinzip

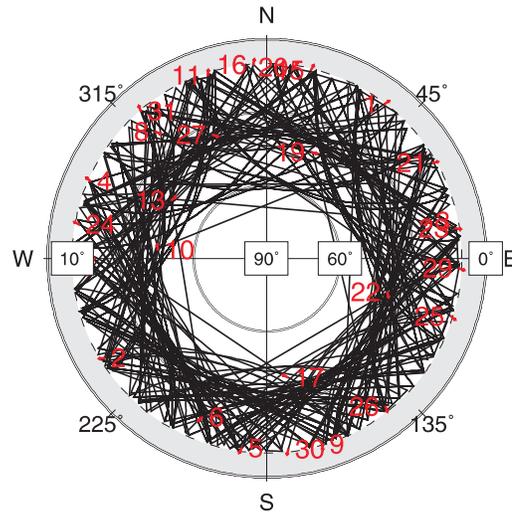


Abbildung 4.2: Satellitenbahnen der über dem Südpol verfügbaren Satelliten

#### 4.1.2 Raumsegment

Der aktuelle Zustand (Februar 2006) des Raumsegmentes wird in Tabelle 4.1 beschrieben. Es besteht aus 29 Satelliten des Typs Block-II/IIA/IIR/IIR-M, welche die Erde in einer Orbithöhe von 20200 km umkreisen und auf den angegebenen Frequenzen zwei Signale die L1-Frequenz und die L2-Frequenz senden. Die Satelliten umkreisen die Erde auf insgesamt 6 Bahnen, wobei jede Satellitenbahn eine Inklination von  $55^\circ$  aufweist. Der Rektaszensionsabstand zwischen zwei Bahnebenen beträgt  $60^\circ$ , so dass diese gleichmäßig verteilt sind. Auf Grund dieses Inklinationswinkels überqueren die GPS-Satelliten nicht die Pole der Erde. Es bilden sich in den polaren Regionen so genannte Satellitenlöcher. Je weiter man Richtung Pol wandert, desto niedriger wird dann der Blickwinkel oder die Elevation, unter welcher man einen GPS-Satelliten beobachten kann. In Abbildung 4.2 sind Satellitenbahnen der über dem Südpol am 04.07.2000 verfügbaren GPS-Satelliten dargestellt. Das Polarloch ist dort ab einer Elevation von  $60^\circ$  zu erkennen.

Im Laufe der Jahre sind verschiedene Satellitentypen entwickelt worden. Die ersten GPS-Satelliten wurden zwischen 1979 und 1985 in der Entwicklungsphase des Systems in die Umlaufbahn eingeführt und bekamen die Typbezeichnung Block-I. Kein Satellit dieses Typs ist noch aktiv. Im Februar 1989 wurde dann der Typ Block-II in Betrieb genommen und im Juli 1997 der Typ Block-IIR. Die neueste Generation ist der Typ Block-IIR-M und seit September 2005 in Betrieb. Durch diese Satelliten wird ein zusätzliches ziviles Signal abgestrahlt, welches der Genauigkeitssteigerung im zivilen Bereich dienen soll. In naher Zukunft soll die Generation Block-IIF in den Orbit gelassen werden.

Ein Satellit braucht ca. 12 Stunden siderischer Zeit, um die Erde einmal zu umkreisen und die Satellitenkonstellation an Ort und Stelle wiederholt sich nach

fast 24 Stunden, vier Minuten früher jeden Tag. Die Anordnung der Satelliten ist so geplant worden, dass man jeden Tag an jedem Ort der Erde mindestens vier Satelliten gleichzeitig beobachten kann. Dieser Zustand ist mit dem vollständigen Ausbau im Jahre 1995 erreicht worden. Im ausgebauten Zustand befinden sich auf jeder Bahnebene 4 Satelliten.

### 4.1.3 Kontrollsegment

Nach Seeber (2003) hat das Kontrollsegment folgende Aufgaben:

- Fortlaufende Überwachung des Satellitensystems
- Bestimmung der GPS-Systemzeit
- Vorausberechnung der Satellitenephemeriden und des Satellitenuhrverhaltens
- Aktualisieren der Navigationsdateien einzelner Satelliten
- Einleiten einzelner Satellitenmanöver, um Satellitenbahnen zu gewährleisten

Das operationelle Kontrollsegment besteht aus dem Hauptkontrollzentrum (MCS<sup>3</sup>) in den USA (Colorado/Springs), vier unbemannten Monitorstationen (MS) und den dazugehörigen Bodenantennen (GA<sup>4</sup>) in Ascension Island, Cape Canaveral, Diego Garcia und Kwajalein und weiteren Monitorstationen in Colorado/Springs und Hawaii. Die Bodenantennen und Monitorstationen werden vom MCS aus kontrolliert. Die Monitorstationen zeichnen alle verfügbaren Signale von den GPS-Satelliten auf. Im Hauptkontrollzentrum werden dann die Satellitenephemeriden und das Verhalten der Satellitenuhren berechnet und über die Bodenantennen an die einzelnen GPS-Satelliten übermittelt. Als nächstes wird die Signalstruktur erläutert, da diese für das Verständnis der Arbeitsweise der GPS-Empfänger unerlässlich ist.

### 4.1.4 Signalstruktur

Jeder Satellit strahlt Signale im L-Band auf den beiden Trägerfrequenzen L1: 1575.42 MHz und L2: 1227.60 MHz aus. Diesen Trägerfrequenzen sind Codes als so genannte PRN<sup>5</sup> durch Phasenverschiebung unter Nutzung der binary bi-phase modulation aufmoduliert (Seeber, 2003). Neben diesen Codes enthalten die Trägerfrequenzen noch Systemdaten und Navigationsdaten.

---

<sup>3</sup>Master Control Station

<sup>4</sup>ground antennas

<sup>5</sup>pseudo random noise sequences

Signale	Frequenz	Wellenlänge	Periode
L1-Trägerwelle	1575.42 MHz	19.0 cm	
L2-Trägerwelle	1227.60 MHz	24.4 cm	
P-Code	10.23 MHz	29.31 m	266 Tage
C/A-Code	1.023 MHz	293.1 m	1 Millisekunde

Tabelle 4.2: GPS Satelliten Signale

Die Strecke zwischen der GPS-Bodenantenne und der Satellitenantenne kann mit Hilfe der Trägerphasen oder Codes bestimmt werden. Durch die Code-Signale kann die Antennenposition mit einer Genauigkeit im Meterbereich berechnet werden, für militärische Nutzer im Dezimeterbereich. Für geodätische oder geophysikalische Zwecke ist dies nicht ausreichend. Unter Nutzung der Trägerphasen kann eine Positionierungsgenauigkeit im Zentimeterbereich erreicht werden, da sich die Strecke zwischen Satellit und Bodenantenne auf Grund der kürzeren Wellenlänge der Trägerphasen zu den Codes mit einer Unsicherheit von ca. 2 Millimetern feststellen lässt (Wells, 1987). Aus diesem Grunde werden für geodätische und geophysikalische Anwendungen die Trägerphasenmessungen zur Auswertung herangezogen.

Der Signalaufbau ist in Abbildung 4.3 zu sehen. Der L1-Frequenz ist der P-Code und der C/A-Code, der L2-Frequenz lediglich der P-Code aufmoduliert worden. Die Codes werden aus einer Reihenfolge von +1 und -1 zusammengesetzt. Die Eigenschaften der verschiedenen Trägerfrequenzen und aufmodulierten Codes können in Tabelle 4.2 miteinander verglichen werden. Das L1-Signal wird zwecks Aufmodulierung der P- und C/A-Codes gesplittet. Der eine Teil wird um  $90^\circ$  phasenverschoben und mit dem C/A-Code kombiniert, während der andere Teil unverschoben mit dem kodierte P-Code zusammengefügt wird. Diese beiden Teile werden dann zu einem Signal addiert. Der L2-Frequenz wird der P-Code aufmoduliert (Kleusberg und Teunissen, 1996). Mit den beiden Signalen werden jeweils die Satellitenpositionen als broadcast ephemeriden mitgeschickt. Zu guter Letzt werden die beiden Signale zu einem zusammengefügt.

Der C/A-Code hat mit einer Millisekunde eine kürzere Periode als der P-Code, allerdings eine größere Wellenlänge (293.1 m) und eine niedrigere Frequenz (1.023 MHz). Der C/A-Code ist für die zivile Nutzung bestimmt und frei zugänglich, während der P-Code nur für militärische Zwecke genutzt werden soll und durch das Anti-Spoofing kodiert ausgestrahlt wird, wenn dieser denn aktiviert ist.

Eine weitere Reduzierung der Genauigkeit wird durch Selective Availability (SA) verursacht. Durch SA werden zum einen die Satellitenbahnen künstlich verschlechtert und das Verhalten der Satellitenuhr wird künstlich manipuliert. Seit dem zweiten Mai 2000 ist dieser Effekt aber von der U.S.-Regierung abgeschaltet worden. Ohne SA ist eine Positionierung mit einer Genauigkeit von  $< 13$  Metern in der Lage und  $\leq 22$  Metern in der Höhe in Echtzeit möglich, des

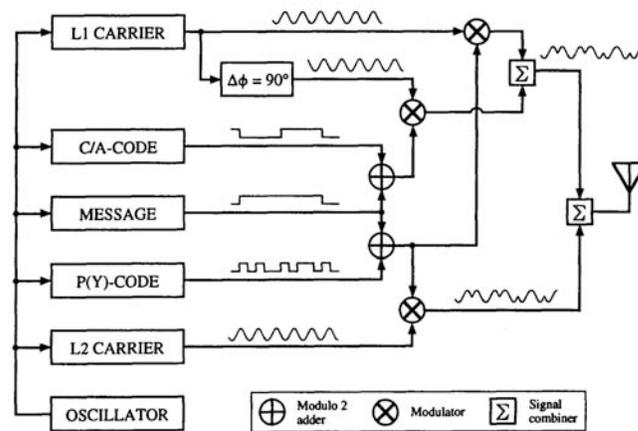


Abbildung 4.3: Signalaufbau beim Global Positioning System aus Kleusberg und Teunissen (1996)

Weiteren können wieder Modellierungen des Uhrverhaltens vollzogen werden (Menge, 2003). Mit SA war die Genauigkeit im horizontalen Bereich bei 100 Metern (Kleusberg und Teunissen, 1996).

#### 4.1.5 Nutzersegment

Es existieren die verschiedensten Empfängertypen für die jeweiligen Anforderungen an das GPS. Die heutigen GPS-Empfänger unterscheiden sich vor allem in der Signalverarbeitung. Je nach Genauigkeitsanforderungen sind diverse Typen entwickelt worden.

Um nun die Trägerphasenmessung durchführen zu können, müssen die aufmodulierten Signale wieder von den Trägerwellen extrahiert werden. Ein Problem stellt dabei der verschlüsselte P-Code dar. Beim L1-Signal ist die Trennung von Code- und Trägersignalen möglich, da der C/A-Code auf ein, um  $90^\circ$  verschobenes Trägersignal moduliert wurde und eindeutig von dem L1-Signal mit dem P-Code zu trennen ist. Der bekannte C/A-Code wird vom verschobenen L1-Träger getrennt und im weiteren kann dieser Träger dann zur Auswertung benutzt werden.

Schwieriger ist es nun, das L2-Signal wiederzugewinnen. Es wurden verschiedene Verfahren entwickelt, um das L2-Signal wieder vollständig vom P-Code zu trennen und somit P-Code und L2-Signal zu rekonstruieren. Einige Beispiele sind die Quadrierungstechnik, die Kreuzkorrelationstechnik oder das P-W-Tracking (Seeber, 2003). Ältere Empfänger haben die L2-Trägerphasenaufzeichnungen quadriert, um so den P-Code zu eliminieren. Diese Verfahren haben aber un-

ter anderem zum Nachteil, dass sich das Signalrauschen erhöht und somit die Qualität der Auswertung verschlechtert. Ein Vorteil ist es andererseits, dass keinerlei Kenntnis des P-Codes vorhanden sein muss. Die heutigen Methoden zur Gewinnung der L2-Trägerfrequenz machen sich bekannte Gemeinsamkeiten des P-Codes und des verschlüsselten Y-Codes zu Nutze, um damit das L2-Signal wiederzugewinnen.

Als Beobachtungsgröße nach der Demodulation des Trägers wird im Empfänger durch das *Carrier Tracking Loop* die Trägerphasendifferenz zwischen der im Empfänger generierten Trägerphase  $\Phi_0$  im Empfängerzeitrahmen und der am Satelliten abgestrahlten, dopplerverschobenen Trägerphase  $\varphi_{CR}$  im Satellitenzeitrahmen gebildet. Der Dopplereffekt tritt auf Grund der relativen Bewegung zwischen Bodenantenne und Satellit ein. Nach Seeber (2003) lässt sich die gemessene Phase  $\varphi_i$  folgendermaßen darstellen:

$$\varphi_i = \varphi_{CR} - \Phi_0 . \quad (4.1)$$

Die modernen Empfänger können 12 und mehr GPS-Satelliten gleichzeitig beobachten und beide Trägerphasensignale ohne Kenntnis des Codes wiederherstellen. Beispiele moderner Empfängertypen sind Seeber (2003) zu entnehmen.

Um Signalverfälschungen zu vermeiden, sind auch ausgereifte GPS-Antennensysteme wichtig. Für geodätische und geophysikalische Messungen wird hierbei oftmals auf die Choke-Ring Antenne zurückgegriffen, welche den Einfluss von Umwegsignalen stark reduziert. Weitere Erläuterungen und Antennenspezifikationen finden sich in Seeber (2003).

## 4.2 Beobachtungsgrößen

### 4.2.1 Trägerphasenmessung

Nachdem nun die Bestandteile des Systems beschrieben wurden, soll im Folgenden näher auf die Messgröße und deren Auswertung eingegangen werden. Neben der eigentlichen Funktionsweise des Systems, dient die genauere Beschreibung der GPS-Theorie dem besseren Verständnis der meteorologischen Nutzung und der Fehlertheorie, so dass einzelne Verbesserungen, welche zur notwendigen Genauigkeitsteigerung im Rahmen der Schätzung der Signalverzögerung benötigt wurden, verdeutlicht werden können.

Im vorherigen Abschnitt wurde schon die Trägerphasendifferenz  $\varphi_i$  als Beobachtungsgröße vorgestellt. Auf Grund dieser Phasendifferenz wird die Laufzeit des Signals bzw. die Entfernung zwischen Satellitenantenne und Bodenantenne geschätzt. Dies ist auch in Abbildung 4.4 dargestellt. Das Phasenreststück  $\varphi_i$ , welches zum Zeitpunkt  $t$  vom Satelliten losgeschickt wurde, wird bei seiner Ankunft zur Zeit  $T_0$  an der Antenne bzw. im Empfänger  $i$  registriert. Danach wird aus diesem gemessenen Reststück und dem zum Zeitpunkt  $T_0$  im  $i$ -ten

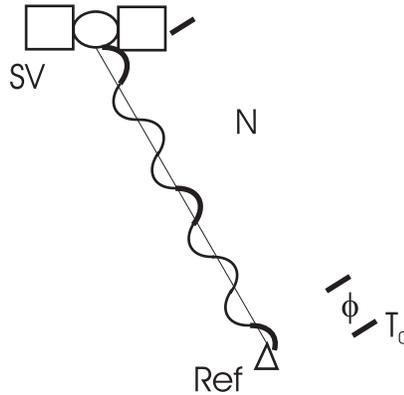


Abbildung 4.4: Messung der Phasendifferenz

Empfänger generierten Signal die Phasendifferenz  $\varphi_i$ , welche die zeitliche Differenz zwischen den Zeitpunkten  $t$  und  $T_0$  widerspiegelt, gebildet. Nach Wells (1987) kann man die aus  $\varphi_i$  zu bestimmende Laufzeit des Signals nicht eindeutig bestimmen, da das Phasensignal mehrdeutig ist. In der Abbildung 4.4 ist die Mehrdeutigkeit  $N$  zum Zeitpunkt  $T_0$  zu sehen. Diese Mehrdeutigkeit ist nicht bekannt und muss rechnerisch bestimmt werden. Ohne diese Anzahl an Wellenlängen zwischen Antenne und Satellit ist es nicht möglich, die absolute Laufzeit des GPS-Signals zu messen. Somit folgt:

$$\varphi_{total} = \varphi_i + N . \quad (4.2)$$

Die gemessene Phasendifferenz  $\varphi_i$  spiegelt, summiert mit den Mehrdeutigkeiten, die Laufzeit des Satellitensignals zur GPS-Antenne, also die zeitliche Differenz zwischen Sende- und Empfangszeitpunkt in den unterschiedlichen Zeitsystemen des Satelliten und Empfänger, wider. Multipliziert man diese Phasendifferenz mit der Wellenlänge des jeweiligen Signals, erhält man die zurückgelegte Pseudostrecke. Somit ergibt sich nach Wells (1987):

$$\Phi_{total} = \lambda * (\varphi_i + N) = \rho + c(dt - dT) + \lambda * N - d_{ion} + d_{trop} + \epsilon_{\Phi} , \quad (4.3)$$

- $\rho$  : Geometrische Distanz,
- $c(dt - dT)$  : Synchronisation zwischen Empfänger- und Satellitenzeitskala,
- $\lambda * N$  : Mehrdeutigkeiten,
- $d_{ion}$  : Laufzeitbeeinflussung auf Grund des Ionosphäreneinflusses,
- $d_{trop}$  : Laufzeitverzögerung auf Grund der Troposphäre,
- $\epsilon_{\Phi}$  : Messrauschen.

$\rho$  ist die geometrische Entfernung zwischen Satellit und Bodenantenne, folglich die metrische Umsetzung des gemessenen Phasensignals. Auf Grund der Tatsache, dass die Satellitenkoordinaten gegeben sind, werden mit Hilfe der gemessenen Strecke und der Satellitenposition die Koordinaten der Bodenantenne bestimmt.

Allerdings treten weitere Fehlereinflüsse bei der Phasenmessung auf. Die Wichtigsten sind hier in der Beobachtungsgleichung 4.3 berücksichtigt worden. Auf dem Weg zur Bodenantenne wird das GPS-Signal durch die Refraktion in der Atmosphäre beeinflusst. Auf die metrische Entfernung bezogen wird das Signal in der Ionosphäre verkürzt, darum wird hier der Faktor  $-\mathbf{d}_{\text{ion}}$  benutzt. Die Ionosphäre ist der, durch die Sonne ionisierte Teil der Atmosphäre, und befindet sich ca. zwischen einer Höhe von 50 bis 1000km. Des Weiteren wird das Trägerphasensignal noch in den Schichten der neutralen Atmosphäre verzögert, hierzu zählt auch die Troposphäre. Dadurch wird der eigentlich gemessene Weg des Signals verlängert und darum wird dies mit  $\mathbf{d}_{\text{trop}}$  in die Beobachtungsgleichung aufgenommen.

Da die Laufzeit des Satellitensignals gemessen wird, ist die Bestimmung der Entfernung auch abhängig von der Genauigkeit dieser Zeitmessung. Gemessen wird die Laufzeit des Signals in der GPS-Zeit, welche sich mit einer Genauigkeit von einer Mikrosekunde an der Universal Transfer Time (UTC) orientiert. GPS-Satelliten generieren die Trägerphasensignale mit Hilfe von Cäsium-Oszillatoren. Die Stabilitäten dieser hochgenauen Atomuhren können mit Hilfe der Allan-Varianzen beschrieben werden, sie schwingen im Bereich  $1 * 10^{-12}$  und  $1 * 10^{-13}$  mit der GPS-Systemzeit. In den GPS-Empfängern sind Quarz-Oszillatoren installiert, welche im Rahmen von  $1 * 10^{-10}$  mit der GPS-Zeit schwingen und Referenzsignale erzeugen. Trotz der hohen Genauigkeit entstehen Abweichungen von der Systemzeit. Diese Abweichungen müssen geschätzt werden und darum werden diese Abweichungen mit  $\mathbf{dt}$  für die Abweichungen der Satellitenuhren und  $\mathbf{dT}$  für die Empfängeruhrabweichung in der Beobachtungsgleichung berücksichtigt. Um aus der Zeitdifferenz eine metrische Größe zu erhalten, wird diese mit der Ausbreitungsgeschwindigkeit des Lichtes im Vakuum ( $c=299\,792\,458$  m/sec) multipliziert.

Mit der Größe  $\epsilon_{\Phi}$  ist das Messrauschen der Trägerphasenmessung zusammengefasst worden. Im Rahmen dieses Kapitels werden die wichtigsten Fehlereinflüsse noch eingehender beschrieben werden.

### 4.2.2 Differenzbildung

Wie in Gleichung 4.3 dargestellt wurde, gibt es Faktoren, die die Positionsbestimmung aus Trägerphasenmessungen negativ beeinflussen, wie z.B. die atmosphärischen Einflüsse auf das Satellitensignal und die Ungenauigkeiten der Satelliten- und Empfängeruhren. Auf weitere Fehlereinflüsse wird noch im Laufe des Kapitels eingegangen, allerdings sei hier noch der Satellitenbahnfehler genannt. Die Ungenauigkeiten in den vorherberechneten Koordinaten der Satellitenbahnen wirken sich auch auf die berechneten Antennenkoordinaten der Bodenstation aus, auf die Größe dieses Einflusses wird noch eingegangen.

Um nun die Signalverzögerung der neutralen Atmosphäre bzw. des Wasserdampfes in der Antarktis mit ausreichender Genauigkeit bestimmen zu können, müssen andere störende Fehlereinflüsse eliminiert oder mit ausreichender Ge-

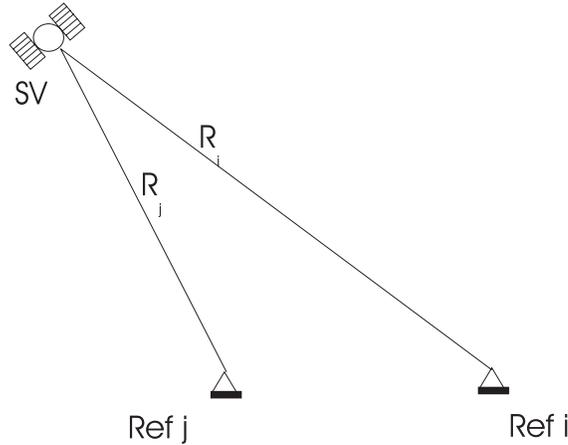


Abbildung 4.5: Einfach-Differenzen

naugigkeit modelliert werden. Es sind verschiedene Differenzverfahren entwickelt worden, um systematische Fehlerquellen zu minimieren. Bei diesem Verfahren werden Differenzen gleichartiger Beobachtungen, in unserem Fall Trägerphasenbeobachtungen zwischen Stationen, Satelliten und Epochen, gebildet und diese gehen dann als abgeleitete Beobachtungen in die Auswertung ein.

- **Einfach-Differenzen**

In Abbildung 4.5 sind die Einfach-Differenzen schematisiert worden. Bei den Einfachdifferenzen werden die Trägerphasenbeobachtungen des gleichen Signals  $L_{1/2}$  von zwei verschiedenen Empfängern (i,j) zum gleichen Satelliten differenziert. In den kommenden Formeln für die Einfach- und Doppeldifferenzbildung wird auf die Notation der Beobachtungsgleichung 4.3 zurückgegriffen, so dass die Bedeutung der einzelnen Größen gleich bleibt, lediglich die Differenzierung wird mit den entsprechenden Operatoren eingeführt. Die Einfachdifferenzen können folgendermaßen beschrieben werden (Seeber, 2003):

$$\Delta\Phi = \Delta\rho_{ij} + c\Delta dT_{ij} - \Delta d_{ion_{ij}} + \Delta d_{trop_{ij}} + \lambda * \Delta N_{ij} + \epsilon_{\Phi} . \quad (4.4)$$

Für Einfach-Differenzen wird der Operator  $\Delta$  verwendet. Bei kurzen Basislinien liegt der Sinn dieser Differenzbildung in der Eliminierung des Satellitenuhrfehlers  $dt$ , der atmosphärischen Ausbreitungsverzögerungen und des Satellitenbahnfehlers. Bei längeren Basislinien werden die atmosphärischen Ausbreitungsverzögerungen und die S Fehleranteile verringert. Des Weiteren wird der Satellitenuhrfehler  $dt$  beseitigt. Die geometrische Entfernung  $\Delta\rho_{ij}$  aus der Einfachdifferenz zwischen den Empfänger i und j kann folgendermassen veranschaulicht werden:

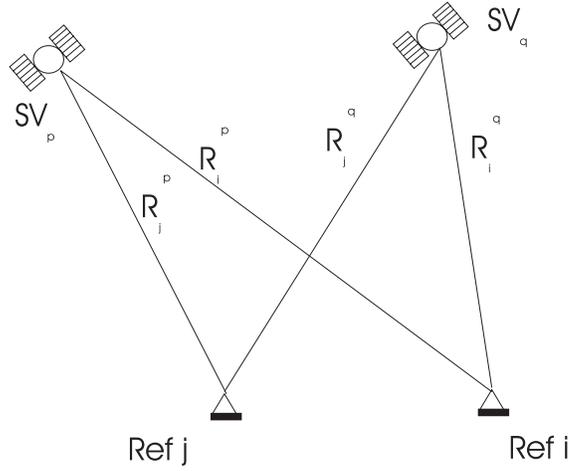


Abbildung 4.6: Doppel-Differenzen

$$\begin{aligned}
 \Delta\rho_{ij} &= \rho_i - \rho_j & (4.5) \\
 &= \left| \vec{X}^p - \vec{X}_j \right| - \left| \vec{X}^p - \vec{X}_i \right| \\
 &= \left| \vec{X}^p - \vec{X}_i - \Delta\vec{X}_{ij} \right| - \left| \vec{X}^p - \vec{X}_i \right|.
 \end{aligned}$$

In der Gleichung 4.5 ist  $\vec{X}^p$  die Position des Satelliten zum Aussendezeitpunkt,  $\vec{X}_{j/i}$  die Position des GPS-Empfängers j oder i bzw. der Antenne zum Signalempfangszeitpunkt und  $\Delta\vec{X}_{ij}$  der Basislinienvektor, also die Strecke zwischen Empfänger i und j. Somit kann mit Hilfe der Einfachdifferenzen die Basislinie bestimmt werden.

- **Doppel-Differenzen**

Doppeldifferenzen (Abb.4.6) werden aus zwei Einfach-Differenzen zu den entsprechenden Satelliten (p,q) gebildet. Mit Bildung der Doppeldifferenzen werden zusätzlich zu den angesprochenen Fehlern, welche im Rahmen der Einfachdifferenzen entfernt wurden, auch der Empfängeruhrfehler eliminiert. Die Doppeldifferenzen werden als abgeleitete Beobachtungsgröße in vielen Softwarepaketen verwendet.

$$\nabla\Delta\Phi = \nabla\Delta\rho_{ij}^{pq} + \nabla\Delta d_{trop_{ij}^{pq}} - \nabla\Delta d_{ion_{ij}^{pq}} + \lambda\nabla\Delta N_{ij}^{pq} + \epsilon_{\nabla\Delta}. \quad (4.6)$$

Das Symbol  $\nabla$  wird für die Doppeldifferenzen verwendet, so dass aus der Differenz zweier Einzeldifferenzen die Symbolkombination  $\nabla\Delta$  resultiert. Bei den Doppeldifferenzen wird auch der Basislinienvektor als Unbekannte aus dem Term  $\nabla\Delta\rho_{ij}^{pq}$  geschätzt.

- **Dreifach-Differenzen**

Des Weiteren seien hier die Dreifach-Differenzen zu nennen. Sie werden aus zwei Doppeldifferenzen gebildet, die jeweils an zwei aufeinander folgenden Zeitpunkten (Epochen) gebildet wurden. Die Dreifachdifferenzen sind frei von Mehrdeutigkeiten, so dass dort in Abhängigkeit vom Epochenabstand nur die geometrischen Terme, die Restfehler der atmosphärischen Ausbreitungsverzögerungen und das Restrauschen übrig bleiben. Diese Differenzart wird unter anderem bei der Detektierung von Phasenträgerabrissen benutzt. Ein solcher Abriss bedeutet die Unterbrechung der Beobachtungen eines Satelliten von einer Bodenantenne. Solche Abrisse sind Fehlerquellen in der Auswertung, da auf Grund dieser Beobachtungsunterbrechung die Strecke zwischen Antenne und Satellit falsch festgelegt werden kann. Da in dieser Arbeit die Doppeldifferenzen von größerer Bedeutung sind, sei an dieser Stelle auf die Literatur verwiesen für eingehende Erläuterungen (Seeber, 2003; Kleusberg und Teunissen, 1996; Wells, 1987).

### 4.2.3 Linearkombinationen

Mit Hilfe der Doppeldifferenzen sind einige Störgrößen eliminiert worden. Eine weitere Möglichkeit Störeinflüsse zu eliminieren, besteht in der Bildung von Linearkombinationen, also aus der Kombination der beiden Signale L1 und L2 bzw. deren Doppeldifferenzen. Diese Linearkombinationen besitzen günstigere Eigenschaften als ihre Eingangssignale und werden deshalb oft zur Bestimmung der Mehrdeutigkeiten  $N$  (siehe Gleichungen 4.6 und 4.3) und zur Koordinatenberechnung herangezogen. Auf die Bestimmung der Mehrdeutigkeiten wird im nächsten Unterkapitel eingegangen werden. Nachfolgend werden die wichtigsten Eigenschaften der Linearkombinationen veranschaulicht. Dies geschieht mit Hilfe der Doppeldifferenzen als abgeleitete Größen, da im Rahmen dieser Arbeit dieselbe Vorgehensweise gewählt wurde.

Linearkombinationen setzen sich nach Seeber (2003) wie folgt zusammen:

$$\phi_{n,m}(t) = n\nabla\Delta\varphi_1(t) + m\nabla\Delta\varphi_2(t). \quad (4.7)$$

Mit Hilfe der Koeffizienten  $n$  und  $m$  werden die verschiedenen Kombinationen  $\phi_{n,m}$  aus den gebildeten Doppeldifferenzen der Ursprungssignale  $\nabla\Delta\varphi_1$  und  $\nabla\Delta\varphi_2$  gebildet.

Die Mehrdeutigkeiten der Kombinationen  $N_{n,m}$  werden folgendermaßen aus den Mehrdeutigkeiten der beiden Trägerphasensignale bzw. deren Doppeldifferenzen  $\nabla\Delta N_1$  und  $\nabla\Delta N_2$  (siehe Gleichung 4.6) gebildet:

$$N_{n,m} = n\nabla\Delta N_1 + m\nabla\Delta N_2. \quad (4.8)$$

Des weiteren ergibt sich durch die Kombination der Signale auch eine neue Wellenlänge  $\lambda_{n,m}$ :

$$\lambda_{n,m} = \frac{c}{nf_1 + mf_2}. \quad (4.9)$$

Mit  $f_1$  und  $f_2$  sind hier die Frequenzen der GPS-Signale L1 und L2 gemeint und  $c$  ist die Geschwindigkeit des Lichtes im Vakuum.

Nach Wanninger (2000) berechnet sich das Messrauschen einer jeweiligen Linearkombination aus:

$$\sigma_{n,m} = \lambda_{n,m} \sqrt{n^2 + m^2} \cdot 0.1/\pi . \quad (4.10)$$

Die folgenden Linearkombinationen werden auf Grund ihrer Eigenschaften häufig in der GPS-Auswertung verwendet:

$$\phi_{WL} = \nabla\Delta\varphi_{L1} - \nabla\Delta\varphi_{L2} . \quad (4.11)$$

Die in Gleichung 4.11 vorgestellte Linearkombination  $\phi_{WL}$  der beiden Doppeldifferenzen der Trägerphasenbeobachtungen L1 und L2 ( $\nabla\Delta\varphi_{L1}$  und  $\nabla\Delta\varphi_{L2}$ ) wird auch als „wide-lane“ bezeichnet. Ihre große Wellenlänge mit  $\lambda_{WL} = 86cm$  ist für die Festsetzung der Mehrdeutigkeiten von Vorteil, allerdings erhöht sich auch das Messrauschen.

$$\phi_{NL} = \nabla\Delta\varphi_{L1} + \nabla\Delta\varphi_{L2} . \quad (4.12)$$

Der „narrow-lane“  $\phi_{NL}$  kommt eine besondere Bedeutung bei der Koordinatenschätzung zu, da sie auf Grund der kurzen Wellenlänge mit  $\lambda_{nl} = 10.7cm$  präzise Ergebnisse bei der Koordinatenberechnung liefert.

Eine weitere Linearkombination ist  $\phi_{Lc}$ , sie wird auch ionosphärenfreie Linearkombination genannt. Der ionosphärische Einfluss auf das Trägerphasensignal ist dispersiv, d.h. frequenzabhängig. Die Frequenzen L1 und L2 werden unterschiedlich von der Ionosphäre beeinflusst und durch Kombination dieser beiden Signale kann der Effekt eliminiert werden. Das Signal eignet sich auf Grund einer extrem kurzen Wellenlänge von  $\lambda_{Lc} = 0.6cm$  nicht zur Bestimmung der Mehrdeutigkeiten. Mit der Bildung dieser Linearkombination verdreifacht sich zudem das Signalrauschen. Nichtsdestotrotz wird dieses Signal für die Auswertung langer Basislinien verwendet, da die Ionosphäre sonst für die Auswertung problematisch werden kann. Nach Dong und Bock (1989) gilt:

$$\phi_{Lc} = \nabla\Delta\varphi_{L1} - \frac{g}{1-g^2} (\nabla\Delta\varphi_{L2} - g\nabla\Delta\varphi_{L1}) . \quad (4.13)$$

Die Variable  $g$  ist der Quotient der beiden Trägerphasenfrequenzen  $\frac{f_2}{f_1} = \frac{60}{77}$ .

### 4.3 Fehlerhaushalt

Verschiedene Fehlereinflüsse der GPS-Positionierung wurden im Laufe des Kapitels erwähnt und im Rahmen der Beobachtungsgleichung 4.3 angesprochen. In den folgenden Unterkapiteln werden die wichtigsten Einflüsse beschrieben, damit im weiteren Verlauf der Arbeit die Schwierigkeiten der Schätzung der

atmosphärischen Signalverzögerung nachvollzogen werden kann. Der Schwerpunkt des Fehlerhaushaltes wird auf die troposphärische Signalverzögerung gelegt und deren Modellierung resp. Schätzung. Aus diesem Grunde wird auch die Theorie der Projektionsfunktionen, der Verzögerungsmodelle und der Gradientennutzung ausführlich dargelegt, um im Laufe der Arbeit auf dieses Wissen zurückgreifen zu können.

Zuerst werden die entfernungsabhängigen Fehler vorgestellt, also die Einflüsse unsicherer Satellitenbahnen, der ionosphärischen und der troposphärischen Refraktion. Der Einfluss dieser Fehler ändert sich bei jeder Station mit der Entfernung der jeweiligen Stationen voneinander, bei kurzen Entfernung sind sie sehr ähnlich und lassen sich durch Differenzbildung eliminieren und bei globalen Auswertungen müssen sie in der Ausgleichung mit berücksichtigt werden. Heutzutage gibt es auch Möglichkeiten, entfernungsabhängige Fehler durch die Vernetzung von GPS-Referenzstationen zu modellieren, da dies aber nicht Gegenstand der Auswertungen im Rahmen dieser Arbeit ist, wird an dieser Stelle auf die Literatur verwiesen (Wuebbena und Willgalis, 2001).

Anschließend wird auf die stationsabhängigen Fehlerterme eingegangen. Dies sind Einflüsse, die nur spezifisch für die jeweilige GPS-Referenzstation eine Gültigkeit besitzen und durch entsprechende Berücksichtigung durch Kalibrierung oder Modellierung reduziert werden können. Zu nennen wären hier die Phasenzentrumsvariationen der GPS-Bodenantenne, Mehrwegeeffekte und Nahfeldeffekte durch ein ungünstiges Stationsumfeld.

### 4.3.1 Satellitenbahnen

Für die Positionierung mit dem GPS sind die Koordinaten oder der Bahnverlauf der benutzten GPS-Satelliten sehr wichtig, denn in erster Linie wird die Koordinierung der GPS-Station mit Hilfe der Satellitenkoordinaten durchgeführt. Die jeweilige Berechnung der Satellitenbahnen können mit unterschiedlicher Aktualität und Genauigkeit durchgeführt werden. Weicht die berechnete Satellitenbahn von der tatsächlichen ab, spricht man von einem Bahnfehler. Durch die Bildung von Einfach- oder Doppeldifferenzen wird der Bahnfehler weitestgehend eliminiert (siehe Kap. 4.2.2). Trotzdem verbleibt in den Relativkoordinaten ein Restfehler. Nach Seeber (2003) kann der Einfluss auf die Basislinie wie folgt beschrieben werden:

$$\frac{db}{b} = \frac{dr}{\varrho}, \quad (4.14)$$

mit

$db$ :	Fehler in der Basislinie,
$b$ :	Basislinienlänge,
$dr$ :	Satellitenbahnfehler,
$\varrho$ :	Entfernung Referenzstation - Satellit.

Basislinienlänge	Zulässiger Bahnfehler dr
0,1 km	2500,0 m
1,0 km	250,0 m
10,0 km	25,0 m
100,0 km	2,5 m
1000,0 km	0,25m

Tabelle 4.3: Zulässiger Bahnfehler bei zugehörigem 1cm-Basislinienfehler

Orbits	Bahngenauigkeit	Uhrngenauigkeit
Broadcast	140cm	7 ns
Ultra-Rapid	10cm	5 ns
Rapid	5 cm	0.1 ns
Final	$\leq 5$ cm	$\leq 0.1$ ns

Tabelle 4.4: Genauigkeit der Satellitenbahnen laut IGS-Angaben

In Tabelle 4.3 sind die jeweils zulässigen Bahnfehler bei einem erlaubten Basislinienfehler von 1 cm dargestellt. Berechnet wurden diese Fehlergrenzen nach Gleichung 4.14. Bei einer Basislinienlänge von 1 km ist demzufolge ein Bahnfehler von 25 m zulässig. Wenn die Länge der Basislinie allerdings 1000 km beträgt, verringert sich der zulässige Bahnfehler auf 25 cm. Verallgemeinert lässt sich also feststellen, dass gerade bei langen Basislinien oder globalen Auswertungen hochpräzise Satellitenbahnen erforderlich sind.

Nach Seeber (2003) ist diese Daumenregel zu pessimistisch, da nur eine geometrische Betrachtungsweise einer einzelnen Situation berücksichtigt wurde. Es müssten allerdings die gesamten geometrischen Veränderungen einer Beobachtungssession mitsamt allen vorhandenen Satelliten herangezogen werden. Demzufolge sind die hier genannten Genauigkeitsgrenzen um den Faktor 4-10 zu hoch.

Je nach Genauigkeitsanforderungen und Auswertemethode stehen verschiedene Satellitenbahndaten zur Verfügung. Die im Folgenden aufgelisteten Bahndaten werden vom International GNSS Service über das Internet frei zugänglich gemacht und von kooperierenden Analysezentren in Teilnetzen berechnet. Sie beinhalten zum einen die benötigten Bahndaten und zum anderen Satellitenuhrfehler und Empfängeruhrfehler der Analysestationen. Dieser Service wird im Laufe des Kapitels näher vorgestellt werden. Folgende Möglichkeiten der Satellitenbahnberücksichtigung sind möglich:

### 1. Broadcast Ephemeriden

Die Broadcast Ephemeriden werden via Navigationsnachricht der Satelliten in Echtzeit dem jeweiligen Nutzer frei zugänglich gemacht. Nach Seeber (2003) erreichen diese Bahndaten eine Genauigkeit von ca. 3 Metern nach Abschaltung von SA am 01.05.2000.

## 2. IGS Ultra-rapid Orbits

Die vom IGS bereitgestellten predicted oder ultra-rapid Orbits werden auch in Echtzeit zur Verfügung gestellt und viermal pro Tag aufdatiert. Die Bahndaten und Uhrfehler sind mit einer Frequenz von 15 Minuten und die Uhrfehler im sp3-Format gespeichert worden (Remondi, 1991). Die Daten werden pro Datei jeweils über 48 Stunden berechnet. Die ersten 27 Stunden aus aktuellen Beobachtungen und die letzten 21 Stunden aus prädierten Daten.

## 3. IGS Rapid Orbits

Sie sind nach 17 Stunden verfügbar und werden jeweils täglich aufdatiert. Die Bahndaten werden mit einer Frequenz von 15 Minuten und die Uhrfehler alle 5 Minuten in einer sp3-Datei aufgezeichnet. Die rapid Orbits haben pro Datei eine Gültigkeit von 24 Stunden.

## 4. IGS Final Orbits

Die Final Orbits werden 13 Tage nach dem Beobachtungstermin zur Verfügung gestellt. Die Frequenz für Bahndaten und Uhrfehler beträgt wieder 15 Minuten bzw. 5 Minuten und die sp3-Datei beinhaltet Bahndaten für jeweils 24 Stunden.

In Tabelle 4.4 sind die Genauigkeiten der einzelnen Satellitenbahnen samt Uhrfehler aufgelistet worden. Sie bewegen sich in einem Bereich von 140 cm bei den Broadcast Orbits bis hin zu  $\leq 5$ cm bei den final orbits. Insgesamt sollten somit für geodätische oder geophysikalische Anwendungen die final orbits vom IGS zur Auswertung herangezogen werden, da meistens globale Auswertungen mit Basislinien über mehrere 100 oder 1000 km durchgeführt werden, auch wenn diese leider erst nach ca. 2 Wochen zur Verfügung stehen.

### 4.3.2 Synchronisationsproblem

In Kapitel 4.2 wurde auf die unterschiedlichen Genauigkeiten der Satelliten- und Empfängeruhren eingegangen. Durch die Differenzbildung (siehe Kap. 4.2.2) fallen die Fehleranteile der Satellitenuhren ( $dt$ ) heraus. Dieses würde auch für die Fehleranteile der Empfängeruhren ( $dT$ ) gelten, wenn diese sich auf dieselbe Epoche beziehen würden. Hersteller- und auch altersbedingt haben Empfänger aber unterschiedlich Offsets bzw. Abweichungen von der GPS-Systemzeit.

Nach Bildung der Doppeldifferenzen bleiben also verschiedene, herstellerepezifische Ungenauigkeiten hinsichtlich des jeweiligen Uhrverhaltens über, welche als Unbekannte mit in die Ausgleichung geführt werden müssen. (King und Bock, 2000). Verschiedene Softwarepakete versuchen des Weiteren das Verhalten der Empfängeruhr durch ein Polynom zweiten Grades anzunähern, um durch das geschätzte Verhalten auf qualitative Empfängerängel oder Datenlücken in der Differenzbildung zu schließen. Das Satellitenuhrverhalten wird vom IGS auch über ein Polynom zweiten Grades bestimmt (Seeber, 2003).

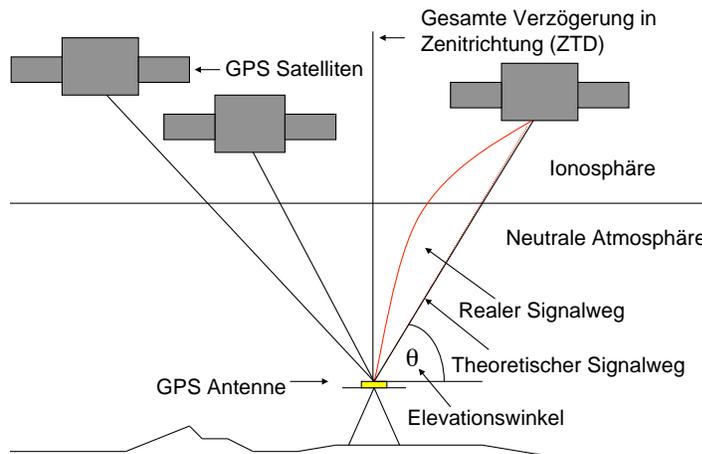


Abbildung 4.7: Modellierung der atmosphärischen GPS-Signaleinflüsse

### 4.3.3 Ionosphäre

Die GPS-Signale werden in der Atmosphäre der Erde auf verschiedene Weise beeinflusst. Zum einen werden sie in der Ionosphäre verfälscht und des Weiteren bewirkt die neutrale Atmosphäre eine Verzögerung und Beugung des GPS-Signals (Seeber, 2003). In Abbildung 3.7 wird der Signaleinfluss vereinfacht dargestellt. Ziel der atmosphärischen Signalmodellierung ist es, diese Verfälschung zu erfassen und dementsprechend innerhalb der Auswertung zu modellieren. Die troposphärische Signalbeugung wird mit Hilfe der dargestellten Signalverzögerung in Zenitrichtung (ZTD) modelliert und geschätzt. Auf die Signalbeeinflussung in den beiden genannten Atmosphärenschichten soll im weiteren Verlauf eingegangen werden. Die Troposphärenbeeinflussung ist die Basis der Wasserdampfschätzung aus GPS-Messungen und wird nach der Ionosphäre intensiver erläutert werden.

Als Ionosphäre wird der Teil der Erdoberfläche bezeichnet, der sich im Bereich von 50km bis ca. 1500km befindet. Diese Region wird durch eine beträchtliche Anzahl an ionisierten Partikeln charakterisiert. Durch die ultraviolette Strahlung der Sonne werden die sich in der Ionosphäre befindlichen Gasmoleküle in Ionen und freien Elektronen gespalten. Die Menge der freien Elektronen werden in TEC Einheiten (Total Electron Content) gemessen. 1 TEC steht für  $1 * 10^{16}$  Elektronen pro  $m^2$ .

Die ionosphärische Aktivität unterliegt zeitlichen und räumlichen Schwankungen. Bei den zeitlichen Schwankungen treten wiederum lang- und kurzzeitliche Effekte in Erscheinung, welche von der Sonnenaktivität abhängen. Die langzeitliche Sonnenaktivität wird anhand der Sonnenfleckenaktivität gemessen. Sonnenflecken entstehen durch magnetische Effekte auf der Sonnenoberfläche. In Abbildung 4.8 ist die Sonnenfleckenaktivität von 1954 bis 2006 dargestellt und es wird deutlich, dass die Sonnenflecken einem elfjährigen Zyklus

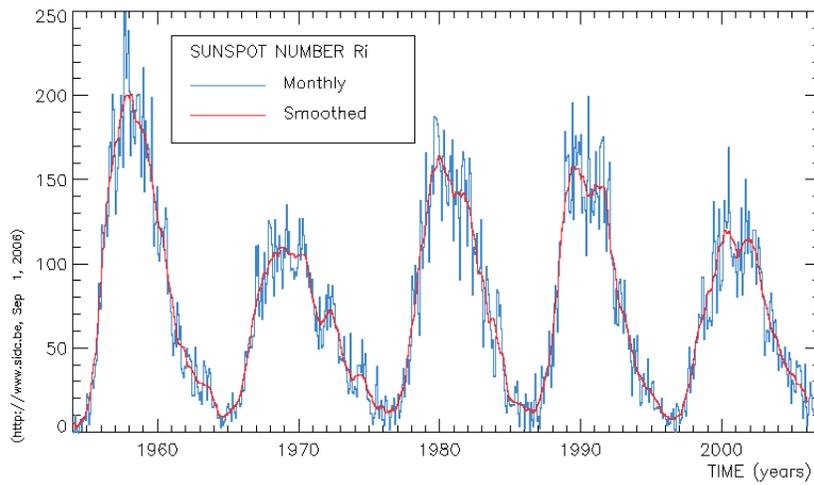


Abbildung 4.8: Sonnenfleckenaktivitäten

unterliegen. Diesen Zyklus kann man somit auch auf die ionosphärische Aktivität übertragen. Des Weiteren unterliegt die Ionosphärenaktivität tageszeitlichen Schwankungen. Die höchste Aktivität tritt eine Stunde nach dem Sonnenhöchststand des jeweiligen Tages ein und die niedrigste kurz vor dem Sonnenaufgang.

Die Signalstörungen verursacht durch diese kurzzeitigen Effekte werden auch als Szintillationen bezeichnet (Seeber, 2003). Am magnetischen Äquator können sich diese kurzzeitigen Störungen auf mehrere Stunden beschränken, aber in polaren Regionen können sie mehrere Tage andauern, allerdings mit einer geringeren Intensität wie am magnetischen Äquator.

Die Ionosphärenaktivität variiert auch räumlich. Die stärkste Ionisierung ist am magnetischen Äquator zu verzeichnen ( $\pm 30^\circ$ ) und in Polargebieten, wo das Phänomen der Polarlichter zu beobachten ist. Allerdings ist die Aktivität am magnetischen Äquator am höchsten.

Die Ionosphäre ist ein dispersives Medium, d.h. dass der Brechungsindex frequenzabhängig ist. Auch die beiden Trägerfrequenzen L1 und L2 der GPS-Satellitensignale werden unterschiedlich durch die Ionosphäre beeinflusst. Beide Trägerfrequenzen werden beschleunigt, aber auf Grund der unterschiedlichen Frequenzen unterschiedlich schnell. Neben den Phasenbeschleunigungen durch langfristige höhere Ionosphärenaktivität, können die erwähnten Szintillationen Phasenabbrisse der GPS-Signale oder Probleme bei der Lösung der Mehrdeutigkeiten verursachen. Der Vorteil der Dispersion wirkt sich in der beschriebenen Linearkombination  $\phi_{Lc}$  (vgl. Gleichung 4.13) aus, denn auf Grund dieser Eigenschaft läßt sich durch diese Kombination der Einfluß der ionosphärischen Verfälschung erster Ordnung eliminieren. Terme höhere Ordnung wurden bei der Bildung des Refraktionskoeffizienten bzw. bei der Bildung der Linearkombi-

nation  $L_c$  nicht berücksichtigt und verbleiben somit. Die Terme erster Ordnung können je nach Ionosphärenaktivität bei der GPS-Messung einen Fehleranteil bis zu 100 m ausmachen (Seeber, 2003). Korrekturterme zweiter und dritter Ordnung für die Phasenverzögerung werden in der GPS-Auswertung zur Zeit meistens nicht berücksichtigt, da diese einen vergleichbar kleinen Teil an der gesamten ionosphärischen Verzögerung ausmachen (ca. 1/1000). Für hochpräzise Positionierungen werden allerdings aktuell auch die Effekte höherer Ordnung mit in der Prozessierung berücksichtigt (Steigenberger u. a., 2006) und auch für die hier benutzte GAMIT-Software wird es in naher Zukunft eine Lösung zur Berücksichtigung dieser Effekte geben.

#### 4.3.4 Troposphäre

Die neutrale Atmosphäre besteht aus der Troposphäre, der Tropopause und der Stratosphäre. Die Troposphäre reicht vom Erdboden bis hin zu einer Höhe von ca. 12 km, die Tropopause ist eine schmale Schicht zwischen 12 km und 16 km und die Stratosphäre endet in 50 km Höhe. Oftmals wird aber auch der Begriff Troposphäre anstatt neutrale Atmosphäre benutzt. Die Troposphäre beinhaltet trockene Gase und Wasserdampf. Der Hauptanteil des Wasserdampfes konzentriert sich in der Atmosphäre bis zu einer Höhe von 4 km. Oberhalb von 12 km ist kaum noch Wasserdampf zu finden.

Wasserdampf ist die einzige bekannte Komponente der Atmosphäre, welche ein Dipolmoment in Abhängigkeit zu seinem Brechungsvermögen besitzt. Dieses Dipolmoment wird durch eine asymmetrische Aufladung des Wassermoleküles verursacht (Businger u. a., 1995). Pro Mol ist die Refraktivität von Wasserdampf bzgl. Mikrowellen 17-20 mal größer als die Refraktivität von trockener Luft und somit kann schon ein geringer Teil des Wasserdampfes im Verhältnis zu den trockenen Gasen für die Refraktion und Ausbreitungsverzögerungen der Satellitensignale in der neutralen Atmosphäre verantwortlich sein.

Im Gegensatz zur Ionosphäre ist die Troposphäre ein nicht-dispersives Medium, aus diesem Grund ist die troposphärische Laufzeitverzögerung für den Wellenlängenbereich der GPS-Signale nicht frequenzabhängig. Die GPS-Signale werden um denselben Betrag und in derselben Art und Weise verfälscht. Nach Bevis u. a. (1992) läßt sich diese Verzögerung  $\Delta L$  folgendermaßen darstellen:

$$\Delta L = \int_L n(s) ds - G . \quad (4.15)$$

In Gleichung 4.15 ist  $n(s)$  der Brechungsindex als Funktion der Position  $s$  entlang des Signalweges  $L$  welcher zum einen bewirkt, dass sich die GPS-Signale langsamer ausbreiten als es im Vakuum der Fall wäre, zum anderen ist der Signalweg gekrümmt. Der Term  $G$  bildet den geraden Signalweg, der auftreten würde, wenn die Atmosphäre durch ein Vakuum ersetzt werden würde. Die Signalverzögerung kann nach Bevis u. a. (1992) auch äquivalent dargestellt werden als :

$$\Delta L = \int_L [n(s) - 1] ds + [S - G]. \quad (4.16)$$

S ist hier der Signalweg entlang dem gekrümmten Signalweg L. Der geometrische Part resp. die Krümmungskorrektur G in Gleichung 4.15 bzw. [S-G] in Gleichung 4.16 ist elevationsabhängig. Bei einem Satellitensignal in Zenitrichtung und der Annahme einer atmosphärischen Symmetrie verschwindet diese Fehlergröße und in Horizontnähe wird der Wert maximal. Nach Bevis u. a. (1992) nimmt der Wert für Satellitensignale oberhalb einer Elevation von  $15^\circ$  maximal die Größenordnung von 1 cm an.

Der in Gleichung 4.16 beschriebene Refraktivitätsindex kann nach Thayer (1974) folgendermaßen als atmosphärische Refraktivität  $N = 10^6(n - 1)$  ausgedrückt werden.

$$N = k_1(P_d/T)Z_d^{-1} + k_2(P_v/T)Z_v^{-1} + k_3(P_v/T^2)Z_v^{-1}, \quad (4.17)$$

$Z_d^{-1}$  &  $Z_v^{-1}$ : Kompressibilitätsfaktoren nach Thayer (1974),  
 $P_d$ : Partialdruck der trockenen Luft,  
 $P_v$ : Partialdruck des Wasserdampfes,  
 $T$ : Temperatur.

Die Kompressibilitätsfaktoren sind Korrekturterme für abweichendes Verhalten vom idealen Gas, welche nur im Promille-Bereich von 1 abweichen und somit nahezu konstant sind.  $k_{1-3}$  sind Refraktionskonstanten, welche in Bevis u. a. (1994) diskutiert wurden und folgendermaßen festgelegt wurden:

$$\begin{aligned} k_1 &: 77.60 \pm 0.05 \quad Kmb^{-1}, \\ k_2 &: 70.4 \pm 2.2 \quad Kmb^{-1}, \\ k_3 &: 3.739 \pm 0.012 \times 10^5 \quad K^2mb^{-1}. \end{aligned}$$

Nach Davis u. a. (1985) kann durch die Gleichung 4.17 die atmosphärische Refraktivität mit einer Unsicherheit von 0.02% bestimmt werden. Sie wird als Nächstes in einen hydrostatischen Anteil  $N_{hyd}$  und einen feuchten Anteil  $N_{wet}$  umgewandelt und somit kann dann unter Zuhilfenahme der Gleichungen 4.15 und 4.17 die Signalverzögerung eines GPS-Signals in Zenitrichtung berechnet werden.

$$ZTD = 10^{-6} * \int_{h_s}^{\infty} N_{hyd}(h)dh + 10^{-6} * \int_{h_s}^{\infty} N_{wet}(h)dh. \quad (4.18)$$

Vereinfacht kann 4.15 folglich dargestellt werden als:

$$ZTD = ZHD + ZWD. \quad (4.19)$$

Gleichung 4.19 ist mit dem hydrostatischen Anteil der Signalverzögerung in Zenitrichtung (ZHD) bzw. dem feuchten Anteil ZWD die Grundlage für die Berücksichtigung der Signalverzögerung durch die neutrale Atmosphäre. Der ZHD kann bis zu 2.3 Meter erreichen und wird durch alle atmosphärischen Bestandteile ausgenommen Wasserdampf verursacht (Businger u. a., 1995). Der feuchte Anteil ist die, durch den Wasserdampf verursachte und hochvariable,

Signalverzögerung und kann je nach Region bis zu 35 Zentimeter betragen.

Um nun die Verzögerungen in Zenitrichtung auf die entsprechenden Elevationen ( $\epsilon$ ) der einzelnen GPS-Satelliten umrechnen zu können, wurden die Projektionsfunktionen oder auch Mapping-Funktionen  $m(\epsilon)$  eingeführt. Mit Hilfe dieser Funktionen werden aus den berechneten Werten in Zenitrichtung, troposphärische Signalverzögerungen unter einer bestimmten Elevation geschätzt (slant delays, SD). Die folgende Gleichung veranschaulicht diesen Sachverhalt:

$$SD(\epsilon) = m(\epsilon)ZHD + m(\epsilon)ZWD. \quad (4.20)$$

Auf die Projektionsfunktionen wird im Laufe der nächsten Unterkapitel intensiver eingegangen werden.

### 4.3.5 Troposphärenmodelle

Für die in Gleichung 4.19 eingeführten Zenitverzögerungen ZHD und ZWD gibt es verschiedene Modelle, die teilweise in der heutigen GPS-Auswertung noch Standard sind. Die richtige Modellierung des ZTD ist von großer Bedeutung, denn bereits ein Fehler von 1 Millimeter im ZTD kann ein Fehler von 3 Millimeter in der Höhe verursachen (Santerre, 1991). Aus diesem Grunde werden die geläufigsten Modelle für die hydrostatische und feuchte Signalverzögerung in den kommenden beiden Unterpunkten eingeführt.

- **Hydrostatische Signalverzögerung**

Der hydrostatische Anteil aus Gleichung 4.19 wird sehr häufig nach Saastamoinen (1972) berechnet. Elgered u. a. (1991) hat die Saastamoinen-Formel wie in Gleichung 4.21 in Abhängigkeit des Luftdruckwertes, der ellipsoidischen Höhe und der Breite abgeleitet, die hydrostatische Signalverzögerung in Zenitrichtung kann mit einer Genauigkeit von 1 Millimeter oder besser berechnen, wenn die eingebrachten Luftdruckwerte mit einer Abweichung von mindestens 0.3 mb gemessen wurden (Businger u. a., 1995).

$$ZHD = \frac{0.0022767 \left[ \frac{m}{hPa} \right] \cdot p_0}{1 - 0.00266 \cdot \cos 2\varphi - 0.00028 \left[ \frac{1}{km} \right] \cdot h}, \quad (4.21)$$

$\varphi$  : Ellipsoidische Breite,  
 $h$  : GPS-Antennenhöhe über dem Ellipsoid [km],  
 $p_0$  : Luftdruck an der GPS-Antenne [hPa].

Durch den Nenner in Gleichung 4.21 wird die Variation der Schwerebeschleunigung berücksichtigt. Saastamoinen hat diese Formel unter der Annahme der atmosphärischen Schichtungsstabilität in Zusammenhang mit einer Temperatur, welche mit steigender Höhe konstant abnimmt, abgeleitet. Abweichungen von dieser Annahme sind nach Elgered u. a. (1991)

in der Größenordnung von 0.01 %. Diese Annahme gilt bis zur Tropopause, darüber wird ein isothermisches Modell angewendet.

Ein weiteres Atmosphärenmodell für die hydrosstatische Zenitverzögerung ist von Hopfield entwickelt worden (Hopfield, 1969). Dieses Einschichtmodell reicht vom Erdboden bis in eine Höhe von 40 Kilometern und setzt das hydrostatische Gleichgewicht mit der konstanten Temperaturabnahme in der Troposphäre und darüber an. Die Abnahme der Gravitation mit der Höhe bleibt unberücksichtigt. In Schueler (2001) wird die hydrostatische Laufzeitverzögerung in Abhängigkeit von Temperatur und Luftdruck folgendermaßen beschrieben:

$$ZHD = 0.62291 \left[ \frac{mK}{hPa} \right] \cdot \frac{1}{T_s} + 0.0023081 \left[ \frac{m}{hPa} \right] \cdot P_s, \quad (4.22)$$

$T_s$  : Temperatur in Stationshöhe,  
 $P_s$  : Luftdruck in Stationshöhe.

Elgered u. a. (1991) und Schueler (2001) haben unter anderem die Genauigkeit der jeweiligen ZHD-Modelle untersucht und als Ergebnis festgestellt, dass die ZHD-Modellierung nach Saastamoinen die höchste Genauigkeit besitzen. Dementsprechend wird im Verlauf dieser Arbeit auch auf dieses Modell zurückgegriffen werden.

- **Feuchte Laufzeitverzögerung**

Der durch den Wasserdampf verursachte Anteil an der gesamten Zenitverzögerung ist durch Bodenmessungen ungleich schwerer zu modellieren als der hydrostatische Anteil, da Wasserdampf sehr unregelmäßig in der Atmosphäre vorkommt und zeitlich wie auch räumlich hochvariabel ist. Auf Grund der ungenauen Modellierung des feuchten Anteils an der Signalverzögerung wird er in der GPS-Prozessierung im Rahmen der Ausgleichung nach kleinsten Quadraten mitgeschätzt.

Auch hier gibt es mehrere Ansätze, um einen a-priori Wert für den ZWD zu bestimmen, sie unterscheiden sich in den Eingangsgrößen und in der Herleitung, während Saastamoinen (1972) Oberflächenmessungen verwendet hat, wurden bei anderen Modellen wie Hopfield (1969) und Ifadis (1986) Radiosondenmessungen verwendet.

Nach Saastamoinen kann der ZWD mit Hilfe des partiellen Wasserdampfdrucks, der Temperatur in Stationshöhe, sowie der ellipsoidischen Breite und Höhe bestimmt werden, auch hier hat er für die Abnahme des Wasserdampfgehaltes mit zunehmender Höhe die gleichen Annahmen getroffen wie in Gleichung 4.21 in Bezug auf die Temperaturabnahme und den Luftdruck:

$$ZWD = 0.0022767 \left[ \frac{mK}{hPa} \right] \cdot \frac{\left( \frac{1255}{T_s} + 0.05 \right) e_s}{f(\varphi, h)}, \quad (4.23)$$

$f(\varphi, h)$  : Berücksichtigung der Schwerebeschleunigung (siehe Gleichung 4.21),  
 $T_s$  : Temperatur auf Stationshöhe,  
 $e_s$  : Partieller Wasserdampfdruck in Stationshöhe.

Ifadis (1986) und Hopfield (1969) haben den feuchten Anteil an der Signalverzögerung anhand von Radiosondenaufstiegen abgeleitet. Bei Ifadis (1986) läßt sich der ZWD mittels Luftdruck, Temperatur und dem partiellen Wasserdampfdruck ableiten:

$$\begin{aligned} ZWD = & 0.00554[m] - 8.80 \cdot 10^{-5} \left[ \frac{m}{hPa} \right] \cdot (P_s - 1000[hPa]) \\ & + 2.72 \cdot 10^{-5} \left[ \frac{m}{hPa} \right] \cdot e_s + 2.771 \left[ \frac{m^\circ C}{hPa} \right] \cdot \frac{e_s}{T_s}, \end{aligned} \quad (4.24)$$

$P_s$  : Luftdruck an der GPS-Antenne,  
 $e_s$  : Partieller Wasserdampfdruck in Stationshöhe,  
 $T_s$  : Temperatur auf Stationshöhe.

Hopfield (1969) hat für die Modellierung der durch Wasserdampf verursachten Verzögerung dieselben Annahmen getroffen wie für Gleichung 4.22. Der Anteil läßt sich unter Angabe von Luftdruck, Temperatur und dem Wasserdampfdruck nach Schueler (2001) wie folgt berechnen:

$$\begin{aligned} ZWD = & \left[ 555.7 \left[ \frac{mK^2}{hPa} \right] + 1.792 \cdot 10^{-4} \left[ \frac{mK^2}{hPa} \right] \dots \right] \\ & \left[ \dots \exp \left( \frac{t_s}{22.90[^\circ C]} \right) \right] \frac{e_s}{T_s^2}, \end{aligned} \quad (4.25)$$

$P_s$  : Luftdruck an der GPS-Antenne,  
 $e_s$  : Partieller Wasserdampfdruck in Stationshöhe ,  
 $T_s$  : Temperatur auf Stationshöhe ( $t_s$  : Temp in  $^\circ C$ ).

Keines der genannten Modelle konnte sich durchsetzen, da alle Modelle mit einer großen Ungenauigkeit auf Grund der schweren Modellierbarkeit des Wasserdampfes behaftet sind. Aus diesem Grunde werden auch im Rahmen der GPS-Auswertung Verbesserungen für den feuchten Anteil der Zenitverzögerung geschätzt.

Für die Modellierung der hydrostatischen und feuchte Zenitverzögerung werden als Eingangsparameter neben der geographischen Breite und Höhe oftmals auch meteorologische Parameter benötigt wie Luftdruck, Temperatur und relative Feuchte. Es gibt mehrere Möglichkeiten, diese Größen in die GPS-Auswertung

einzuführen. Die beste Möglichkeit, wäre die Bereitstellung von gemessenen Werten in Form einer RINEX-Datei. Oftmals gibt es aber auch keine direkt gemessenen Werte, dann besteht die Möglichkeit, sich eines numerischen Wettermodells zu bedienen, um die gesuchten Größen daraus abzuleiten.

Eine andere Alternative liegt in der Herleitung der gesuchten Parameter mit Hilfe des *Global Pressure and Temperature Model* (GPT) (Boehm u. a., 2007). Es generiert die Parameter Bodenluftdruck und Temperatur durch sphärische Harmonische, die auf einem  $15^\circ \times 15^\circ$ -ECMWF-Grid mit mittleren Monatswerten über den Zeitraum von September 1999 bis August 2002 für Temperatur und Luftdruck beruhen. Die Monatswerte wurden aus einem 40-jährigen Reanalyse-Datenpool entnommen. Boehm u. a. (2007) zeigen, dass der Einsatz dieser Werte ein adäquater Ersatz für meteorologische Messwerte sein kann.

Schließlich besteht noch die Möglichkeit, Parameter einer Standardatmosphäre einzusetzen, wie zum Beispiel für den Luftdruck: 1013.25 hPa, die Temperatur:  $20^\circ C$  und 50% für die relative Luftfeuchtigkeit. Für die Modellierung des feuchten Anteils an der Gesamtverzögerung wäre der Einsatz der Standardwerte nicht weiter problematisch, da in der Ausgleichung eine Verbesserung geschätzt wird und die ungenaue Modellierung auf Grund der Standardatmosphäre keine größeren Auswirkungen auf die Schätzung der Gesamtverzögerung hat. Der hydrostatische Anteil wird allerdings nicht ausgeglichen bzw. Verbesserungen müssen durch die feuchte Projektionsfunktion als partielle Ableitung nach den Beobachtungsgrößen geschätzt werden und aus diesem Grunde gehen die Ungenauigkeiten in den endgültigen Wert für die troposphärische Signalverzögerung ein (Tregoning und Herring, 2006). Letztendlich ist das GPT-Modell ein guter Ersatz neben dem Einsetzen der direkten Messwerte.

#### 4.3.6 Projektionsfunktionen

In der GPS-Auswertung sind die Projektionsfunktionen gerade bei der Einbeziehung von Satelliten, welche unter einer niedrigen Elevation beobachtet wurden, eine der wichtigsten Einflußgrößen auf die Genauigkeit der troposphärischen Signalverzögerung (Boehm und Schuh, 2004; Tregoning u. a., 1998; Niell, 1996; Davis u. a., 1985). Aus diesem Grunde wird in diesem Unterkapitel die Theorie kurz erläutert und die neuesten Entwicklungen in diesem Bereich vorgestellt.

Projektionsfunktionen berücksichtigen die Abhängigkeit der GPS-Satellitensignale von der neutralen Schicht der Erdatmosphäre. In Abbildung 4.9 wird der Zusammenhang der Signalverzögerung in Zenitrichtung (ZN) und der Schrägverzögerung (SN) im Vakuum schematisch dargestellt, daraus läßt sich näherungsweise der mathematische Zusammenhang herleiten:

$$SN = m(\epsilon) \cdot ZTD, \quad (4.26)$$

$$m(\epsilon) = \frac{1}{\sin(\epsilon)}, \quad (4.27)$$

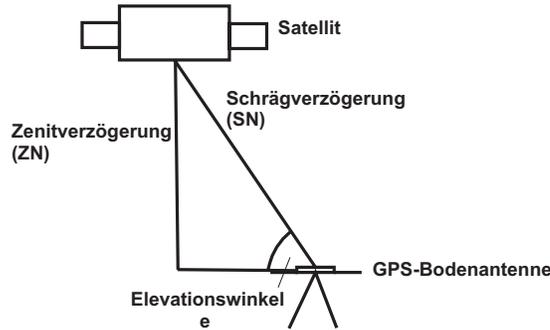


Abbildung 4.9: Prinzip der Projektionsfunktion

- $SN$  : Schrägverzögerung,
- $ZTD$  : Signalverzögerung in Zenitrichtung,
- $m(\epsilon)$  : Projektionsfunktion für den jeweiligen Winkel  $\epsilon$ .

Da jedoch die Erdkrümmung und die Erdatmosphäre eine Abweichung der GPS-Signale von dem vereinfachten Modell in Gleichung 4.27 verursachen, hat Herring (1992) aufbauend auf Marini (1972) folgende Gleichung für eine sphärisch-symmetrische Atmosphäre entwickelt:

$$m(\epsilon) = \frac{1 + \frac{a}{b}}{1 + \frac{a}{b} + c} \cdot \frac{1}{\sin \epsilon + \frac{a}{b} \frac{1}{\sin \epsilon + c}} \tag{4.28}$$

Die Parameter  $a, b$  und  $c$  sind notwendig, um die Atmosphäre adäquat in der Umrechnung der Verzögerung bis auf  $3^\circ$  Elevation berücksichtigen zu können. Wie in Gleichung 4.20 angegeben, gibt es eine Projektionsfunktion  $m_{hyd}$  für den hydrostatischen Anteil an der Signalverzögerung und eine Funktion  $m_{wet}$  für den feuchten bzw. den, durch den atmosphärischen Wasserdampf verursachten Anteil. Für die jeweilige Funktion werden die Parameter unabhängig berechnet.

In früheren Projektionsfunktionen wurden diese Parameter meist durch ein Vergleich mit Radiosondenmessungen kalibriert. Ifadis (1986) ermittelte u.a. ein globales Modell für die Parameter  $a, b$  und  $c$  aus 50 global verteilten Radiosondenstationen, welches als Eingangsgrößen die Bodentemperatur, den am Boden gemessenen Luftdruck und den Dampfdruck benötigte.

Auch Herring (1992) entwickelte eine Projektionsfunktion (MTT) zur Berücksichtigung der troposphärischen Signalverzögerung. Um die gesuchten Koeffizienten in Gleichung 4.28 aus Radiosondenmessungen herzuleiten, sind Radiosondenaufstiege in Nordamerika herangezogen worden (Boehm und Schuh, 2003). Die Eingangsgrößen zur Parameterberechnung für  $m_{hyd}$  und  $m_{wet}$  sind Bodentemperatur, geographische Breite und Höhe über dem mittleren Meeresspiegel.

Niell (1996) stellte dann 1996 eine neuartige Projektionsfunktion vor, mit welcher die Parameter für Gleichung 4.28 in Unabhängigkeit von meteorologischen Parametern als Eingangsgrößen berechnet werden konnten. Dies bringt zum

einen den Vorteil mit sich, dass man keine aktuellen meteorologischen Werte mit in die GPS-Auswertung einbringen muss. Zum anderen spiegeln die am Boden gemessenen Werte nicht den aktuellen Stand und die jahreszeitliche Entwicklung der Atmosphäre wider, so dass der atmosphärische Zustand durch dieses Modell besser angenähert wurde (Niell, 1996).

Für die Niell Mapping Funktion (NMF) wurden Daten von 26 Radiosondenstationen der Jahre 1987, 1988 und 1992 aus einem Gebiet von  $43^\circ$  südlicher Breite bis  $75^\circ$  nördlicher Breite ausgewertet. Unter der Annahme einer longitudinalen Symmetrie und einer zeitlichen Asymmetrie saisonaler Schwankungen von meteorologischen Parametern der Süd- und Nordhalbkugel, wurde aus diesen Daten eine funktionale Abhängigkeit für die Parameter  $a$ ,  $b$  und  $c$  von der geographischen Breite, der Höhe über dem Geoid und dem Jahrestag hergestellt (Niell, 1996). Die Parameter wurden mit einer räumlichen Auflösung von jeweils  $15^\circ$  und eine zeitliche Auflösung von einem halben Jahr bestimmt. Räumliche Einschränkungen bestehen beim Äquator, dort gelten Werte von  $15^\circ$  N bis  $15^\circ$  S als gleich und bei Bereichen nördlicher oder südlicher von  $75^\circ$  werden jeweils die Werte für den Breitengrad  $75^\circ$  angenommen.

Unter Verwendung der Eingangsparameter Höhe über dem Geoid, geographische Breite und Tag des Jahres für  $m_{hyd}$  und der geographischen Breite für  $m_{wet}$  werden jeweils  $a$ ,  $b$  und  $c$  ermittelt. Bei wissenschaftlichen GPS-Auswertungen war die NMF lange Zeit der Standard. In aktuellen globalen GPS-Auswertungen empfiehlt der IERS <sup>6</sup> die Projektionsfunktionen VMF1 und GMF zu verwenden, die im weiteren Verlauf vorgestellt werden. (Boehm u. a., 2007)

Boehm und Schuh (2004), Vey u. a. (2006) und Niell und Petrov (2003) haben gezeigt, dass durch den Einsatz einer begrenzten Anzahl an Radiosondenstationen zur Berechnung der Koeffizienten  $a$ ,  $b$  und  $c$  aus Gleichung 4.28 Fehler in der Berechnung von GPS-Höhen und troposphärischen Verzögerungen in einigen abgelegenen Regionen verursacht wurden. Durch den Einsatz numerischer Wettermodelle (NWM) wird es nun möglich, eine genauere Annäherung der atmosphärischen Bedingungen des jeweiligen Untersuchungsgebietes zu erreichen. Niell (2000) hat mit der Isobaric Mapping Funktion (IMF) eine solche Projektionsfunktion entwickelt. Da diese Funktion einigen Vergleichen dienen soll und da die im Rahmen dieser Arbeit verwendete Funktion auf der IMF aufbaut, wird sie im Folgenden kurz erläutert.

Die Genauigkeit der IMF basiert auf dem verwendeten numerischen Wettermodell. Im allgemeinen Gebrauch sind zwei Modelle, das des National Centers for Environmental Prediction (NCEP) und des European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). Die Daten beider Modelle wurden im Rahmen dieser Nutzung mit einer räumlichen Auflösung in Längsrichtung von  $2.5^\circ$  und einer den Breitengrad betreffenden Auflösung von  $2.5^\circ \times 2.0^\circ$  verwendet. Ein zeitlicher Abstand von jeweils sechs Stunden gibt die zeitliche Auflösung wie-

---

<sup>6</sup>International Earth Rotation Service

der. Die größten Unsicherheiten haben beide Modelle nach Vey u. a. (2006) in den Polarregionen. Es wurden Höhenunterschiede zwischen dem ECMWF-Modell und dem NCEP-Modell von 40 m zwischen den jeweiligen Isopotentialen von 200 hPa in der Antarktis herausgearbeitet. Im Vergleich mit Radiosondenmessungen sind die NCEP-Daten durchschnittlich bis zu 20 m mit einer Standardabweichung in ähnlicher Größenordnung von den Radiosondenmessungen abgewichen und die ECMWF-Werte haben eine Systematik von 5 m im Durchschnitt und Standardabweichungen von bis zu  $\pm 15$  m im Vergleich zu den Werten der Radiosonden aufgewiesen. Im Rahmen der dargestellten Vergleiche wurde für die IMF das exaktere Modell des ECMWF verwendet.

Als einzige meteorologische Eingangsgröße aus dem NWM benötigt die  $m_{hyd}$  der IMF die Höhe des 200 mbar Drucklevels, auf Grund der Annahme, dass bei diesem Drucklevel die Signalverzögerung konstant ist. Mit Hilfe dieser Höhe, der geographischen Breite und der Stationshöhe werden dann a, b und c errechnet. Der Zusammenhang zwischen der Drucklevelhöhe und den Parametern der Gleichung 4.28 wurde mittels linearer Regression aus Messungen der 26 Radiosondenstationen des Jahres 1992, die auch schon bei der Herleitung der NMF benutzt wurden, bestimmt (Niell und Petrov, 2003). Zwischen den Parametern von  $m_{wet}$  und dem Verhältnis der Refraktivitätsindizes bei  $3.3^\circ$  und  $90^\circ$  wurde ebenfalls ein formeller Zusammenhang hergestellt. Aus dem numerischen Wettermodell wird das Verhältnis der Refraktivitäten ermittelt, indem bei  $3.3^\circ$  Elevation auf der Höhe jedes verfügbaren Drucklevels anhand der jeweiligen Temperatur und der relativen Feuchte die Refraktivität bestimmt wird. Die Refraktivität wird dann zum Verhältnis zu  $90^\circ$  gesetzt, mit welchem dann zusammen mit der Stationshöhe und der geographischen Breite die Parameter a, b und c der  $m_{wet}$  ermittelt werden. Niell (2000) hat gezeigt, dass der Einsatz der IMF eine signifikante Verbesserung, vor allem hinsichtlich der hydrostatischen MF<sup>7</sup>, gegenüber der NMF hervorruft.

Ähnlich zur IMF haben Boehm und Schuh (2004) die Vienna Mapping Funktion oder kurz VMF basierend auf numerischen Wettermodellen entwickelt. Bei der IMF werden allerdings im Gegensatz zur VMF Mittelwerte aus dem Wettermodellen ermittelt, welche dann zur Berechnung der Parameter a,b und c herangezogen werden. Die VMF Parameter werden mittels direkter Strahlenwegsverfolgung durch das Wettermodell bestimmt und beinhalten somit die gesamte atmosphärische Information. Für eine Elevation von  $3.3^\circ$  werden die Parameter  $a_{hyd}$ ,  $a_{wet}$  in Abhängigkeit der Elevationswinkel im Vakuum berechnet. Für die hydrostatische Projektionsfunktion werden die Parameter b und c von der IMF übernommen bzw. nach der Methode ermittelt und für die feuchte Projektionsfunktion werden Konstanten benutzt ( $b_{wet} = 0.00146$ ,  $c_{wet} = 0.04391$ ).

Der Vorteil der hydrostatischen VMF gegenüber der IMF liegt in der Nutzung der gesamten atmosphärischen Auflösung gegenüber der Nutzung eines einzel-

---

<sup>7</sup>Mapping Funktion

nen Wertes. Die Parameter der feuchten VMF werden aus der eigentlich Signalabweichung bei  $3.3^\circ$  berechnet und nicht aus einem Refraktivitätsverhältnis, so dass auch hier ein informativer Vorteil vorliegt. Des Weiteren werden für  $a_{wet}$  zum einen die Beugung des Satellitensignales in der Atmosphäre berücksichtigt und die Anzahl der vertikalen Drucklevel zur Berechnung des Parameters ist höher als bei der IMF.

In Boehm u. a. (2006) sind mit der Global Mapping Function (GMF) und der VMF1 zwei weitere Projektionsfunktionen vorgestellt worden. Die VMF1 ist eine Aktualisierung der VMF, indem die Koeffizienten  $b$  und  $c$  für die hydrostatische Funktion neu berechnet wurden. Für  $c$  wird eine mittels Strahlenwegverfolgung bestimmte Funktion genutzt, die abhängig von dem jeweiligen Tag des Jahrs und der geographischen Breite ist (Boehm, Werl und Schuh, 2006). Die GMF wurde basierend auf monatlichen Mittelwerten eines  $15^\circ \times 15^\circ$ -ECMWF-Grids entwickelt. Die Koeffizienten wurden als sphärische Harmonische aus den VMF1-Parametern bestimmt. Vergleiche der Projektionsfunktionen haben für die GMF im Vergleich zur VMF1 kleinere Abweichungen der Höhe im Millimeterbereich (bis zu 10 mm) ergeben und eine höhere Genauigkeit resp. Zuverlässigkeit in Bezug auf die Auswertung von Basislinienlängen als die NMF (Boehm, Werl und Schuh, 2006). Im Vergleich zur VMF1 lagen die Genauigkeiten der GMF aber unterhalb der VMF1-Werte. Auf Grund der gemittelten Monatswerte können einzelne meteorologische Ereignisse untergehen, so dass die VMF1 insgesamt als aktueller Standard angesehen werden kann.

### Gradienten

Die Modellierung der troposphärischen Signalverzögerung ist bislang von einer symmetrisch angeordneten bzw. homogenen Atmosphäre ausgegangen, dies ist in der Realität aber oft nicht erfüllt. Luftdruck- und Temperaturgradienten können Variationen im ZTD zwischen 1 und 5 Zentimetern verursachen, bei Feuchtgradienten kann der Einfluss sogar Größenordnungen von 10 Zentimetern annehmen (Bock u. a., 2002). Dieses asymmetrische Verhalten der atmosphärischen Signalverzögerungen muss bei der Schätzung des Atmosphäreinflusses berücksichtigt werden. Hinsichtlich der Satellitenelevation läßt sich noch feststellen, dass vor allem bei niedriger Elevation der Einfluss der atmosphärischen Gradienten wächst. Bei Chen und Herring (1997) wurde erarbeitet, dass bei einem Elevationswinkel von  $10^\circ$  die Gradienten 30 Millimeter erreichen können.

Anlehnend an Formel 4.20 in Abschnitt 4.3.4 wurde der Zusatz AS als azimutale Asymmetrie in die Formel eingefügt, um die atmosphärische Inhomogenitäten zu berücksichtigen:

$$SD(\epsilon) = m(\epsilon) \cdot ZHD + m(\epsilon) \cdot ZWD + AS, \quad (4.29)$$

$$AS(\epsilon, \alpha) = \text{gradns} \cdot \text{azmap}(\epsilon) \cdot \cos(\alpha) + \text{gradew} \cdot \text{azmap}(\epsilon) \cdot \sin(\alpha), \quad (4.30)$$

AS : Azimutale Asymmetrie,

$\alpha$ :	Azimet,
gradns/gradew :	Gradienten in NS/EW,
$azmap(\epsilon)$ :	Projektionsfunktion für die Gradienten,
$\epsilon$ :	Elevationswinkel.

AS wurde bei diesem Ansatz mit Hilfe horizontaler Koeffizienten für die Refraktivitätsgradienten der nord-südlichen und ost-westlichen azimutalen Asymmetrie berücksichtigt (Chen und Herring, 1997). Sie werden bei dieser Lösung im Rahmen einer *Piecewise Linear Function* geschätzt, also einer stückweisen linearen Funktion, so dass dem stochastischen Verhalten der Parameter einige Freiheiten gelassen werden. Der Gradienteneinfluss in nord-südlicher und ost-westlicher Richtung wird im Rahmen der Ausgleichung nach kleinster Quadraten geschätzt, als a-priori Werte wird jeweils 0 vorgegeben.

Diese Gradienten wurden in Chen und Herring (1997) sowohl für den hydrostatischen Einfluss, als auch für den feuchten Einfluss, ähnlich der Projektionsfunktionen, durch direkte Strahlenwegsverfolgung im numerischen Wettermodell des NCEP<sup>8</sup>, berechnet (Chen und Herring, 1997). Der hydrostatische Anteil an gesamten Gradienteneinfluss ist größer als der feuchte, allerdings zeigten beide ähnliche Streuungsverhalten auf, so dass beide Werte als signifikant erachtet wurden. Da es im Modell nicht möglich ist, beide Werte zu trennen, werden in geodätischen GPS-Analysen diese beiden Anteile zu einem Wert zusammengefasst.

Um den Gradienteneinfluss nun vom Zenit auf die jeweilige Satellitenelevation umrechnen zu können, wurde in Chen und Herring (1997) die Projektionsfunktionen für Gradienten hergeleitet:

$$azmap(\epsilon) = \frac{1}{\sin(\epsilon) \cdot \tan(\epsilon) + C}, \quad (4.31)$$

$azmap(\epsilon)$ :	Projektionsfunktion für die Gradienten ,
C :	Konstante ca. 0.003 (Chen und Herring, 1997) .

Nach Chen und Herring (1997) ist die Schätzung von Gradienten in der GPS-Auswertung bei Beobachtung von Satelliten unter einer niedrigen Elevation unerlässlich, da gerade in den Höhen Veränderungen im Millimeterbereich eintreten können. Um jahreszeitlichen Effekten im Ablauf der Koordinatenzeitreihen vorzubeugen und eine bessere Wiederholbarkeit der Koordinaten zu erreichen, sollte man die atmosphärischen Inhomogenitäten in der globalen GPS-Auswertung berücksichtigen, auch wenn in polaren Gebieten auf Grund der geringen atmosphärischen Feuchte der Einfluss geringer sein dürfte (Meindl u. a., 2003).

### 4.3.7 Gezeitenabhängige Effekte

Durch die Rotation der Erde im Zusammenspiel mit den Gravitationspotentialen von Sonne, Mond und anderen Himmelskörpern wird die Oberfläche der

<sup>8</sup>National Center for Environmental Prediction

Tabelle 4.5: Perioden ausgewählter Partialtide nach Dach (2000)

Partialtide	Periode [h]	Ursprung
O1	25.82	Mond
P1	24.07	Sonne
K1	23.93	Mond und Sonne
N2	12.66	Mond
M2	12.42	Mond
L2	12.19	Mond
T2	12.02	Sonne
S2	12.00	Sonne
K2	11.97	Mond und Sonne

Ozeane, Meere und der Kontinente aus dem Gleichgewicht gebracht. Dies führt zu einer Gezeitenwelle mit zwei Maxima, die sich von Ost nach West um die Erde bewegt. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit dieser Gezeitenwellen hängt unter anderem von variierenden Ozeantiefen und Küstenformen der Kontinente ab. Durch die Gezeitenbeschleunigung kommt es des Weiteren in den Ozeanbecken zu Resonanzeffekten, welche zu einer Vielzahl von zusätzlichen Resonanzfrequenzen führen. Durch die genannten Effekte und Variationen werden Wellenhöhen von 10 Metern erreicht. Neben den flüssigen Medien reagiert auch der feste Erdteil auf die Gezeiteneffekte. Die dadurch verursachten Deformationen werden Gezeiten der festen Erde genannt. Sie bewegen sich maximal im Rahmen von einigen Dezimetern in der Höhe. Die horizontalen Effekte sind ca. eine Größenordnung kleiner als die vertikalen (King, 2002).

Diese Gezeiteneffekte müssen bei der GPS-Auswertung berücksichtigt werden, denn ohne Modellierung derselben, werden diese Effekte systematische Verfälschungen in die GPS-Lösung generieren. Eine Nichtmodellierung der Effekte, die durch Ozeangezeiten verursacht werden, kann im ZTD einen Fehler von 10 Millimeter verursachen, Gezeiten der festen Erde können Verfälschungen im Zentimeterbereich herbeiführen (Dach und Dietrich, 2000; Watson u. a., 2006). Neben der Modellierung der gezeitlichen Effekte, ist es für hohe Genauigkeitsansprüche auch wichtig, aktuelle und exakte Modelle zu verwenden. In diesem Unterkapitel werden die Theorie und einige gängige Modelle vorgestellt, auf die im weiteren Verlauf der Arbeit zurückgegriffen wird.

Neben den Gezeiten der festen Erde, also dem direkten Einfluss des Gezeitenpotentials auf die feste Erde, wird zusätzlich der indirekte Einfluss, die Auflastdeformationen auf Grund der Ozeangezeiten, bei der GPS-Auswertung modelliert. Durch die Bewegung der Wassermassen der Ozeane wird auch der Ozeangrund einer periodischen Deformation unterworfen. Da die Erde nicht komplett starr ist, reagiert sie auf diesen Einfluss; Deformationen der Kontinente an den Küsten sind die Folge. Diese Auflastdeformationen sind die größten Bewegungen der Kontinente hinter den Gezeiten der festen Erde. In der horizontalen

Koordinatenkomponente können sie je nach Dauer der GPS-Session einen Fehler von 1.5 Zentimetern und in der vertikalen Komponente 4 cm verursachen (Vey u. a., 2002). Die Auflastdeformation kann nach Dach (2000) folgendermaßen berücksichtigt werden:

$$\zeta_{Auflast} = \int_A \varrho_{Ozean} \cdot \zeta_{OTide}(\varphi, \lambda) \delta A \cdot \mathfrak{R}_\zeta(\beta) dA \quad (4.32)$$

In der Gleichung 4.32 wird mit  $\zeta_{Auflast}$  die vertikale Deformation am Ort P mit Hilfe des Massenelementes  $\delta M$  und der Green'schen-Funktion  $\mathfrak{R}_\zeta(\beta)$  beschrieben. Da die Auflastdeformationen durch Ozeangezeiten verursacht wurden, wird der Einfluss des Massenelementes mit Hilfe eines Ozeangezeitenmodells  $\zeta_{OTide}$  und der Dichte des belastenden Mediums  $\varrho_{Ozean}$  auf das Element  $\delta A$  dargestellt,  $\beta$  ist der sphärische Abstand des Beobachtungspunktes P von der Position der Masse. Die Koordinaten  $\lambda$  und  $\varphi$  beziehen sich auf den Punkt Q des belastenden Elementes. Für den Punkt P der Auflastdeformation wird das gesamte Gravitationspotential der umliegenden Massen von Volumenelementen durch Integration über alle Elemente der Fläche  $A(\varphi, \lambda)$  berechnet. Dieses Flächenintegral über die gesamte Erdoberfläche kann auf verschiedene Art und Weise gelöst werden, Dach (2000) führt diese mit der Spherical Disc Method und der Template Method weiter aus.

Die erwähnte Green'sche Funktion  $\mathfrak{R}_\zeta(\beta)$  wird mit Hilfe der Loveschen- und Shidaschen Zahlen, welche die Elastizität der Erde charakterisieren, berechnet. Mit der Loveschen Zahl  $h_n$  als Proportionalitätsfaktor zum Gezeitenpotential wird die vertikale Deformation der festen Erde berechnet und mit der Shidaschen Zahl  $l_n$  die horizontale Deformation. Mit der zweiten Loveschen Zahl  $k_n$  wird die gezeitenbedingte Änderung des Gravitationspotentials berücksichtigt. Die beschriebenen Größen sind des Weiteren notwendig für die Berücksichtigung der Gezeiten der festen Erde bei der globalen GPS-Auswertung. Das Modell IERS2003 ist eine gute Alternative, die beschriebenen Gezeiten der festen Erde entsprechend miteinzubeziehen (McCarthy und Petit, 2004).

Modelliert werden die Ozeangezeiten durch Herleitung der sogenannten Partialtide (Tabelle 4.5) (Dach, 2000). Das gesamte Gezeitenpotential, das auf einem Punkt P auf der Erdoberfläche wirkt, ergibt sich aus der Summe dieser Partialtide. Diese Einzelkomponenten sind harmonische Funktionen, welche die einzelnen Gravitationskomponenten durch definierte Frequenzen und Amplituden wiedergeben. Als Argument für die Bestimmung der jeweiligen Partialtide aus einem Gezeitenmodell und somit des gesamten Gezeitenpotentials werden die Koordinaten des Beobachtungspunktes benötigt, sowie der Beobachtungszeitpunkt.

Nach Cartwright (2000) gibt es drei Methoden, wie diese Partialtide berechnet werden können:

- theoretische Methode
- semi-empirische Methode

- empirische Methode

Bei der theoretischen Methode werden ausgehend von den Gezeitenkräften und der Bathymetrie hydrodynamische Gleichungen für die Partialtide gelöst, die als Laplacesche Gezeitengleichungen bezeichnet werden. Entstehen die Modelle ausschließlich aus Messdaten, sind sie nach der empirischen Methode entstanden. Bei semi-empirischen Modellen werden die theoretischen Berechnungen durch Assimilierung von Messungen verifiziert.

Modell	Literatur	Beobachtungstypen <sup>1</sup>	Auflösung <sup>2</sup>
CSR3	a	H + T/P	$0.5^\circ \times 0.5^\circ$
CSR4	b	H + T/P	$0.5^\circ \times 0.5^\circ$
FES2004	c	H + T/P + TG	$0.125^\circ \times 0.125^\circ$
GOT00.2	d	H + T/P + ERS	$0.5^\circ \times 0.5^\circ$
CADA00.10	e	H + T/P + TG	$0.25^\circ \times 0.083^\circ$
TPXO.6	f	H + T/P + ERS + TG	$0.25^\circ \times 0.25^\circ$

Tabelle 4.6: Zusammenstellung von aktuellen Ozeangezeitenmodellen

- a: Eanes (1994), Eanes und Bettadpur (1995),  
 b: Eanes (1994), Eanes und Bettadpur (1995),  
 c: Le Provost (2002),  
 d: Ray (1999),  
 e: Padman u. a. (2002),  
 f: Egbert u. a. (1994).

In Tabelle 4.3.7 ist eine Aufzählung aktueller Ozeangezeitenmodelle samt Quellen, der, in das jeweilige Modell, eingehenden Beobachtungstypen und die Auflösung zu sehen. Die angegebenen Modelle sind allesamt semi-empirisch, also sind bei der Lösung der hydrodynamischen Gleichungen zusätzliche Altimeter (Topex/Poseidon oder ERS)- und Pegel-Beobachtungen eingeführt worden. Durch die Integration der erwähnten Beobachtungsdaten in die Gezeitenmodelle erreichen diese heute eine Genauigkeit von wenigen Zentimetern (King u. a., 2005).

### 4.3.8 Stationsabhängige Fehler

Wie eingangs erwähnt wurde, lassen sich die Fehlereinflüsse bei der GPS-Positionierung in entfernungsabhängige und stationsabhängige Fehler einteilen. Die von der jeweiligen Stationsumgebung abhängigen Fehleranteile sind die Variationen der Phasenzentren der GPS-Bodenantennen, die Mehrwegeinflüsse der

<sup>1</sup>H: hydrodynamische Modelle, T/P: Assimilierung von Topex/Poseidon Altimeter-Daten, ERS: Assimilierung von ERS Altimeter-Daten, TG: Assimilierung von Pegelmessungen

<sup>2</sup>Breite  $\times$  Länge

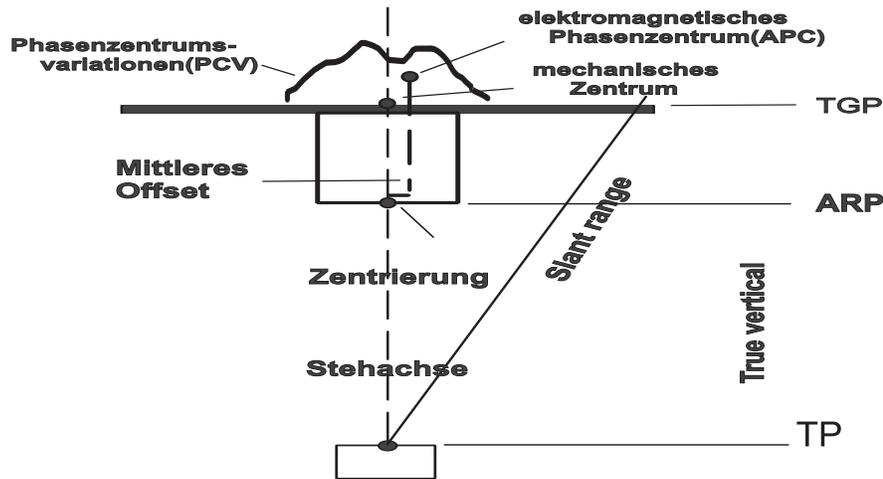


Abbildung 4.10: Bezugspunkte einer GPS-Bodenantenne

empfangenen GPS-Signale und die Einflüsse des Nah- und Fernfeldes des jeweiligen Stationsumfeldes auf die empfangenen GPS-Satellitensignale. Die genannten Fehlereinflüsse üben einen hohen Einfluss auf die Bestimmung der Stationshöhe und der Signalverzögerung aus. Rothacher (1999) sprach von einem sogenannten Bermuda-Viereck und wollte damit die hohe Korrelation der Troposphärenparameter, der Höhenkoordinaten und der Phasenzentrumsvariationen von Boden- und Satellitenantennen zum Ausdruck bringen. Die hohe Korrelation ist in den geometrischen (Satellitenkonstellation) und den physikalischen Eigenschaften der Signalausbreitung begründet und verdeutlicht den hohen Einfluss der stationsabhängigen Fehler unter anderem auf die Schätzung der troposphärischen Parameter. Eine hohe Anzahl an Satellitenbeobachtungen bis zu einem möglichst niedrigen Höhenwinkel lässt die Korrelation etwas sinken. Ansonsten ist eine Trennung der Fehleranteile im Rahmen der Modellierung und Schätzung derselben schwierig. Nachfolgend werden die Mehrwegeeffekte der GPS-Signale und die Phasenzentrumsvariationen näher beschrieben, da diese auch wichtig für die Bestimmung der Troposphärenparameter sind und somit eine große Relevanz für die Schätzung des ausfällbaren Wasserdampfgehaltes aus GPS-Messungen besitzen.

Mehrwegeausbreitungen entstehen durch gerichtete oder diffuse Reflexionen von elektromagnetischen Signalen an geeigneten Flächen (Dilßner, 2007). Zu diesen Mehrwegeeffekten gehören zusätzlich die Signalbeugungen (Diffraktion) durch Sichthindernisse und die Reflexion des ausgesendeten Signals am Satelliten (Menge, 2003). Diese verfälschten Signale überlagern sich mit den direkt an der Antenne ankommenden GPS-Signalen und dementsprechend ist das zu verarbeitende Signal gedämpft und verrauscht. Die Stärke des Effektes ist abhängig von der wechselnden Geometrie zwischen Satellit, Reflektor und Empfangsantenne, der Signalstärke des empfangenen Signals, den Eigenschaften des Reflektors (Material, Größe und Oberfläche) sowie der jeweiligen Hard- und Software

der GPS-Antennen und des Empfängers. Je nach Beobachtungsdauer und -anordnung können Fehler in der Höhenkomponente eine Größenordnung von sieben Zentimetern erreichen (Dilßner, 2007). Durch die Bildung von Linearkombinationen kann dieser Fehlereinfluss noch variieren und muss bei der hochpräzisen GPS-Auswertung Berücksichtigung finden durch Benutzung entsprechender GPS-Antennen und durch Errichtung eines adäquaten Antennenumfeldes. Gerade durch die ungünstige Satellitenkonstellation in Polnähe und durch die Verwendung der ionosphärenfreien Linearkombination und der Schätzung troposphärischer Zenitverzögerung hat Dilßner (2007) einen verstärkten Einfluss der Mehrwegeeffekte auf die Höhenbestimmung beobachtet.

Vermieden werden können diese Signalreflexionen und -beugungen durch eine sorgsame Auswahl der Stationsumgebung. Zu dieser Stationsumgebung zählt auch der Antennenpfeiler oder das -stativ, auf welchem die Bodenantenne installiert ist. Menge (2003) hat die Antennenumgebung in ein Nah- und ein Fernfeld eingeteilt. Je nach Entfernung zur GPS-Antenne sind die Auswirkungen einer Signalverfälschung durch die Umgebung unterschiedlich. Aber indem eine reflektionsarme Umgebung gewählt wird, wird die Wahrscheinlichkeit von Mehrwegeeffekten minimiert (Elosegui u. a., 1995). Des Weiteren müssen entsprechende GPS-Bodenantennen eingesetzt werden, die ein Empfangen von reflektierten und gebeugten Signalen verhindert (z.B. eine Choke-Ring-Antenne). Die Effekte des Nahfeldes können durch Kalibrierung der Antennenumgebung (Dreifuß mit Adapter, Antenne und Teiles des Monumentes) aufgefangen werden (Willgalis, 2006; Dilßner, 2007). Des Weiteren können hard- und softwarebasierende Algorithmen eingesetzt werden oder Radome bzw. Schutzhauben an dem Bodenantennen, um Effekte auf Grund von Feuchtigkeit oder Eis an der Antenne zu verhindern. Eine Grundplatte an der GPS-Antenne verhindert das Aufnehmen von GPS-Signalen, die am Boden reflektiert wurden. Generell weisen die aus dem Fernfeld reflektierten Trägerphasensignale zyklische Eigenschaften auf, so dass sie über längere Zeiträume herausgemittelt werden.

Trägerphasenmessungen beziehen auf ein elektrisches Phasenzentrum an der GPS-Antenne, dieses Phasenzentrum variiert aber in Abhängigkeit von Azimut, Elevation und der Frequenz der einfallenden GPS-Signale typabhängig und weicht somit vom mechanischem Zentrum der GPS-Antenne ab. Diese Abweichungen werden zum einen durch einen mittleren Offset beschrieben und zum anderen in den elevations- und azimutsabhängigen Variationen vom Offset. In Abbildung 4.10 ist die Abweichung der elektrischen Phasenzentren vom Antennenreferenzpunkt (ARP) und dem mechanischen Zentrum durch Offset und Variationen dargestellt. Die horizontalen und vertikalen Offsets können durch verschiedenen Methoden wie der Antennenrotation, auf einer Eichbasis oder durch einen Antennentausch bestimmt werden (Menge, 2003). Für die Bestimmung der Variationen gibt es zwei grundsätzliche Möglichkeiten, diese zu modellieren:

- **Relative Phasenzentrumsmodelle**

Bei dem Relativverfahren werden die Variationen in Abhängigkeit einer

Referenzantenne bestimmt. Die Variationen dieser Referenzantenne werden zu null gesetzt. Mittels Polynomansätzen oder Kugelfunktionsmodellen werden die Variationen dann relativ zu dieser Referenzantenne bestimmt (Mader, 1999). Bei dieser Methode liegt der Nachteil darin, dass man davon ausgeht, dass die Referenzantenne keine Phasenzentrumsvariationen aufweist, dies entspricht aber nicht der Realität. Des Weiteren werden die Korrekturen nur bis zu einem Höhenwinkel von 10 Grad bestimmt und scheiden aus, falls man Beobachtungen unter niedrigeren Elevationen mit einfügen möchte.

- **Absolute Phasenzentrumsmodelle**

Um die Variationen absolut zu erhalten, kann die GPS-Antenne frei von Mehrwegeeffekten in einem mikrowellentoten Raum kalibriert werden. Eine weitere Möglichkeit besteht in der Kalibrierung im Felde mit Hilfe eines Roboterarms (Seeber, 2003; Menge, 2003). Dieses Verfahren basiert darauf, dass sich die Satellitenkonstellation nach einem siderischen Tag wiederholt. Die Verwendung absoluter Variationen geht einher mit der Verwendung der Variationen der Satellitenphasenzentren in Abhängigkeit des Nadirwinkels. Die Offsets der Satellitenantennen können blockweise berücksichtigt werden, allerdings ergeben neuere Vergleiche mit VLBI, dass die satellitenweise Berücksichtigung bessere Ergebnisse erzielt (Schmid u. a., 2005).

Bei der Berücksichtigung der Antenneneigenschaften muss auch immer eine mögliche Schutzhaube der Antenne (Radome) berücksichtigt werden. Heutzutage werden meistens Ergebnisse der absoluten Modellierungen mit in die Auswertung eingebracht. Das IGS hat diese Modelle 2006 auch als Standard eingeführt. Eine Nichtberücksichtigung der Phasenzentrumsvariationen können Ungenauigkeiten im Zentimeterbereich herbeiführen (Seeber, 2003).

## 4.4 GPS-Software

Neben den vorgestellten theoretischen Grundlagen der GPS-Auswertung ist die benutzte Software ein wesentlicher Bestandteil. Hier gibt es mehrere Theorien von der undifferenzierten Auswertung bis hin zur differenzierten Auswertung mit Doppeldifferenzen und der Bildung von Linearkombinationen in Abhängigkeit der Stationsabstände. Im Folgenden sollen kurz die diversen Theorien angesprochen werden, um sich ein Bild machen zu können, welche Software eingesetzt wurde und was die Basis der hier getätigten Auswertungen ist.

### 4.4.1 GAMIT/GLOBK

Wissenschaftliche Softwarepakete nutzen für ihre Auswertungen die Trägerphasenbeobachtungen (Unterkapitel 4.1.5). Im Rahmen dieser Arbeit ist die Post-Processing Software GAMIT (GPS at MIT, (King und Bock, 2006)) für die Auswertungen herangezogen worden. Bernese GPS Software (Uni Bern,

(Dach u. a., 2007)) oder GIPSY/OASIS II (Nasa/JPL, (Zumberge u. a., 1997)) sind ähnlich funktionierende Pakete, die eine weite Verbreitung gefunden haben. Der Vorteil dieser Module liegt in der Möglichkeit, durch die Einführung von abgeleiteten Beobachtungsgrößen durch Differenzbildung globale Auswertungen durchführen zu können. Durch Berücksichtigung diverser Fehlermodelle und erfolgreicher Mehrdeutigkeitslösungen bei Stationsabständen über mehrere 1000 Kilometer werden auch bei langen Basislinien die Möglichkeiten der hochpräzisen Koordinatenberechnung im sub-cm-Bereich gegeben. Weitere Beispiele für eine undifferenzierte Herangehensweise wäre die Software Geonap (Wübbena, 1989). Je größer die Basislinien allerdings werden desto schwieriger ist eine globale Auswertung mit undifferenzierten Beobachtungen auf Grund der Dekorrelation der einzelnen entfernungsabhängigen Fehleranteile. Vor allem bei der Mehrdeutigkeitsfindung treten vermehrt Schwierigkeiten auf. GAMIT wurde für diese Auswertungen herangezogen, da es mit dem Programm GLOBK/GLORG möglich ist, Koordinaten in einem einheitlichen Bezugsrahmen samt Geschwindigkeiten zu schätzen. Des Weiteren eignet sich diese Software für die troposphärische Auswertung durch die Implementierung neuester Fehlermodelle (King und Bock, 2006). Die detaillierte Funktionsweise der Software ist im Anhang A.1.1 beschrieben.

GAMIT bildet aus den L1- und L2-Phasenbeobachtungen die jeweiligen in 4.2.2 eingeführten Doppeldifferenzen. Für lange Basislinien kann dann aus diesen L1- und L2-Doppeldifferenzen die  $L_c$ -Linearkombination gebildet werden, um ionosphärische Störungen zu eliminieren (siehe 4.7). Aus diesen Linearkombinationen werden bei GAMIT im Rahmen der Ausgleichung nach kleinsten Quadraten dann Koordinaten, Signalverzögerungen, Erdrotationsparameter und Satellitenparameter samt der Varianz-Kovarianz-Matrix berechnet (King und Bock, 2006). Die Signalverzögerungen in Zenitrichtung wird im Rahmen eines stückweise linearen stochastischen Prozesses geschätzt unter Verwendung der eingegebenen zeitlichen Abstände und stochastische Werte für die Behandlung der Korrelation im Rahmen eines Markov-Rauschens. Unter Verwendung der a-priori Werte für den hydrostatischen und den feuchten Anteil an der Signalverzögerung wird der ZTD-Wert mit Hilfe der feuchten Projektionsfunktion als partielle Ableitung in der Ausgleichung bestimmt. Dieser ZTD-Wert dient der weiteren Ableitung eines Wertes für den ausfällbaren Wasserdampfgehalt.

Das Programm GLOBK wurde entwickelt, um Auswertungen von verschiedenen Beobachtungsmethoden miteinander zu kombinieren und daraus eine realistische, einheitliche Koordinatenlösung inklusive Geschwindigkeiten in einem einheitlichen Referenzrahmen zu schätzen. Aus Koordinaten resultierend aus verschiedenen Beobachtungsmethoden (Quasi-Beobachtungen aus VLBI, GPS, Doris ) wird ein einheitlicher Satz von Parametern geschätzt. Der Hauptbestandteil dieser Software wurde nach dem Prinzip der Kalman-Filterung konzipiert (Niemeier, 2002). Die Funktionsweise der Kalman-Filterung und das Funktionsprinzip des Moduls GLOBK wird im Anhang A.1.2 eingehend erläutert.

Das Verfahren wird für alle Beobachtungen der vorhandenen Beobachtungsepochen angewendet, so dass man als Ergebnis die ausgeglichenen Parameter (Koordinaten der einzelnen Stationen bezogen auf eine Referenzepoche, Geschwindigkeiten, Erdortationsparameter) erhält, die mit Hilfe der modellierten Systemdynamik und unter Berücksichtigung aller vorhandenen Beobachtungen geschätzt wurden. Ein großer Vorteil der Kalman-Filterung ist die Modellierung des stochastischen Verhaltens. Hier wird unter anderem eine zeitabhängige Korrelation geschätzt, so dass auf Grund des zeitabhängigen Verhaltens der Stationskoordinate ein realistischeres Ergebnis für die Koordinaten- und Geschwindigkeitsschätzung mit vollständigen Varianz- und Kovarianzinformationen erwartet werden kann.

#### 4.4.2 Mehrdeutigkeitsbestimmung

Der Mehrdeutigkeitsterm für die GPS-Beobachtung wurde in Kapitel 4.2 eingeführt. Die Bestimmung dieser Mehrdeutigkeiten, d.h. die Festlegung ihres ganzzahligen Werte, ist ein zentrales Thema in der GPS-Auswertung mit Trägerphasen, da durch die korrekte Festsetzung dieses Terms die Genauigkeit der Auswertung gewährleistet wird. Für die hier durchgeführten Auswertungen wurde das Programmpaket GAMIT herangezogen. Dieses Post-Processing Paket benutzt die eingeführten Doppeldifferenzen (siehe Gleichung 4.6) als Beobachtungsgröße.

Nach Bock u. a. (1986) lassen sich die Doppeldifferenzen der Phasenbeobachtungen in Matrizenform folgendermaßen darstellen:

$$\Delta l = \Delta A x + \Delta v. \quad (4.33)$$

Der Operator  $\Delta$  spiegelt die gebildeten Differenzen wieder, die nach Bock u. a. (1986) linear unabhängig sind. Der Beobachtungsvektor  $l$  beinhaltet die Residuen der Doppeldifferenzen für  $\nabla \Delta \Phi_{L1 \& L2}$  und eine Unbekannte für die ionosphärischen Einflüsse. Die ionosphärischen Bedingungen werden durch die Einführung von a-priori Informationen berücksichtigt in Zusammenhang mit der hier benutzten Zwei-Frequenz-Auswertung.  $A$  ist die Design-Matrix mit den partiellen Ableitungen der Doppeldifferenzen nach den Unbekannten,  $v$  der Verbesserungsvektor und  $x$  der Unbekanntenvektor (Niemeier, 2002). Zu den Unbekannten zählen in diesem Fall die nicht mehrdeutigen Parameter (Stationskoordinaten, Orbit- und Atmosphärenparameter), der  $nl^9$ - und der  $wl^{10}$ -Mehrdeutigkeitsvektor. Schaffrin und Bock (1988) haben einen Algorithmus entwickelt, welcher die Parameter dieser Gleichung im Rahmen einer gewichteten Ausgleichung nach kleinsten Quadraten bestimmt (Niemeier, 2002). Bei langen ( $\geq 100$ km) Basislinien, welche eine geringe Korrelation der ionosphärischen Bedingungen vorweisen, werden keine ionosphärischen Informationen a-priori eingesetzt und somit die ionosphärenfreie Linearkombination  $\phi_{Lc}$  zur Lösung

---

<sup>9</sup>narrow-lane

<sup>10</sup>wide-lane

der gesuchten Parameter herangezogen. Bei Basislinien mit geringer Länge werden die Phasenbeobachtungen  $\phi_{L1}$  und  $\phi_{L2}$  als getrennte Beobachtungen unter Nutzung ionosphärischer Parameter als dritte Unbekannte in die Ausgleichung eingeführt, da die ionosphärischen Bedingungen an beiden Orten nahezu gleich sind und somit die Linearkombination durch das erhöhte Rauschen von Nachteil wäre.

Die GAMIT-Software löst die Phasenmehrdeutigkeiten und die weiteren Parameter des Parametervektors mit dem Gleichungssystem 4.33 nach Dong und Bock (1989) und King und Bock (2000) in folgenden Schritten:

1. Alle Parameter werden unter Benutzung der  $\phi_{Lc}$  Kombination geschätzt. Die mehrdeutigen Terme werden auf Fließkommazahlen festgesetzt. Diese Lösung wird auch als „biases-free“-Lösung bezeichnet.
2. In diesem Schritt werden die nicht mehrdeutigen Parameter aus Schritt 1 festgehalten und es wird nur die WL-Mehrdeutigkeit geschätzt, diesmal unter Benutzung von  $\phi_{L1}$  und  $\phi_{L2}$  als separate Beobachtungen mit ionosphärischen a-priori Informationen.
3. Mit der Entscheidungsfunktion nach Dong und Bock (1989) werden dann die gelösten Mehrdeutigkeitswerte, die in Schritt 2 als Fließkommazahl festgesetzt wurden auf eine ganze Zahl geschätzt.
4. Mit Hilfe der  $\phi_{Lc}$ -Kombination werden nun nochmals die in Schritt 1 geschätzten, nicht mehrdeutigen Terme und die NL-Mehrdeutigkeiten mit Hilfe der festgesetzten WL-Mehrdeutigkeiten bestimmt.
5. Die erwähnte Entscheidungsfunktion setzt nun die NL-Mehrdeutigkeitswerte auf ganze Zahlen fest. Gelingt dies mit Hilfe der Funktion nicht, nimmt das Programm die Summe der gewichteten Mittel zur Hilfe, um diese Summe zu minimieren und ganze Zahlen für die NL-Mehrdeutigkeiten zu schätzen (King und Bock, 2000).
6. In diesem letzten Schritt werden nun die geodätischen, nicht mehrdeutigen Parameter mit Hilfe der NL-Mehrdeutigkeiten bestimmt unter Benutzung der LC-Kombination für lange Basislinien. Diese Lösung heißt „biases-fixed“-Lösung.

Sind die genannten Parameter erfolgreich geschätzt worden, wird die beschriebene Prozedur nochmals unter lockeren Zwängen auf Stationskoordinaten (100m pro Komponente) und Satellitenparameter durchgeführt. Die dadurch gelösten Parameter und die Varianz-Kovarianzmatrix werden als Eingangsparameter für das Kalman-Filter GLOBK benutzt.

## 4.5 Referenzsysteme

Durch einheitliche und aktuelle Referenzsysteme wird es möglich gemacht, globale GPS-Messungen auf ein einheitliches Koordinatensystem zu beziehen und

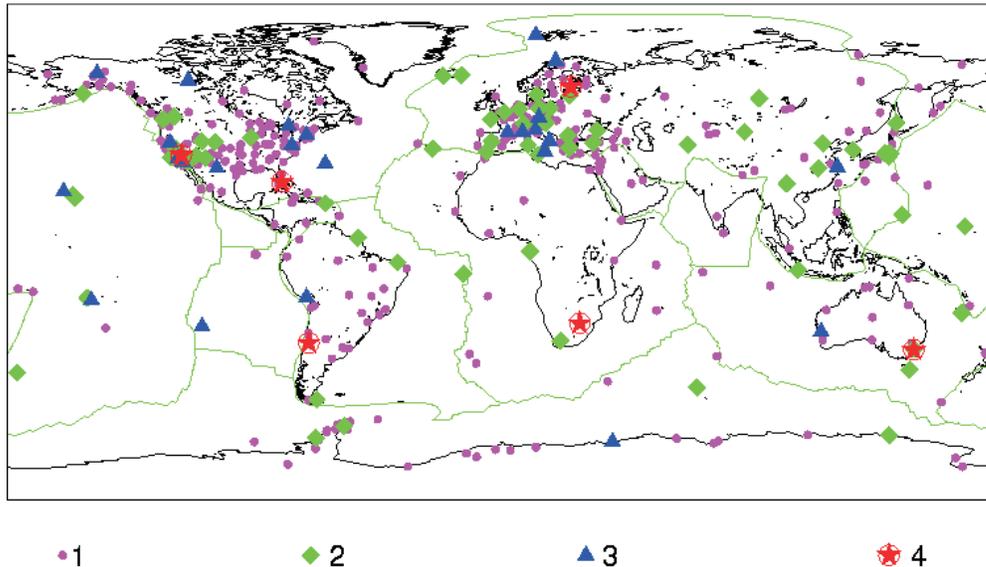
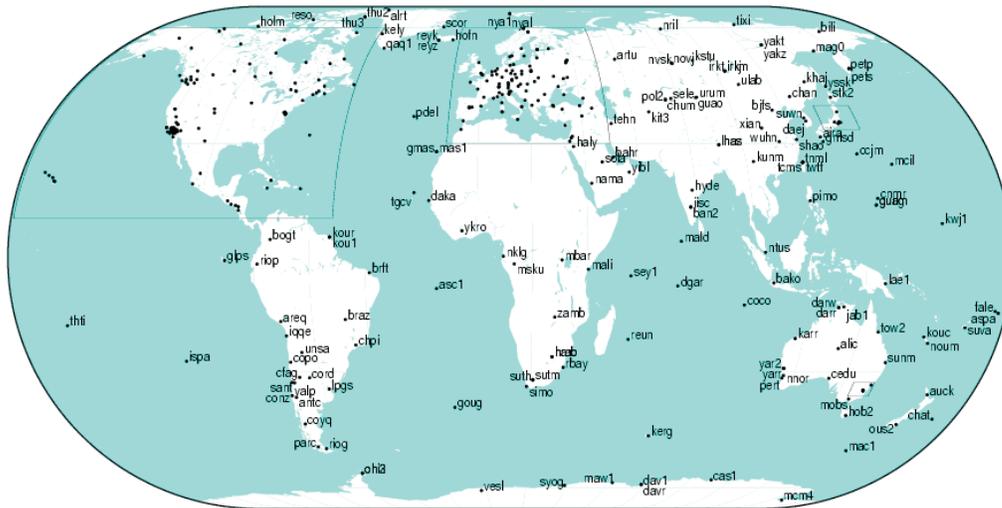


Abbildung 4.11: ITRF-Stationen der Realisierung ITRF.2000

somit miteinander vergleichbar zu machen. Nach Seeber (2003) ist ein Referenzsystem die Gesamtheit der Definitionen für ein Koordinatensystem, welches durch einen Referenzrahmen realisiert wird. Ein terrestrisches Referenzsystem (TRS) ist ein räumliches System, welches mit der Erde rotiert. Die auf der festen Erdoberfläche verankerte Punktpositionen des TRS weisen nur geringfügige Variationen auf, welche durch geophysikalische Effekte wie Plattentektonik oder Gezeiten begründet sind. Durch den terrestrische Referenzrahmen werden für diese Punkte mittels Beobachtungen geodätischer Raumverfahren (GPS, VLBI, SLR, usw.) präzise Koordinaten berechnet, die dann das definierte TRS realisieren.

Eine Definition eines globalen Referenzrahmens ist das International Reference System (ITRS) durch den International Earth Rotation and Reference Systems Service (IERS), welches seinen Mittelpunkt im Massenzentrum der Erde unter Berücksichtigung der Ozeane und der Atmosphäre hat (Altamimi u. a., 2007, 2003). Das System wird gewöhnlicherweise in dreidimensionalen kartesischen Koordinaten angegeben. Die Z-Achse wird durch den Conventional Terrestrial Pole (CTP) definiert, dies ist der Referenzpol des IERS. Die X-Achse fällt in den Schnittpunkt der  $0^\circ$ -Meridianebene mit der Äquatorebene und die Y-Achse komplettiert das System dementsprechend. Die Orientierung der Achsen wurde durch das BIH (Bureau International de l'Heure) zur Epoche 1984.0 festgelegt. Im Rahmen dieses System wird die Einheit Meter benutzt.

Der IERS realisiert den ITRS mit dem International Reference Frame (ITRF) aus diversen geodätischen Raumverfahren (Doris, VLBI, Doppler, SLR, GPS). Mit jeder individuellen Beobachtungsmethode werden Koordinaten und Ge-



CSM7 2006 May 24 17:26:16

Abbildung 4.12: Stationen des IGS

schwindigkeiten global verteilter Beobachtungsstationen berechnet. Diese Koordinatenlösungen werden dann mit ihren Varianz-Kovarianz-Matrizen zu einer Gesamtlösung kombiniert. Neben dem ITRF ist der IERS hauptsächlich noch für die Berechnung von raumfesten Referenzrahmen, von Transformationsparametern zwischen erdfesten und raumfesten Bezugsrahmen sowie die Bereitstellung von Erdrotationsparametern zuständig (Ray u. a., 2004).

In unregelmäßigen Zeitabständen werden einheitliche Referenzrahmen bestimmt. Der für diese Arbeit benutzte Rahmen enthält Daten bis zum Jahr 2000 und heißt folglich ITRF2000. Dies war der aktuelle Referenzrahmen für den hier ausgewerteten Zeitraum. In Abbildung 4.11 sind die Stationen dargestellt, welche zur Bildung des ITRF2000 herangezogen wurden. Insgesamt waren dies mehr als 800 Beobachtungsstationen an über 500 Orten (Seeber, 2003). Der darauffolgende Referenzrahmen ließ Daten bis zum Jahr 2005 in die Auswertung einfließen und wurde als ITRF2005 veröffentlicht (Altamimi u. a., 2007).

Der International GNSS (Global Navigation Satellite System) Service (IGS) betreut weltweit mehr als 350 permanente GPS und GLONASS Stationen (siehe Abbildung 4.12 <sup>11</sup>) (Gendt und Nischan, 2008). Der IGS archiviert die Beobachtungsdaten an drei globalen und sechs regionalen Datenzentren. Zehn Analysezentren prozessieren die Beobachtungsdaten und schicken die Produkte an ein Hauptauswertezentrum in den USA, welche eine kombinierte Lösung aller Teilprodukte erstellt. Produkte des IGS sind Satellitenbahnen, Uhrparameter der Satellitenuhren, troposphärische Zenitverzögerungen, globale Karten über die Ionosphärenaktivitäten, Erdrotationsparameter und Koordinaten der sich im IGS befindlichen GPS- und GLONASS-Stationen. Die horizontale Genauigkeit dieser Koordinaten wird mit 3 Millimetern angegeben und die vertikale

<sup>11</sup><http://igsceb.jpl.nasa.gov/overview/viewindex.html>

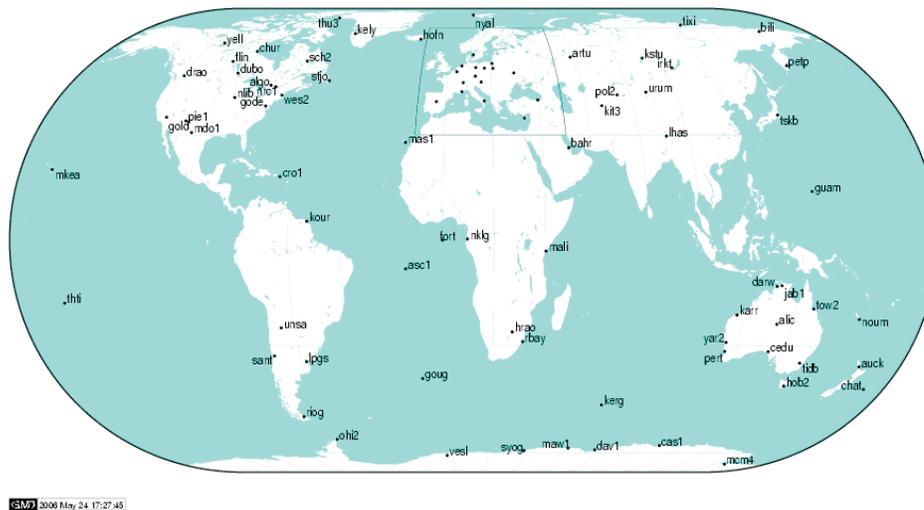


Abbildung 4.13: Rahmenstationen des IGS

Genauigkeit mit 6 Millimetern. Des weiteren werden noch Geschwindigkeitsvektoren für die einzelnen Stationen mit einer horizontalen Genauigkeit von 2 Millimetern pro Jahr bzw. einer vertikalen Genauigkeit von 3 Millimetern pro Jahr geschätzt. Die Koordinaten und Geschwindigkeiten der GPS-Stationen gehen dann in die jeweiligen ITRF-Lösungen des IERS ein, um daraus dann eine Gesamtlösung zu berechnen.

Für die Koordinatenberechnung werden präzise GPS-Stationen ausgewählt, um sie als Rahmenstationen einzusetzen. Anhand dieser Beobachtungsdaten und der Genauigkeit der benutzten Satellitenbahnen steht und fällt die Genauigkeit der jeweiligen Koordinatenlösung, da durch die Referenzstationen der Koordinatenrahmen festgelegt wird, die Satellitenbahnen bilden neben den Referenzstationen die Koordinatenbasis für die Lösung. In Abbildung 4.13 sind die aktuellen Rahmenstationen dargestellt.

Nachdem nun die Grundlagen der GPS-Theorie eingehender erläutert wurden, soll auf Grundlage der bisher erarbeiteten meteorologischen und satellitengeodätischen Kenntnisse einzelne meteorologische Messverfahren betrachtet werden und die Genauigkeit derselben, um anschließend eine geeignete Strategie für die GPS-basierte Auswertung ableiten zu können.

## Kapitel 5

# Methoden der Wasserdampfmessung

Im bisherigen Verlauf der Arbeit wurde meteorologische Bedeutung der Antarktis und der Größe Wasserdampf aufgezeigt, sowie die Funktionsweise des Global Positioning Systems als das am stärksten genutzte GNSS<sup>1</sup>. Darauf aufbauend sollen nun einige der wichtigsten Messmethoden des atmosphärischen Wasserdampfes beschrieben werden und ihr eventueller Einsatz in polaren Gebieten.

In Abbildung 5.1 sind nach Elliot u. a. (1995) diverse Möglichkeiten zur Messung des atmosphärischen Wasserdampfes dargestellt. Die Bestimmung dieser Größe kann vom Boden, aus der Luft oder aus dem Weltraum erfolgen.

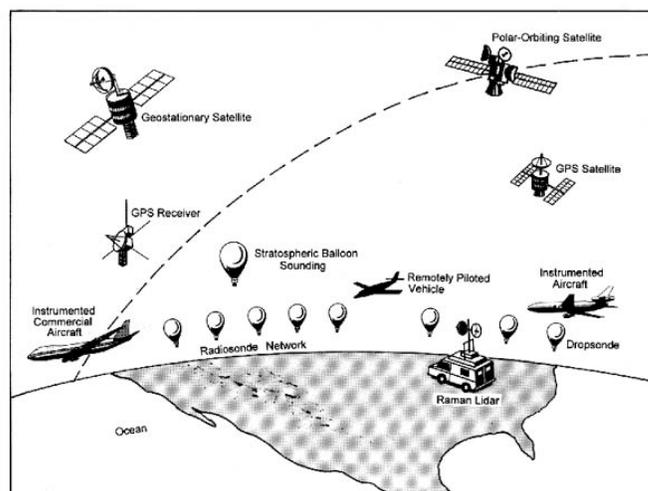


Abbildung 5.1: Diverse Methoden zur Messung des atmosphärischen Wasserdampfes (Elliot u. a., 1995)

<sup>1</sup>GNSS: Global Navigation Satellite System

## 5.1 Bodengebundene Verfahren

Als bodengebundene Verfahren werden **LIDAR**-Messungen<sup>2</sup> und **Radiosondenmessungen** abgebildet. Bei den LIDAR-Messungen werden Laserpulse vom Boden ausgesendet und das von der Atmosphäre zurückgestreute Licht wird in drei Kanäle aufgeteilt, auf der Basis dieser Kanäle werden dann Wasserdampf, Stickstoff und Aerosole bestimmt. Die gemessenen Wasserdampf- oder Stickstoffstreuungen sind proportional zur Atmosphärendichte, so dass mit LIDAR ein Wasserdampfprofil ermittelt werden kann (Melfi u. a., 1989). Ein entscheidender Vorteil der LIDAR-Messungen ist die hohe zeitliche Auflösung ( $\geq$  zwei Minuten). Dem stehen allerdings hohe Kosten, Unhandlichkeit und eine schlechte räumliche Auflösung gegenüber (Melfi u. a., 1989).

Mit Hilfe von **GPS-Bodenstationen** ist es auch möglich, den atmosphärischen Wasserdampfgehalt zu schätzen. Wie in Kapitel 4.3.3 beschrieben, werden aus den atmosphärischen Signalverzögerungen mit Hilfe adäquater Modelle Verzögerungen in Zenitrichtung geschätzt, um daraus dann einen Wert für den atmosphärischen Wasserdampfgehalt berechnen zu können (Bevis u. a., 1992). Je nach Satellitenkonstellation wird mit einer GPS-Bodenstation der Wasserdampfgehalt für eine Fläche mit einem Umkreis von ca. 100 km bestimmt (Vey, 2007). Vorteile dieses Verfahrens sind hohe zeitliche Auflösung von bis zu wenigen Minuten und im Gegensatz zu Verfahren wie LIDAR und Wasserdampffradiometern die Wetter- und Tageszeitunabhängigkeit. Im Vergleich mit anderen Messverfahren stellte sich auch die hohe Stabilität und die hohe Genauigkeit dieses Verfahrens heraus; im Vergleich mit Radiosonden und Wasserdampffradiometern wurde z.B. ein Unterschied im Millimeter- und Submillimeterbereich festgestellt (Rocken u. a., 1995; Van Baelen u. a., 2005; Wang und Zhang, 2008).

Im Falle der Radiosonden lässt man Messsysteme für Temperatur, Luftdruck und Luftfeuchtigkeit an Ballonen in die Atmosphäre emporsteigen, um dann in den verschiedenen Luftschichten mit Hilfe der Sensorik die atmosphärischen Parameter direkt zu messen und somit ein vertikales Profil zu bestimmen. Spezielle Ballone können detaillierte Messungen in der höheren Atmosphäre bzw. der Stratosphäre (ca- 8-50 km Höhe) vornehmen, d.h., dass diese noch größere Höhen erreichen als die Standardradiosonde (Elliot und Gaffen, 1991). Radiosonden sind im Hinblick auf Langzeitbeobachtungen kostspielig und benötigen erfahrene Beobachter. Daher werden sie nur auf einer begrenzten Anzahl an Stationen eingesetzt. Nichtsdestotrotz sind sie die gebräuchlichste Methode zur Messung atmosphärischer Parameter. Im Verlauf des Unterkapitels 5.3 werden auf die Radiosonden und ihr Einsatz in der Meteorologie näher eingegangen werden, da sie einen Schwerpunkt dieser Arbeit bilden.

Als zusätzliches bodengebundenes Instrument sei an dieser Stelle die **Wasserdampffradiometrie** erwähnt. Wasserdampffradiometer messen die Strahlungstemperatur unter einer bestimmten Elevation und unter einem bestimmten Azi-

---

<sup>2</sup>LIDAR: Light Detection and Ranging

mut, um daraus dann mittels Strahlungstransfergleichung den Wert für den atmosphärischen Wasserdampfgehalt zu errechnen (Elgered, 1993). Gemessen wird häufig auf mehreren Frequenzen, wobei die Frequenz 23.8 GHz die in Bezug auf den Wasserdampf empfindlichste Frequenz ist (Deeter, 2007). Eine Profilbestimmung des Wasserdampf ist ohne weiteres nicht möglich, aber Radiometer können ohne Probleme Wolkenwasser detektieren und somit ein profilähnliches Ergebnis bilden (Niell u. a., 2001). Neben der hohen zeitlichen Auflösung von ca. 30 Minuten sind der kostenintensive Einsatz und die teilweise Wetterabhängigkeit Gründe für den eher eingeschränkten Einsatz. Bei hoher Luftfeuchtigkeit können Probleme auftreten, da Regen oder Kondenswasser an der Optik die Bestimmung der Strahlungstemperatur verfälschen können (Niell u. a., 2001).

Mit dem Verfahren der **Very Long Baseline Interferometry (VLBI)** werden ähnlich den bodengebundenen GPS-Stationen geodätische Parameter bestimmt wie zum Beispiel Erdorientierungsparameter. Des Weiteren können auch troposphärische Parameter geschätzt werden, welche dann für meteorologische Untersuchungen verwendet werden (Davis u. a., 1985; Elgered, 1993). Mit dem VLBI-Verfahren werden mit zwei oder mehr Radioteleskopen zeitgleich von Quasaren ausgestrahlte Signale gemessen und anhand der Wellenlänge der Laufweg bestimmt. Durch die Differenzen der Laufwege zu den unterschiedlichen Teleskopen können dann die Basislinien berechnet werden und unter Einbeziehung der Quasar-Koordinaten die Koordinaten der jeweiligen Bodenstation. Die Quasar-Signale werden unter anderem auch in der Atmosphäre verfälscht, so dass durch Schätzung der troposphärischen Refraktion, ähnlich wie beim GPS-Verfahren, der Einfluss der Troposphäre, unterteilt in einen hydrostatischen und feuchten Anteil, errechnet werden kann (Davis u. a., 1985).

Mittlerweile gibt es eine Reihe von Untersuchungen, die durch den Vergleich mit unabhängigen Messverfahren wie Radiosondennmessungen, GPS-Messungen oder Wasserdampfradiometern, dem VLBI-Verfahren eine hohe Genauigkeit bzw. Unterschiede beim integrierten Wasserdampfgehalt im Submillimeterbereich oder im Millimeterbereich, hinsichtlich der gesamten Zenitverzögerung auch über mehrere Jahre, bescheinigen (Steigenberger u. a., 2007; Gradinarsky u. a., 2002; Niell u. a., 2001). Der Vorteil beim VLBI-Verfahren liegt, wie beim bodengebundenen GPS-Verfahren, an der Wetterunabhängigkeit und der hohen zeitlichen Auflösung. Des Weiteren liegen, im Gegensatz zu den GPS-Messungen, Daten aus den letzten 20 Jahren vor, so dass auch Langzeituntersuchungen möglich sind. Allerdings ist die Anzahl an VLBI-Stationen weltweit auf Grund der hohen Anschaffungskosten sehr gering. Zusätzlich sind die Anzahl an Messungen und die Messdauer auch wesentlich geringer als die der GPS-Messungen. Die Tatsache, dass die an einem Projekt beteiligten Teleskope gleichzeitig messen müssen, erfordert zu dem einen höheren logistischen Aufwand. Insgesamt werden somit übliche VLBI-Kampagnen über einen Zeitraum von 24 Stunden durchgeführt oder maximal über einen Monate (Snajdrova u. a., 2006).

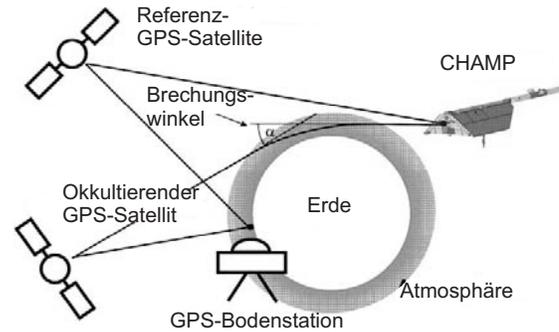


Abbildung 5.2: Theorie der Bestimmung atmosphärischer Parameter mit der Radiookkultationsmethode (Wickert, 2002)

## 5.2 Satellitenbasierte Verfahren

Um atmosphärische Parameter aus der Luft oder dem Weltraum zu bestimmen, werden passive und aktive Sensoren an Bord von Flugzeugen oder Satelliten eingesetzt, dies können Radiometer sein oder Empfänger, die z.B. GPS-Signale aufzeichnen. Ein Vorteil dieser fernerkundlichen Verfahren ist, dass großflächig atmosphärische Größen bestimmt werden können, was wiederum teilweise zu Lasten der Genauigkeit und zeitlichen Auflösung gehen kann. Neben der Unterscheidung, welche Sensoren an Bord eingesetzt werden, muss man weiterhin unterscheiden, welche Satellitensysteme eingesetzt werden. Es können Satellitenverbände wie z.B. die Satelliten der COSMIC-Mission<sup>3</sup> eingesetzt werden und die Satelliten können geostationär oder auch polarumlaufend betrieben werden (Kuo u. a., 1999; Wickert, 2002).

Als niedrigfliegende **Satelliten** gelten diejenigen mit einer Bahnhöhe unterhalb von ca. 1000 km. Erreicht der Subsatellitenpunkt dann noch hohe Breiten, wird er als **polarumlaufend** bezeichnet. Niedrigfliegende Satelliten werden oftmals eingesetzt, um die Atmosphäre mittels **Radiookkulation** zu sondieren. Spezielle an Bord eingesetzte Empfänger messen den Signalweg von GPS-Satelliten, welche gerade relativ zu dem Empfänger über dem Horizont auf- oder untergehen und bestimmen von diesem Signal den atmosphärischen Brechungswinkel, da dieses Signal einen langen Weg durch die Atmosphäre zurücklegt und somit dementsprechend gebrochen und verzögert wird. Anhand des atmosphärischen Brechungswinkels dieser Signale können Profile atmosphärischer Parameter wie Luftdruck und Temperatur berechnet werden. Das Prinzip ist grob in Abbildung 5.2 skizziert worden. Bei der Kenntnis unabhängiger Temperaturwerte können auch Wasserdampfprofile abgeleitet werden (Wickert u. a., 2004).

Ein bekanntes Beispiel dieser Radiookkultationstechnik ist der Satellit **CHAMP**<sup>4</sup>, welcher im Jahre 2001 gestartet wurde und erstmalig über mehrere Jahre auf

<sup>3</sup>COSMIC: Constellation Observing System for Meteorology, Ionosphere and Climate

<sup>4</sup>CHAMP: Challenging Minisatellite Payload

einer Orbithöhe von 454 km vertikale Profile atmosphärischer Parameter liefert. Aus den Phasenverschiebungen und -beugungen werden mittels der Annäherung der geometrischen Optik und der Abel-Inversion zuerst Profile der Brechungswinkel und daraus folgend Profile der atmosphärischen Brechungsindizes bzw. Refraktivitätsprofile hergeleitet (Wickert u. a., 2004). Zur Reduzierung des Einflusses der Satelliten- und Empfängeruhren bzw. deren Fehler werden Doppeldifferenzen (siehe Gleichung 4.6) mit ausgewählten GPS-Bodenstationen und jeweils einem Referenzsatelliten gebildet (siehe Abbildung 5.2) und um ionosphärische Effekte bis zur zweiten Ordnung zu eliminieren, werden die bekannten Linearkombinationen herangezogen (siehe Gleichung 4.13) (Wickert, 2002). Bei einer Okkultation werden atmosphärische Beobachtungen von der Nähe des Erdbodens bis zu einer Höhe von 120 km gemacht, die horizontale Auflösung dieser Beobachtungen beträgt bei einer Orbithöhe von 500 km 270 km und bedingt durch das exponentielle Ansteigen der Refraktivität zur Erdoberfläche (Troposphäre) hin, in der Nähe der Erdoberfläche 80 km (Wickert, 2002). Die vertikale Auflösung kann senkrecht zum GPS-Signal in der Troposphäre 500 Meter und in der Stratosphäre 2 bis 3 Kilometer erreichen. Für die Gewinnung der Wasserdampfprofile werden Temperaturwerte der ECMWF-Reanalyse herangezogen, um dementsprechend die Einflüsse der trockenen und feuchten Anteile an der Refraktivität zu trennen. Pro Tag ist es möglich, zwischen 217 und 247 Okkultationen aufzuzeichnen, wobei die wenigsten Werte an den Polen beobachtet wurden. Die Schwankung der Aufzeichnungen wird auf eine Änderung im Okkultationssteuerprogramm zurückgeführt (Wickert, 2002). Die Wasserdampfprofile wurden mit Radiosondendaten verglichen und zeigten eine gute Übereinstimmung beim integrierten Wasserdampfgehalt von  $0.7 \frac{g}{kg}$  (Wickert u. a., 2004).

Seit 2006 resp. 2007 zeichnen auch die Satelliten GRACE<sup>5</sup> und MetOP<sup>6</sup> sowie die COSMIC-Satelliten Okkultationsmessungen auf (Wickert u. a., 2005; Larsen u. a., 2005; Wickert u. a., 2009). Neben den GPS-Satelliten eignen sich auch die Satelliten des russischen GLONASS-Systems<sup>7</sup> für den Einsatz bei Okkultationsmessungen, vorausgesetzt man benutzt dementsprechende Empfänger in dem jeweiligen Satelliten. Da das GLONASS-System aber aktuell ausgebaut wird und die russische Regierung einen Komplettausbau im Jahre 2011 anstrebt, ist die Integrierung durchaus sinnvoll. Selbiges gilt auch für GALILEO, sobald das System ausgebaut wird.

Neben der beschriebenen Radiookkultationstechnik werden **Radiometer** als weitere passive Sensoren eingesetzt, um die Erde flächendeckend sondieren zu können. Sie messen die Stärke der elektromagnetischen Strahlung und unterscheiden diese in verschiedene Frequenzbereiche. Im Fall des atmosphärischen Wasserdampfes wird der Nahinfrarot-, Infrarot- oder Mikrowellenbereich verwendet. Ähnlich wie bei den erdgebundenen Wasserdampfradiometern wird die

---

<sup>5</sup>GRACE: Gravity Recovery And Climate Experiment

<sup>6</sup>MetOP-GRAS: Meteorology Operational GNSS Radio Occultation Receiver for Atmospheric Sounding

<sup>7</sup>GLONASS: Globalnaja Nawigazionnaja Sputnikowaja Sistema

Strahlungstemperatur gemessen und mit Hilfe bekannter und unabhängiger Temperaturprofile in einen Feuchtwert invertiert. Die gemessenen Strahlungstemperaturen hängen von der Oberflächentemperatur, der Temperatur der Atmosphäre und deren Refraktionsindex ab.

Die US-amerikanische NOAA<sup>8</sup> betreibt im Rahmen des POES-Programmes<sup>9</sup> zur Zeit die Satelliten NOAA-15 bis NOAA-18 und im Februar 2009 ist der zur Zeit letzte Satellit dieser Baureihe NOAA-19 in die Umlaufbahn gesetzt worden. Unter anderem sind auf diesen Satelliten TIROS Operational Vertical Sounder (ATOVS)<sup>10</sup> installiert, welche sich aus den AMSU-A und -B<sup>11</sup>, dem High Resolution Infrared Sounder (HIRS) und dem SSU (Stratospheric Sounding Unit) zusammensetzen. Der HIRS wird zur Wasserdampfbestimmung im Infrarot-Bereich genutzt. Allerdings ist dies nicht bei bewölktem Himmel möglich und zusammen mit der Polarnacht und Inversionswetterlagen stellt dies ein Problem in der Antarktis dar.

Die SSM/I<sup>12</sup> wurde als Vorgänger der AMSU sehr erfolgreich als Radiometer zur Bestimmung des integrierten Wasserdampfgehaltes eingesetzt, doch leider hatten diese Sensoren den Nachteil, dass mit ihnen über eisbedeckten Flächen keine Werte bestimmt werden konnten, denn es war nicht möglich, eine Trennung der Strahlungsanteile von Wasserdampf und Eisoberfläche vorzunehmen. Erst mit der Entwicklung des SSM/T<sup>13</sup> wurde dies auf Grund der Messung in der Nähe der Wasserdampfabsorptionslinie von 183.31 GHz möglich (Miao u. a., 2001). Die AMSU-B stellt eine Weiterentwicklung der genannten Sensoren dar. Mit AMSU-B können bewölkungsunabhängig Feuchteprofile mit einer horizontalen Auflösung von 15 km bestimmt werden (Wickert, 2002). Vergleiche mit bodengestützten GPS-Station haben den Mikrowellenradiometern gute Genauigkeiten bescheinigt und Unterschiede im Millimeterbereich in Nordamerika aufgezeigt. Allerdings kann die Herleitung der Wasserdampfwerte über eisbedeckten Flächen noch immer nicht als problemlos bezeichnet werden (Miao u. a., 2001; Deeter, 2007).

Geostationäre Satelliten bewegen sich ständig über derselben Stelle der sich drehenden Erde, ihre Bahnebene ist identisch mit der Äquatorebene und die Umlaufzeit entspricht der Erdrotationsdauer. Diese Satellitensysteme eignen sich besonders gut zur Erfassung zeitlicher Änderungen von Wettersystemen, können aber auf Grund ihrer Bahnhöhe von 35.800 km keine gute horizontale Auflösung gewährleisten und Messungen in hohen Breiten sind auch nicht möglich.

---

<sup>8</sup>NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration

<sup>9</sup>POES: Polar-Orbiting Environmental Satellites

<sup>10</sup>TIROS: Television InfraRed Observation Satellite

<sup>11</sup>AMSU: Advanced Microwave Sounding

<sup>12</sup>SSM/I: Special Sensor Microwave/Imager

<sup>13</sup>SSM/T: Special Sensor Microwave/Temperature

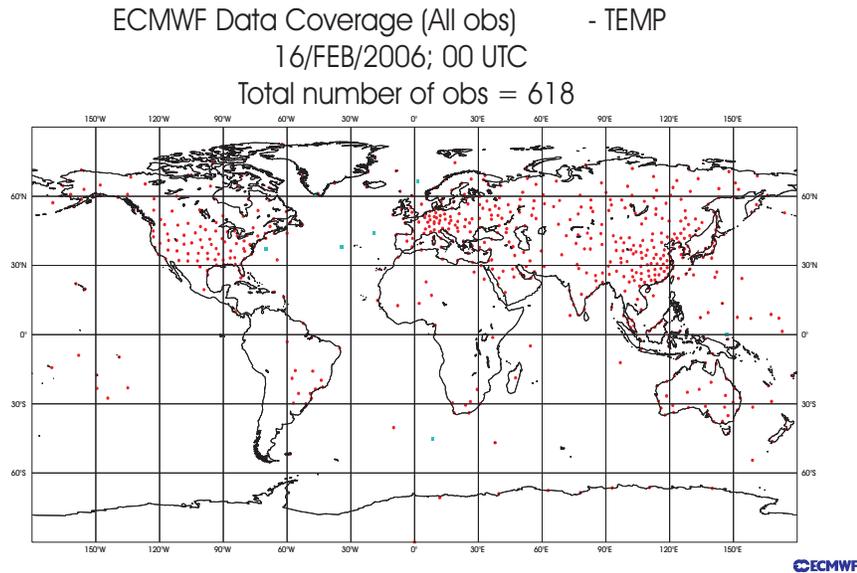


Abbildung 5.3: Anzahl und Standort aller globalen Radiosondendaten am 16.02.2006 00 UTC (ECMWF, 2006)

Zuguterletzt sei an dieser Stelle noch auf die Solarokkultation hingewiesen. Bei diesem Verfahren werden vom Satelliten während der sichtbaren Sonnenauf- und untergänge die Schichten der Atmosphäre sondiert. Dieses Verfahren liefert hochaufgelöste Vertikalprofile von Ozon, Wasserdampf und weiteren wichtigen Spurengasen, kann aber nur bei wolkenfreiem Himmel eingesetzt werden und beschränkt sich auf die Troposphäre und Stratosphäre. Der im März 2002 gestartete Europäische Umweltsatellit ENVISAT<sup>14</sup> kann mit Hilfe des Michelson Interferometer for Passive Atmospheric-Sounding Solarokkultationen durchführen (Fischer u. a., 2008).

### 5.3 Radiosonden

Durch den Einsatz von Radiosonden ist es möglich, ein Profil atmosphärischer Parameter vom Aufstiegspunkt entlang des Aufstieges zu messen, somit ist dies eine in-situ Messmethode. Es werden Temperatur, relative Luftfeuchtigkeit, Luftdruck und teilweise auch Windgeschwindigkeit und -richtung ermittelt. Die relative Luftfeuchte stellt das Verhältnis zwischen dem in der Atmosphäre tatsächlich vorhandenen Wasserdampf und dem bei der gegebenen Lufttemperatur maximal möglichen Wasserdampf dar. Zur Positionsbestimmung wird GPS oder Radar eingesetzt und die gewonnenen Daten werden über Funk zum Aufstiegspunkt bzw. zum Empfänger übertragen.

Die heutigen Radiosonden initiieren alle 5 - 10 Sekunden eine Messung und steigen mit einer Geschwindigkeit von 5 m/s auf. Die Sonden erreichen eine Durch-

<sup>14</sup>ENVISAT: Enviromental Satellite

schnittshöhe von 30 km und können z.T. einige 100 km von ihrem Aufstiegsort wegdriften. Dies erschwert die Zuordnung der Messwerte zum ursprünglichen Aufstiegsort.

In Abbildung 5.3 sind die am 16. Februar 2006 um 00 Uhr UTC weltweit operierenden Radiosondenstationen zu sehen, die ihre Daten dem ECMWF<sup>15</sup> zur Verfügung gestellt haben. Diese Abbildung gibt einen guten Überblick über die Datenverfügbarkeit an Radiosondenmessungen. Es wird ersichtlich, dass in der Antarktis nur 7 Küstenstationen vorhanden sind, was die Aussage des Datenmangels unterstützt. Radiosondenaufstiege werden meistens um 00 Uhr UTC (Coordinated Universal Time) und danach alle 6 Stunden vorgenommen, wobei die meisten Stationen nur ein, maximal zwei Aufstiege pro Tag durchführen, da Radiosonden mit 100-200 Dollar pro Tag kostenintensiv sind. Abbildung 5.3 zeigt 618 Stationen, die am 16 Februar 2006 gemessen haben. Die jeweils gesammelten Werte werden dann über das GTS (Global Telecommunicating System) weitergeleitet und verteilt. Das GTS ist ein von der World Meteorological Organisation koordiniertes System, welches zum Archivieren, schnellen Austauschen und Bereitstellen von meteorologischen Daten dient.

### 5.3.1 Messgenauigkeit

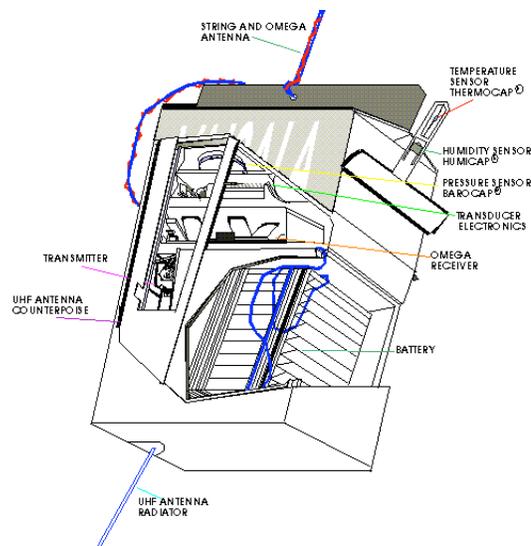


Abbildung 5.4: Aufbau der Radiosonde RS-80 von Vaisala(NSIDC, 2009)

Die Messgenauigkeiten werden anhand der Radiosonde RS80 der Firma Vaisala beschrieben, denn diese Radiosonde ist sehr weit verbreitet und auch im Rahmen dieser Arbeit sind ein Grossteil der Messungen mit diesem Typ durchgeführt worden.

<sup>15</sup>European Center for Medium-Range Weather Forecasts

- Relative Feuchtigkeit/Feuchte

Es gibt verschiedene Möglichkeiten, die atmosphärische Feuchte zu messen, im Allgemeinen nennt man die Feuchtemesser jedoch Hygrometer (Kraus, 2001). Ein Teil der Sensoren wurde auf dem Prinzip der Hygroskopizität entwickelt. In diesen Fällen wird ausgenutzt, dass sich eine bestimmte Anzahl an organischen und anorganischen Stoffen unter dem Einfluss des Wassers verändern. Diese Sensoren werden auch **Hygristor** genannt. Der Feuchtesensor in der Vaisala RS-80 Radiosonde namens **HUMICAP** ist ein kapazitiver Hygristor, er macht sich die elektrische Eigenschaft des Wassers zu nutze. Der Sensor besteht aus einem kleinen Schichtkondensator, der als Dielektrikum eine 1  $\mu\text{m}$  starke Polymerfolie enthält, deren Kapazität sich durch Wasserdampfabsorbtion je nach Luftfeuchtigkeit ändert. Bei hoher Wasserdampfabsorbtion reagiert der Sensor wie ein Kondensator und dementsprechend erhöht sich die Kapazität, so dass anhand der Kapazität die relative Feuchtigkeit gemessen werden kann. In Abbildung 5.4 ist der Aufbau der RS-80 zu erkennen und die Anordnung des Feuchte- und Temperatursensores oben rechts.

Andere Hygrometer wie z.B. Kohlen-Hygristoren oder auch Kohlefilm-Hygrometer ändern je nach Luftfeuchtigkeit den Ohmschen Widerstand durch hygroskopische Wasseraufnahme. Bei hoher Luftfeuchtigkeit nimmt der Sensor diese Luftfeuchtigkeit auf und durch die Beschaffenheit des Sensors erhöht sich der elektrische Widerstand, so dass anhand des Widerstandes eine Messung der relativen Feuchte möglich ist.

Wie bereits Elliot und Gaffen (1991) berichteten, gibt es bei niedrigen Temperaturen Probleme mit den Temperatur- und Feuchtemessungen der Radiosonden. Seine Ergebnisse stützten sich aber zum Großteil auf Untersuchungen von Kohlen-Hygristoren. Auch Blackmore und Taubwurtzel (1999) setzen sich mit Kohlen-Hygristoren in kalter Umgebung auseinander und stellten fest, dass ein positiver Bias bei der relativen Feuchtemessung bei Umgebungstemperaturen von  $-5^\circ$  und niedriger auftritt. Extreme Wolkenbildung und ein damit verbundener schneller Temperaturabfall nach dem Austritt der Sonde aus der Wolke können verfälschte bzw. 10-20% zu trockene Feuchtwerte hervorrufen. Bei den **Humicap**-Sensoren ist demgegenüber nur ein leichter Einfluss der Wolkenbildung festgestellt worden. Des Weiteren wird in dieser Veröffentlichung die Zuverlässigkeit von Feuchtwerten ab einer Höhe von 5-6 km oder ab einem Luftdruckwert von 500 hPa angezweifelt.

Wang u. a. (2002) gliederten die Fehlereinflüsse, die auf den **Humicap**-Feuchtesensor wirken folgendermaßen zusammen:

- Chemische Kontamination

Eine Kontamination des Feuchtesensors mit dem Verpackungsmaterial kann einen Trockenbias von bis zu 10 % verursachen. Nachdem

dies bekannt geworden ist, hat der Hersteller ab Mai 2000 seine Radiosonden mit einer Schutzhülle um den Feuchtesensor versehen und nachweislich den Trockenbias bis auf 4 % verringert.

- Temperaturabhängigkeit  
Je nach Umgebungstemperatur werden die Messungen des Feuchtesensors mit einer Temperaturkorrektur versehen. Bei dieser Korrektur wird allerdings ein lineare Temperaturabhängigkeit des Sensors angenommen. Dies ist aber mitnichten der Fall. Als Resultat wird ein Trockenbias gemessen, also eine zu niedrige relative Feuchte.
- Kalibrierungsmodell  
Alle Vaisala Radiosonden werden in Bezug auf eine Standard-Radiosonde kalibriert. Diese Standardwerte wurden nur im Labor erzeugt und spiegeln nicht die wirklichen Bedingungen wider. Dementsprechend verursachen sie auch einen Fehler.
- Einstellungen am Boden  
Vor dem Aufstieg werden anhand der am Boden gemessenen meteorologischen Werte Korrekturen und Kalibrierungen vorgenommen. Hierbei kann es zu menschlichen Fehlern, Fehlern auf Grund veralteter meteorologischer Sensoren und ähnliches kommen, so dass als Vorkalibrierung ein Pre-Radiosondenaufstieg empfohlen wird.
- Alterung des Sensors  
Je nachdem wie lange die Radiosonden vor dem Aufstieg gelagert werden, können auch hier Abweichungen entstehen. Dieser Alterungsprozeß wird meistens nicht bei der Messung und Kalibrierung berücksichtigt.
- Aufheizung  
Während des Aufstieges verursachen Infrarot- und Sonnenstrahlung unter anderem eine Aufheizung des Feuchtesensors und der Halterung. Auch auf Grund dieses Einflusses haben Wang u. a. (2002) einen resultierenden Trockenbias festgestellt. Der Großteil des Fehlers wurde in den ersten 200-300 Metern des Aufstieges festgestellt.

Die vorgestellten Fehlerquellen gelten generell für den Einsatz der Vaisala Radiosonden, allerdings wurde auch vermerkt, dass der Trockenbias eine größere Auswirkung hat bei extrem kalten Temperaturen. Wang u. a. (2002) haben dementsprechend einen neuen Korrekturalgorithmus hergeleitet.

Auch Miloshevich u. a. (2003) stellten bei den RS80 Radiosonden einen temperatur- und altersbedingten Fehler bei den Feuchtigkeitsmessungen fest, sowie zusätzlich noch den, durch Kontamination des Sensormaterials mit anderen umgebenden Materialien, verursachten Fehler. Es wurde insgesamt bei Kalibrierungsmessungen mit einem Hygrometer ein Trockenbias bei  $-20^{\circ}\text{C}$  von 4 % und bei  $-70^{\circ}\text{C}$  von bis zu 10 % festgestellt.

- Temperaturmessungen

Neben der relativen Feuchtigkeit sind auch die Temperaturmessungen für die Herleitung des integrierten Wasserdampfgehaltes aus Radiosondenmessungen von Bedeutung und werden aus diesem Grunde hier näher erläutert.

In der Meteorologie sind die gebräuchlichsten Methoden zur Temperaturmessung Flüssigkeitsthermometer, Bimetalle, Thermolemente und Widerstandsthermometer (Kraus, 2001). In den früheren Radiosonden wurden Bimetalle eingesetzt, heutzutage wird die Temperatur durch die Messung von elektrischer Kapazität oder Widerstand durch z.B. Widerstandsthermometer bestimmt (Luers und Eskridge, 1998). Nach diesem Prinzip wird die Temperatur in Abhängigkeit zum elektrischen Widerstand gesetzt, indem die Temperaturabhängigkeit des jeweiligen elektrischen Widerstandes von Metallen oder Halbleitern ausgenutzt wird. In der Vaisala RS-80 wird der **Thermocap** benutzt. Dieser Temperatursensor besteht aus einer Glasperle, in welcher sich ein Keramikelement mit zwei Elektroden befindet und die Temperatur anhand der Kapazitätsmessung bestimmt. Um die Sensoren vor Strahlungseinfluss zu schützen, werden sie mit einer entsprechenden Außenhaut versehen bzw. mit einem entsprechenden Anstrich.

Auch die Temperaturmessungen erweisen sich unter extremen meteorologischen Bedingungen als sehr schwierig und unsicher. Es können Abweichungen bis zu 3 ° Celsius auftauchen, somit ist auch hier eine Korrektur unabdingbar (Luers und Eskridge, 1998). Die Genauigkeiten der Temperaturmessungen unterscheiden sich ähnlich den Feuchtemessungen je nach Zeitpunkt des Aufstieges. Messungen am Tag unterliegen Strahlungseinflüssen, welche nachts die Messungen nicht beeinflussen. Laut Luers und Eskridge (1998) wird mit dem Thermocap sowohl nachts als auch bei Tage eine Temperaturmessung mit einer Abweichung von  $\pm 1$  ° Celsius erreicht. Die auch weit verbreitete VIZ-Radiosonde und die Japanische Meisei RS2-80 erreichen am Tag denselben Genauigkeitswert, lediglich in der Nacht kann die VIZ-Radiosonde eine geringere Abweichung von  $\pm 0.5$  ° C. vorweisen. Im Gegensatz zum Thermocap wird die Temperatur bei der VIZ- und der Meisei-Radiosonde mit einem sogenannten Thermistor gemessen. Dies ist ein Halbleiter Thermometer, welches aus einem Metalldraht besteht und wo auf Grund des elektrischen Widerstandes der Temperaturwert bestimmt wird. Auch hier wird mit einer entsprechenden Schicht vor der Wirkung der Sonnen- und Infrarotstrahlung vorgebeugt. Luers und Eskridge (1998) schlagen am Ende der Untersuchungen vor, dass je nach Radiosondentyp neue Korrekturen anzubringen sind bei der Temperaturmessung, da die aktuellen Modelle häufig nicht den Gegebenheiten entsprechen.

Tabelle 5.1: Genauigkeiten der verschiedenen Radiosondenmessungen (Vaisala, 2006)

Messung	Genauigkeiten/Wiederholbarkeit
Luftdruck	0.5 hPa
Temperatur	0.2 °C
Relative Feuchtigkeit	2%

Trotz der genannten Ungenauigkeiten zählt die Radiosondenmessungen heutzutage zu den etabliertesten Methoden, um atmosphärische Parameter zu bestimmen. Die in Tabelle 5.1 vom Hersteller Vaisala angegebenen Genauigkeiten sind demzufolge auch mit Vorsicht zu genießen, da diese unter Laborbedingungen abgeleitet wurden. Die hier angegebenen Untersuchungen haben zudem gezeigt, dass unter den extremen Klimabedingungen der polaren Breiten, eine Korrektur dieser Werte vorgenommen werden muss. Die Temperaturmessungen können zum Teil bis 3 °C. abweichen und die Messungen der relativen Feuchte können Abweichungen im Rahmen von 10 % aufweisen und somit in ungenaueren atmosphärischen Wasserdampferte resultieren. Je nach Sondentyp ist ein positiver oder negativer Bias aufgetreten.

### 5.3.2 Bestimmung des ausfällbaren Wasserdampfgehaltes aus Radiosondenmessungen

Mit Hilfe der gemessenen Feuchte und Temperatur lässt sich der integrierte Wasserdampfgehalt entlang des Radiosondenweges durch die Atmosphäre bestimmen. In Kapitel 3.4 wurde der integrierte Wasserdampfgehalt als atmosphärische Feuchtegröße vorgestellt. Eine weitere Größe zur Beschreibung des atmosphärischen Wasserdampfgehaltes ist der ausfällbare Wasserdampf oder precipitable water vapor (PW). Er gibt die Wasserdampfmenge in einer atmosphärischen Säule mit definierter Grundfläche an. Wenn der in dieser Säule vorhandene Wasserdampf in ein Gefäß mit dem Säulendurchmesser oder derselben Grundfläche ausregnen würde und dann der Wasserstand in dem Gefäß gemessen werden würde, wäre das der Wert für den ausfällbaren Wasserdampf. Der Zusammenhang zwischen dem integrierten Wasserdampfgehalt (IWV) und dem ausfällbaren Wasserdampfgehalt wird über die Dichte des Wassers ( $\rho_L$ ) hergestellt:

$$PW = \frac{IWV}{\rho_L} . \quad (5.1)$$

Die Wasserdichte  $\rho_L$  kann im Mittel mit 1000 kg/m<sup>3</sup> angenommen werden. Da aus den GPS-Daten der ausfällbare Wasserdampf berechnet wurde, ist zu Vergleichszwecken auch aus den Radiosondenmessungen diese Größe ermittelt worden.

Der ausfällbare Wasserdampfgehalt zwischen den Start der Radiosonde und dem letzten Messpunkt berechnet sich nach Rocken u. a. (1995):

$$PW = \frac{1}{\rho_L} \int_{P_{Start}}^{P_{End}} \rho_v \cdot dh. \quad (5.2)$$

Das in 5.2 angegebene Integral kann numerisch gelöst werden:

$$PW = \frac{1}{\rho_L} \sum_{P_{Start}}^{P_{End}} (h_{j+1} - h_j) \cdot (\rho_v^{j+1} + \rho_v^j)/2. \quad (5.3)$$

In Gleichung 5.2 bezeichnet  $\rho_v$  die Dichte des Wasserdampfes und  $h_j$  die Höhe über dem mittleren Meeresspiegel der einzelnen Messpunkte. Bei der numerischen Integration wird der Mittelwert der Wasserdampfdichte in der jeweiligen Atmosphärenschicht bestimmt. Die einzelnen Dichtewerte werden dann über den gesamten Laufweg der Radiosonde integriert. Die Wasserdampfdichte ergibt sich nach DWD (1987) aus:

$$\rho_v = \frac{e_d}{R_w \cdot t}, \quad (5.4)$$

wobei  $e$  der Dampfdruck oder Partialdruck des Wasserdampfes ist,  $R_w$  die Gas-konstante für Wasserdampf (  $461,51 \text{ Jkg}^{-1} \text{K}^{-1}$  ) und  $t$  die gemessene Temperatur der Luft.

Der Dampfdruck wird aus der Taupunkttemperatur durch die Gleichung nach G.Magnus über einer chemischen reinen ebenen Wasseroberfläche berechnet. Bei der Taupunkttemperatur kommt der in einem isobar abgekühlten Volumen Luft enthaltene Wasserdampf zur Sättigung. Sie wird aus der relativen Feuchte bestimmt. Die Magnus-Formel für den Dampfdruck wird nach DWD (1987) folgendermaßen angegeben:

$$e(t_d) = C_1 \cdot \exp \frac{C_2 \cdot t_d}{C_3 + t_d}, \quad (5.5)$$

mit den Konstanten:

$$C_1 = 6,10780,$$

$$C_2 = 17,08085,$$

$$C_3 = 234,175^\circ \text{C}$$

und der Taupunkttemperatur  $t_d$ .

## 5.4 Bestimmungen des ausfällbaren Wasserdampfgehaltes aus bodengebundenen GPS-Messungen

Neben den bereits intensiver vorgestellten Verfahren wurde auch die Möglichkeit aufgezeigt, bodengebundene GPS-Stationen zur Schätzung des integrierten oder ausfällbaren Wasserdampfgehaltes heranzuziehen. Diverse Autoren haben dieses Verfahren und dessen Vorteile bereits beschrieben (Bevis u. a., 1992; Rocken

u. a., 1993; Yuan u. a., 1993; Businger u. a., 1995). In der Vergangenheit beschränkte sich der Einsatz dieser Methode doch zum größten Teil auf die mittleren Breiten, so dass der Gegenstand dieser Arbeit die Einsatzmöglichkeit dieses Verfahrens in der Antarktis ist. Die Grundlagen zur meteorologischen Nutzung wurden bereits in Kapitel 4.3.3 dargelegt, darauf aufbauend wird im Folgenden die Herleitung der meteorologischen Größe Wasserdampf beschrieben.

In Kapitel 4.3.3 wurden bereits die atmosphärischen Einflüsse auf die GPS-Signale vorgestellt, sowie die Aufteilung der Signalbeeinflussung in der elektrisch neutralen Atmosphäre in einen trockenen und einen feuchten Anteil eingeführt (Gleichungen 4.18 und 4.19). Oftmals werden diese Werte nach Saastamoinen modelliert und als Gesamtverzögerung a-priori in die Ausgleichung geführt. In der GAMIT-Software wird der hydrostatische und der feuchte Anteil zusammen unter der partiellen Ableitung der feuchten Projektionsfunktion ausgeglichen (King und Bock, 2006). Diese Ausgleichung erfolgt im Rahmen eines stückweise linearen Prozesses, der unter den jeweils eingestellten Zwängen durchgeführt wird. Da die vorgestellten Doppeldifferenzen der Trägerphasenbeobachtungen als Beobachtungsgrößen in GAMIT verwendet werden, werden auch differenzierte Signalverzögerungen in GAMIT geschätzt. Diese lassen sich unter der entsprechenden Einführung von langen Basislinien als absolute Werte herleiten (Duan u. a., 1995). Letztendlich ist dann die verbesserte Gesamtverzögerung ZTD das Ergebnis der Schätzung.

Um nun den integrierten oder ausfällbaren Wasserdampfgehalt aus dieser Signalverzögerung errechnen zu können, wird der feuchte Anteil gebraucht. Aus diesem Grunde wird anhand gemessener Werte für den Luftdruck nach dem Saastamoinen-Modell (siehe Gleichung 4.21) der ZHD manuell berechnet und von dem  $ZTD_{GPS}$  abgezogen.

$$ZWD = ZTD_{GPS} - ZHD . \quad (5.6)$$

Da selten Luftdruckwerte in Höhe der GPS-Antenne vorliegen, müssen diese dementsprechend umgerechnet werden und dies kann mit Hilfe der barometrischen Höhenformel geschehen (DWD, 1987):

$$p_s = p_0 \cdot \exp \left( \frac{-(M \cdot g)}{R \cdot T_0} \cdot \Delta h \right) , \quad (5.7)$$

mit

$R$  : Universelle Gaskonstante:  $8.315 \frac{J}{K \cdot mol}$ ,

$M$  : Mittlere molare Masse der Atmosphärgase:  $17,08085 \frac{kg}{mol}$ ,

$g$  : Schwerebeschleunigung:  $9.80655 \frac{m}{s^2}$ ,

$\Delta h$  : Höhenunterschied zwischen met. Station und GPS-Antenne [m],

$p_s$  : Luftdruck an der GPS-Antenne [hPa],

$p_0$  : Gemessener Luftdruck [hPa],

$T_0$  : Gemessene Temperatur [K].

Der feuchte Anteil an der Zenitverzögerung kann nun in den ausfällbaren (PW<sup>16</sup>) oder integrierten Wasserdampfgehalt (IWV<sup>17</sup>) umgerechnet werden. Der ausfällbare Wasserdampfgehalt wird nach Formel 5.8 mit einem Konversionsfaktors  $K$  berechnet:

$$PW = \frac{ZWD}{K}, \quad (5.8)$$

$$\text{mit } K = 10^{-6} \left[ \rho_w R_\vartheta \left( k_3/T_m + k_2' \right) \right], \quad (5.9)$$

mit

$ZWD$  : Feuchter Anteil an der Zenitverzögerung aus Gleichung 5.6,

$K$  : Konversionsfaktor (Bevis u. a., 1992; Schueler, 2001),

$\rho_w$  : Dichte von flüssigem Wasser ( $\rho_w : 1 \frac{kg}{dm^3}$ ),

$R_\vartheta$  : Spezifische Gaskonstante des Wasserdampfes ( $R_\vartheta : 461 \frac{J}{K \cdot kg}$ ),

$k_3$  und  $k_2'$  : Atmosphärische Refraktivitätskonstanten ( $k_2' : 22.1 \frac{K}{hPa}$ ,  $k_3 : 370100 \frac{K^2}{hPa}$ ),

$T_m$  : Mittlere atmosphärische Temperatur [K] .

Schueler (2001) hat die Berechnung für den Konversionsfaktor folgendermaßen zusammengefasst :

$$K = 0.10200 + \frac{1708.08[K]}{T_m[K]}. \quad (5.10)$$

Um den Konversionsfaktor berechnen zu können, ist die mittlere atmosphärische Temperatur vonnöten. Es gibt verschiedene Möglichkeiten, diese Größe zu gewinnen. Zum einen kann man sich numerischer Wettermodelle bedienen, um durch eine direkte Strahlenwegsverfolgung eine mittlere atmosphärische Temperatur zu bekommen. Auch entlang von Radiosondenprofile kann diese Größe integriert werden. Bevis u. a. (1992) haben dies folgendermaßen zusammengefasst:

$$T_m = \frac{\int (P_\vartheta/T) dz}{\int (P_\vartheta/T^2) dz}, \quad (5.11)$$

mit

$P_\vartheta$  : Partialdruck des Wasserdampfes,

$T$  : Temperatur [K],

$Z$  : Höhe über dem Meeresspiegel [m].

Neben den genannten Möglichkeiten kann die mittlere Atmosphärentemperatur mit der vor Ort gemessenen Bodentemperatur bestimmt werden. Bevis u. a. (1992, 1994) haben aus 8718 Radiosondenmessungen in Nordamerika folgende Beziehung zwischen der Bodentemperatur und der mittleren Atmosphärentemperatur mit einer Genauigkeit von 4.7 K abgeleitet:

$$T_m = 70.2[^\circ K] + 0.72 \cdot T_s[^\circ K], \quad (5.12)$$

<sup>16</sup>Precipitable Water Vapor

<sup>17</sup>Integrated Water Vapor

$T_s$ : Temperatur in [K] gemessen an der met. Bodenstation .

Die in Gleichung 5.12 angegebene Relation wurde oftmals global angewendet, um aus Bodenmessungen die mittlere Temperatur der Atmosphäre abzuleiten. Wang u. a. (2005) stellten fest, dass dieses Verhältnis einige Probleme in sich birgt, unter anderem, dass die täglichen Variationen der Bodentemperatur sich in die berechneten Atmosphärentemperaturen widerspiegeln, was aber in der Natur nicht der Fall ist. Er schlug aus diesem Grunde vor,  $T_m$  aus numerischen Wettermodellen zu berechnen. Bevis u. a. (1994) stellten fest, dass sich eine Genauigkeitsteigerung erreichen läßt, indem man sich numerischer Wettermodelle bedient. Sie leiteten damals eine Genauigkeit von  $2 \text{ mm} + 1 \%$  für den Wert des ausfällbaren Wasserdampfes ab.

Schueler (2001) hat mittels lineare Regression aus dem numerischen Wettermodell GDAS<sup>18</sup> für die meisten IGS-Stationen eine direkte lineare Beziehung zwischen der mittleren atmosphärischen Temperatur und der Bodentemperatur hergestellt. Des Weiteren sind diese Beziehungen noch für einige Klimaregionen hergestellt worden. Diese linearen Beziehungen bieten eine bessere Alternative zur Ermittlung der Größe  $T_m$  als eine globale Funktion. Allerdings schlägt auch dieser Autor vor, bei vorhandenen Möglichkeiten Radiosondenmessungen oder numerische Wettermodelle zur direkten Ableitung zu nutzen.

Eine weitere Möglichkeit wäre der Einsatz harmonischer Funktionen, die, unter Einsetzung einer mittleren Atmosphärentemperatur und der Kenntnis der jahreszeitlichen Schwankungen derselben, die jeweilige aktuelle Temperatur schätzen. Nichtsdestotrotz ist es meistens nur möglich, auf bekannte lineare Beziehungen zurückzugreifen. Da bieten die hier genannten regionalen Funktionen eine gute Alternative zur Herleitung von  $T_m$ . Die Beziehungen für einige Stationen der Antarktis und für die gesamte Region sind, mit den jeweiligen Korrelationen und den erreichten Standardabweichungen im Vergleich zur bekannten Bodentemperatur, im Anhang in Tabelle B.1 zu finden.

Zusammenfassend wurde in diesem Abschnitt gezeigt, wie, mit Hilfe der aus GPS-Messungen geschätzten Gesamtverzögerungen in Zenitrichtung, unter Einsatz des Luftdruckes und der Temperatur, welche an der GPS-Antenne gemessen sein müssen, Werte für den ausfällbaren Wasserdampfgehalt bestimmt wurden. Das Schema dieser Auswertung ist vereinfacht in Abbildung 5.5 dargestellt worden. In den nächsten Unterkapiteln wird ein Blick auf die eventuell zu erreichenden Genauigkeiten bzw. der limitierenden Faktoren dieses Verfahrens geworfen werden und zu guter Letzt werden einige Beispiele kurz dargestellt.

### 5.4.1 Genauigkeitsbetrachtung

An diesem Punkt sollen nochmal die bisher von einigen Autoren abgeleiteten Genauigkeiten bzw. Einflüsse der wichtigsten Komponenten zur Schätzung des

---

<sup>18</sup>GDAS: Global Data Assimilation System

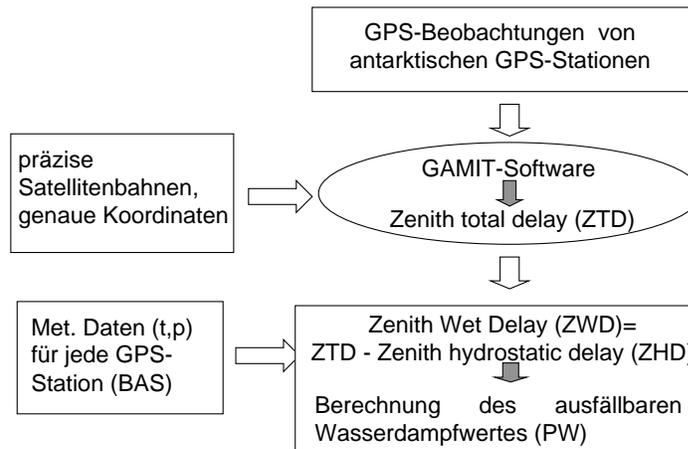


Abbildung 5.5: Auswertungsschema

ausfällbaren Wasserdampfgehaltes aus GPS-Messungen zusammengefaßt werden. Im weiteren Verlauf der Arbeit werden einzelne Faktoren auf ihre spezielle Eignung für die Antarktis getestet werden, da ein Großteil der Untersuchungen in den mittleren Breiten stattgefunden hat.

- **ZTD**

Die wichtigsten Komponenten der Schätzung der troposphärischen Signalverzögerung aus GPS-Messungen wurde bereits im letzten Kapitel vorgestellt. Die Einflüsse dieser Komponenten auf die Schätzung der troposphärischen Signalverzögerung in Zenitrichtung hängen sehr stark von der jeweiligen Region und der Beobachtungsstrategie ab (Menge, 2003). Nichtsdestotrotz sollen an dieser Stelle die wichtigsten Einflüsse unabhängig von der Strategie oder Region zusammenfassend dargestellt werden, um einen Eindruck zu bekommen, welche Genauigkeiten allgemein erreicht werden können. Im nächsten Kapitel wird detaillierter auf die wichtigsten Einflüsse eingegangen werden im besonderen Fokus auf die Antarktis.

In Tabelle 5.2 sind verschiedene Einflüsse auf die ZTD-Schätzung als mittlere Abweichung dargestellt. Die Faktoren Satellitenbahnen, Phasenzentrumsvariationen (PCV), Koordinateneinfluss und Luftdruckmessungen wurden anhand einer 30 minütigen PW-Schätzung ermittelt (Rocken u. a., 1995). Die durch die Satellitenbahnen verursachten ZTD-Unsicherheiten basierend auf ultra-rapid Orbits (Bahngenauigkeit bzw. mittlere Abweichung  $\approx 10\text{cm}$ ) und einer Basislinienauswertung mit einer Stationsweite von 1000 km. Aber Ge u. a. (2002) haben diesen Einfluss in ähnlicher Größenordnung von einem Millimeter für ein Stationsnetz mit einer Ausdehnung von  $3500 \times 3500$  km festgestellt.

Tabelle 5.2: Einfluss einiger Faktoren auf die ZTD-Schätzung nach Rocken u. a. (1995); Ge u. a. (2002); Watson u. a. (2006); Dach und Dietrich (2000); Tregoning u. a. (1998)

Fehlerquelle	ZTD-Einfluss [mm]
Satellitenbahnen	1.3
PCV	2.0
Luftdruckmessungen	1.2
Koordinateneinfluss	1-3
Modellierungseffekte	3
Projektionsfunktion	1-3

Nach Menge (2003) und Rothacher (1999) sind bei der GPS-Auswertung die Fehlergrößen Stationskoordinaten, Troposphärenparameter und Phasenzentrumsvariationen von Empfangs- und Satellitenantennen miteinander hoch korreliert. Darum sind sie auch stärker als die bereits erwähnten Einflüsse miteinander verknüpft. Nach Tabelle 5.2 spiegeln sich Ungenauigkeiten in den Koordinaten, im Speziellen eine Abweichung von einem Zentimeter in der Höhenkomponente, mit einer Größenordnung zwischen einem und drei Millimetern im ZTD wider. Tregoning u. a. (1998) ermittelten bei einem Höhenfehler von fünf Zentimetern eine ZTD- Ungenauigkeit in Höhe von drei Millimetern. Die *Phasenzentrumsvariationen* der GPS-Antennen wurden hier nur auf die relativen Kalibrierungen der Bodenantennen bezogen. Heutzutage werden aber absolute Kalibrierparameter für Boden- und Satellitenantennen verwendet und haben zur Folge, dass Abweichungen der ZTD's von unabhängigen Messverfahren reduziert werden, des Weiteren sind sie für Beobachtungen unterhalb einer Elevation von  $10^\circ$  zwingend notwendig (Schmid u. a., 2005). Dem Faktor *Luftdruckmessung* in Tabelle 5.2 liegt eine Genauigkeit als mittlere Abweichung einer Messung von 0.5 hPa zu Grunde.

Unter *Modellierungseffekte* sind hier hauptsächlich die Effekte der Festerdezeiten und der durch Ozeangezeiten verursachten Auflasteffekte gemeint. Die durch die ZHD-Modelle resultierenden Unsicherheiten spielen eine untergeordnete Rolle. Die Größenordnung von drei Millimeter wird nur verursacht, wenn die Einflüsse unzureichend modelliert werden durch z.B. veraltete Modelle. Ohne jegliche Modellierung würden diese Fehler zwei Größenordnungen höher ausfallen. Bei einem Einsatz von aktuellen Modellen kann die mittlere Abweichung eine Größenordnung von einem Millimeter erreichen.

Nach Tregoning und Herring (2006) sind besonders die Beobachtungen, welche unter einem niedrigen Elevationswinkel der GPS-Satelliten gemacht wurden, signifikant verantwortlich für eine Verschlechterung der

Genauigkeit, da sich stationsspezifische Effekte wie Antennenphasenzentrumvariationen und Mehrwegeeffekte, aber auch Fehler in der Projektionsfunktion in diesem Fall sehr stark auswirken. Ausserdem muss berücksichtigt werden, dass in höheren Breiten auf Grund der fehlenden Satellitenbeobachtungen im sogenannten Polarloch die Aufzeichnungen unter einer niedrigen Elevation ein sehr starkes Gewicht haben. Auf Grund dessen spielen auch die Projektionsfunktionen eine bedeutende Rolle bei der Ermittlung der ZTD-Genauigkeiten. Die in Tabelle 5.2 wiedergegebenen Werte von einem bis drei Millimeter variieren auf Grundlage der verwendeten Projektionsfunktion. Die einzelnen Projektionsfunktionen wurden in Kapitel 4.3.6 ausreichend dargelegt. Bei aktuellen Funktionen werden durch numerische Wettermodelle die jeweilige Atmosphärensituationen hinreichend wiedergegeben, so dass dies einen positiven Einfluss auf die Signalverzögerungen hat (Boehm und Schuh, 2004). Bei älteren Projektionsfunktionen, die auf Grund ihrer Herleitung regional begrenzt anwendbar sind oder nur unzureichend die atmosphärische Situation modellieren, kann dieser Einfluss bis auf einige Millimeter anwachsen (Tregoning u. a., 1998).

Zusammenfassend kann auf Grund der Tabelle 5.2 bzw. der dargestellten Abweichungen und Einflüsse unter Verwendung aktueller Modellierungsmethoden eine mittlere Abweichung oder auch RMS des ZTD's zwischen sieben und neun Millimeter erwartet werden.

- **ZHD**

Wie bereits in Kapitel 4.3.3 beschrieben wurde, wird das Modell nach Saastamoinen (1972) als geeignet angesehen, den hydrostatischen Anteil an der gesamten troposphärischen Signalverzögerung in Zenitrichtung darzustellen. Im Großen und Ganzen gilt dies ZHD-Modell als fehlerfrei, aber die Fehler der Luftdruckmessungen pflanzen sich in der ZHD-Berechnung fort. Mit Hilfe des aus meteorologischen Messungen modellierten ZHD wird dann der ZWD gebildet, mit welchem man den Wert für den ausfällbaren Wasserdampfgehalt errechnet. Demzufolge findet man letztendlich die Unsicherheiten der Luftdruckmessung im berechneten Wasserdampfwert wieder.

Ein Fehler von 0.3hPa im Luftdruck spiegelt sich im ZHD mit einer Ungenauigkeit von einem Millimeter wider (Businger u. a., 1995). Tregoning und Herring (2006) stellten fest, dass ein Fehler in der Luftdruckmessung am Boden in einer Größenordnung von 1hPa sich mit 2.28 Millimeter im ZHD wiederfinden läßt.

Nach Colwell (2008) wurden die meteorologischen Eingangsparameter Temperatur und Luftdruck, welche vom British Antarctic Survey bereitgestellt wurden, von den Sensoren mit einer Genauigkeit für die Temperatur von  $0.1^{\circ}$  Celsius und für den Luftdruck von 0.3 hPa durchgeführt.

Tabelle 5.3: Höhenunterschiede und Entfernungen zwischen den GPS-Stationen und den meteorologischen Stationen

	<b>Amun</b>	<b>Belg</b>	<b>Cas1</b>	<b>Dav1</b>	<b>Dum1</b>
$\Delta s$ [km]	0.24	2.8	0.4	0.32	0.97
$\Delta h$ [m]	9.33	0	-3.97	8.24	4.83
	<b>Maw1</b>	<b>Mcm4</b>	<b>OHig</b>	<b>Palm</b>	<b>Smrt</b>
$\Delta s$ [km]	10.6	1.3	2.3	8.7	3.3
$\Delta h$ [m]	13.37	126.92	-2.95	6.71	14.45
	<b>Syog</b>	<b>Vesl</b>			
$\Delta s$ [km]	0.79	32.7			
$\Delta h$ [m]	6.40	32.14			

Des Weiteren darf an dieser Stelle nicht außer Acht gelassen werden, dass bei Höhendifferenzen zwischen der GPS-Station und der meteorologischen Station die Luftdruckwerte durch die barometrische Höhenformel (Gleichung 5.7) angepasst wurden. Für eine Genauigkeitsanalyse wurde auf die Gleichung 5.7 das Fehlerfortpflanzungsgesetz angewendet (Kahmen, 2005):

$$\sigma_{p_s}^2 = \left[ \exp\left(\frac{-(M \cdot g)}{R \cdot T_0} \cdot \Delta h\right) \right]^2 \cdot \left[ \sigma_{p_0}^2 + \left(\frac{-(M \cdot g)}{R \cdot T_0} \cdot p_0\right)^2 \dots \right] \\ \left[ \dots \sigma_{\Delta h}^2 + \left(\frac{p_0 \cdot M \cdot g \cdot \Delta h}{R \cdot T_0^2}\right)^2 \cdot \sigma_{T_0}^2 \right]. \quad (5.13)$$

In Tabelle 5.3 sind die Höhenunterschiede (GPS-Station - Met-Station) und die horizontale Differenz dargestellt. Die GPS-Höhen wurden für diese Subtraktion mit Hilfe des EGM 96 Geoids in schwerebezogene Höhen umgewandelt. Die maximale Höhendifferenz ist bei McMurdo mit 126.92 Metern zu verzeichnen. Für diese Höhendifferenzen wurden im Laufe der Berechnung des ZHD-Wertes die Luftdruckwerte mit Hilfe der barometrischen Höhenformel umgerechnet. Die Veränderung der Temperaturwerte wurde nicht weiter berücksichtigt. Laut Feng u. a. (2001) verändert sich die Temperatur in der erdnahen Atmosphäre in hohen Breiten mit  $-6.525 \frac{K}{km}$  und somit würde das für die maximale Differenz von McMurdo eine Temperaturveränderung von  $0.69^\circ K$  bedeuten und diese Veränderung hat auf den ZHD letztendlich eine vernachlässigbare Auswirkung.

Bei einer angenommenen Temperatur von 260 Kelvin, einem durchschnittlichen Luftdruck von 970 hPa und einem Höhenunterschied von 127 Metern bildet sich aus der Gleichung 5.13 folgender Zusammenhang:

$$\sigma_{p_s}^2 = 0.9672 \cdot \sigma_{p_0}^2 + 0.0157 \cdot \sigma_{\Delta h}^2 + 0.0038 \cdot \sigma_{T_0}^2. \quad (5.14)$$

Gleichung 5.14 macht deutlich, dass sich der Fehler des am Boden gemessenen Luftdrucks bei solch geringen Höhenunterschieden zu 98 % in den

Tabelle 5.4: Mittlere atmosphärische Temperatur aus Bodenmessungen

Amun	Belg	Cas1	Dav1	Dum1	Maw1
216.97 K	249.57 K	254.43 K	252.11 K	252.06 K	251.10 K
Mcm4	OHig	Palm	Smrt	Syog	Vesl
247.89 K	260.18 K	260.44 K	256.83 K	250.15 K	244.66 K

berechneten Luftdruck auf Höhe der GPS-Station fortpflanzt. Des Weiteren wird ersichtlich, dass Höhen- und auch Temperaturfehler kaum einen Einfluss auf Fehler des berechneten Luftdruckes haben.

Alles in allem wird in diesem Unterpunkt festgestellt, dass ein ZHD mit einer Genauigkeit von einem Millimeter erwartet werden kann, wenn man den Angaben hinsichtlich der Messgenauigkeiten vertraut. Die Ungenauigkeit in dem gemessenen Luftdruck spiegelt sich zu 98 % in dem berechneten Luftdruck wider und bei einer Ungenauigkeit von 0.3 hPa beträgt laut Literatur die Standardabweichung des ZHD dann ein Millimeter.

- **Konversionsfaktor**

In Gleichung 5.8 wurde der Konversionsfaktor bereits vorgestellt. Es wird ersichtlich, dass die Genauigkeit dieses Terms hauptsächlich von der mittleren atmosphärischen Temperatur abhängt, da der restliche Term von Konstanten gebildet wird. Bevis u. a. (1994) legten zudem dar, dass die Refraktivitätskonstanten  $k_1$ ,  $k_2$  und  $k_3$  bzw.  $k'_2$  die Genauigkeit des Konversionsfaktors  $K$  beeinflussen, indem verschiedene, zur Zeit der Veröffentlichung aktuelle, Berechnungsmethoden für die Refraktivitätskonstanten benutzt wurden und daraus folgend verschiedene Unsicherheiten geschätzt wurden. Anhand der verschiedenen Unsicherheiten wurde der entsprechende Einfluss auf den Konversionsfaktor geprüft. Auch wenn die Konstanten einen Einfluss ausüben, bildet die Unsicherheit von  $T_M$  den dominanten Fehleranteil. Mit der Annahme, dass die mittlere atmosphärische Temperatur mit einer relativen Genauigkeit von 1 % und die Konstanten  $k_{1-3}$  im Bereich der zweifachen Standardabweichung bestimmt wurden, konnte der Konversionsfaktor mit einer relativen Genauigkeit von 1 % abgeleitet werden.

Mendes u. a. (2000) zeigten auf, dass aus Radiosondenmessungen ein Modell für  $T_M$  abgeleitet werden kann, welches die Bestimmung der Atmosphärentemperatur aus Bodenmessungen mit einer relativen Genauigkeit von 1.1 % für Europa erlaubt, andere Veröffentlichungen ermittelten eine relative Genauigkeit zwischen 2 % und 4 % für  $T_M$  (Schueler, 2001; Bevis u. a., 1994). Ungenauigkeiten in der Temperaturmessung sind in diese Überlegungen bereits mit eingeschlossen.

Betrachtet man mit diesem Hintergrund die Werte in Tabelle 5.4, so kann man die Genauigkeit bzw. den Einfluss des Konversionsfaktors für diese Arbeit aus der Literatur ableiten. Die dort angegebenen Werte wurden mit Hilfe der durch Schueler (2001) hergestellten Beziehungen zwischen der Temperatur am Boden und der mittleren Temperatur der Atmosphäre in der Antarktis für die Jahre 2000 und 2001 abgeleitet. Die Temperatur wurde jeweils alle drei Stunden gemessen und im weiteren Verlauf sind die einzelnen Werte dann für die Umrechnung des ZWD in den PW-Wert benutzt worden.

Schueler (2001) vernachlässigte die Genauigkeit der Konstanten und machte die Genauigkeit des Konversionsfaktors alleine von  $T_M$  abhängig und stellte dies folgendermaßen dar:

$$\sigma_K = \frac{1708.08[K]}{T_M^2} \cdot \sigma_{T_M} , \quad (5.15)$$

$\sigma_K$ : Standardabweichung des Konversionsfaktors,  
 $\sigma_{T_M}$ : Standardabweichung der mittleren atmosphärischen Temperatur .

Setzt man nun die Genauigkeit von  $T_M$  wie Schueler (2001) auf 4 K oder 2 % fest und nimmt für weitere Überlegungen aus Tabelle 5.4 den höchsten Wert 260.44 K der Station Palmer und den niedrigsten Wert 217 K der Station Scott-Amundsen, so geht nach Gleichung 5.15 dann die relative Genauigkeit von  $T_M$  für die Antarktis in eine Standardabweichung von  $\sigma_K = 0.11$  bzw.  $\sigma_K = 0.15$  über.

Wang u. a. (2005) und Hagemann und Bengtsson (2003) machten in ihren Veröffentlichungen deutlich, dass  $\sigma_{T_M}$  maximal 5 K betragen dürfte, um eine relative Genauigkeit des PW von 2 % zu erreichen. Der Einfluss der Temperatur bzw. des Konversionsfaktors auf die PW-Schätzung hängt vor allem von dem Feuchtegehalt bzw. von dem durchschnittlichen ZWD-Wert ab und variiert von Region zu Region. Ob die hier angestellten Abschätzungen mit 4K und  $\sigma_K = 0.11 - 0.15$  auch auf die Antarktis übertragbar sind, wird im weiteren Verlauf dieses Kapitels abgeschätzt.

Der ZTD, der Konversionsfaktor und der ZHD sind hinsichtlich ihrer Unsicherheiten in diesem Kapitel näher betrachtet worden. Nun soll dies in den Gesamtzusammenhang der Schätzung des ausfällbaren Wasserdampfs eingeordnet werden. Das bereits erwähnte Fehlerfortpflanzungsgesetz kann auf die Formeln 5.6 und 5.8 angewendet werden und mündet in folgendem Ausdruck:

$$\sigma_{PW}^2 = \left(\frac{1}{K} \cdot \sigma_{ZTD}\right)^2 + \left(\frac{1}{K} \cdot \sigma_{ZHD}\right)^2 + \left(\frac{ZWD}{K^2} \cdot \sigma_K\right)^2 . \quad (5.16)$$

Setzt man nun die mittlere Abweichung der ZTD der Standardabweichung gleich und stellt diese auf neun Millimeter fest, geht von einer Standardabweichung des

ZHD von einem Millimeter aus und einer Standardabweichung des Konversionsfaktors von 0.15, kann die zu erwartende Genauigkeit der ausfällbaren Wasserdampfwerte aus GPS-Messungen prognostiziert werden. Zur Abschätzung der Genauigkeiten wurden mit Hilfe der Stationen O'Higgins und Scott-Amundsen über den Auswertungszeitraum Mittelwerte für den Konversionsfaktor und den feuchten Anteil an der Signalverzögerung ( $zwd$ ) berechnet.

- Scott-Amundsen

$$\begin{aligned} \overline{K} & : 7.9996 \text{ ,} \\ \overline{ZWD} & : 1.98 \text{ [mm] .} \end{aligned}$$

- O'Higgins

$$\begin{aligned} \overline{K} & : 6.727516 \text{ ,} \\ \overline{ZWD} & : 41.28 \text{ [mm] .} \end{aligned}$$

Die beiden Stationen wurden gewählt, da sie das Spektrum der Wasserdampfwerte bilden, denn mit dem Südpol wurde zum einen die Station mit dem vermeintlich geringsten Wasserdampfgehalt in der Atmosphäre gewählt und O'Higgins liegt an der nördlichsten Spitze der antarktischen Halbinsel und beinhaltet vermutlich den größten Wasserdampfgehalt. Für Scott-Amundsen wurde nach Gleichung 5.16 eine mittlere Abweichung in Höhe von  $\sigma_{PW}=1.13$  mm ermittelt, dies sind zugleich 12.6 % der angenommenen ZTD-Abweichung. Für O'Higgins wurde ein  $\sigma_{PW}=1.35$  mm oder 15 % von der ZTD-Abweichung ermittelt.

Es kann somit insgesamt angenommen werden, dass der aus GPS-Messungen geschätzte ausfällbare Wasserdampf der antarktischen Atmosphäre mit einer Abweichung von 1 bis 2 Millimetern geschätzt werden kann. Diese Größenordnung wird teilweise mit Hilfe von Radiosondenmessungen validiert werden.

## Kapitel 6

# Strategie für die GPS-Meteorologie

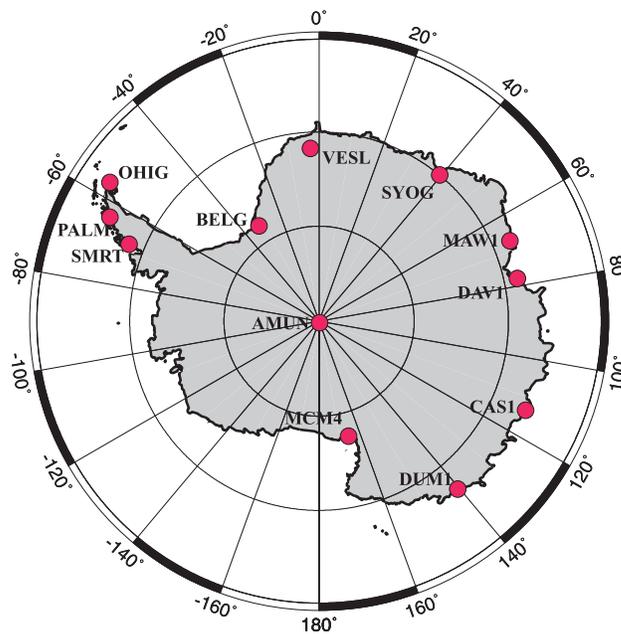


Abbildung 6.1: Zur Auswertung herangezogene GPS-Stationen in der Antarktis

Die Bestimmung des atmosphärischen Wasserdampfes mittels GPS-Bodenstationen wurde in Kapitel 5.4 erläutert. Die Untersuchungen der letzten Jahre haben ergeben, dass mit dieser Methode der ausfällbare Wasserdampf mit einer Genauigkeit von 1-2 mm bestimmt werden kann (Rocken u. a., 1995; Haase u. a., 2003; Tregoning u. a., 1998; Fang u. a., 1998). Bekannterweise beinhaltet die antarktische Atmosphäre einen sehr geringen Anteil von wenigen Millimetern an ausfällbarem Wasserdampf. Um nun diesen Anteil unter Einsatz des GPS messen zu können, muss man an die Grenzen dieses Verfahrens gehen. Wenige Untersuchungen bezüglich des Einsatzes dieser Methode in der Antarktis existieren (Hurd, 2002; Vey, 2007), aber gerade durch die Entwicklung

Station	Name	Dauer	Frequenz	Institut	Verfügbarkeit
AMUN	Scott-Amundsen	24 h	30 sec	USGS	täglich
BELG	Belgrano II	24 h	30 sec	AWI/IAA	täglich
CAS1	Casey	24 h	30 sec	GA	täglich
DAV1	Davis	24 h	30 sec	GA	täglich
DUM1	Dumont d'Urville	24 h	30 sec	ENS/IGN	täglich
MAW1	Mawson	24 h	30 sec	GA	täglich
MCM4	McMurdo	24 h	30 sec	USGS	täglich
PALM	Palmer	24 h	30 sec	USGS	täglich
OHIG	O'Higgins	24 h	30 sec	BKG	täglich
SMRT	San Martin	24 h	30 sec	AWI/IAA	jährlich
SYOG	Syowa	24 h	30 sec	GSI	täglich
VESL	Sanae IV	24 h	30 sec	AWI/CDSM	täglich

Tabelle 6.1: Eigenschaften der GPS-Stationen

in den letzten Jahren ist es möglich geworden, die Qualität dieser Auswertung noch weiter zu steigern.

Des Weiteren ist es im Zusammenhang mit der Schätzung atmosphärischer Parameter notwendig, die Geschwindigkeit derjenigen Stationen zu bestimmen, die sich mit der Fließrichtung des Eises fortbewegen. Um eine Koordinatengenauigkeit im Millimeterbereich zu gewährleisten, muss die Geschwindigkeit mit ähnlicher Genauigkeit bestimmt werden. Untersuchungen hinsichtlich des Einflusses von Unsicherheiten der langfristigen Geschwindigkeitsschätzung auf die troposphärischen Zenitverzögerungen sind nicht bekannt und werden im Rahmen dieser Arbeit diskutiert.

Die Bestimmung der Fließgeschwindigkeit und der atmosphärischen Parameter unterliegen einer hohen Korrelation. Im Rahmen dieses Kapitels werden die benutzten Daten und die einzelnen Stationskonfigurationen vorgestellt. Darüberhinaus wird die gewählte Auswertestrategie entwickelt. Auf der Basis der hier vorgestellten Auswertestrategie und unter Einsatz neuester Modellierungsmöglichkeiten werden die Ergebnisse im nächsten Kapitel und die Validierung der Ergebnisse mit Radiosondenmessungen im letzten Kapitel stattfinden.

## 6.1 GPS-Datenbeschreibung

In Abbildung 6.1 sind die ausgewerteten GPS-Stationen in der Antarktis dargestellt, als Stationsbezeichnungen wurden die IGS-Abkürzungen verwendet, beziehungsweise die von den jeweiligen Betreibern eingeführten Abkürzungen. Ein Großteil der 12 Stationen liegt an der antarktischen Küste, lediglich die GPS-Station des Südpols nimmt innerkontinentale Messungen auf. Die Südpolstation Amun ist auf Eis installiert worden und bewegt sich somit mit dem Eis um ca. 10 Meter im Jahr in der Resultierenden. Alle anderen Stationen sind auf Felsen installiert und weisen nur minimale tektonische Bewegungen pro Jahr im

Millimeterbereich auf. Die abgebildeten GPS-Stationen wurden an bemannten Forschungsstationen installiert, damit eine lange Laufzeit gewährleistet werden kann und die Qualität der Datenaufzeichnung jederzeit kontrolliert werden kann. Auf Grund der widrigen Witterungsbedingungen und aus logistischen Gründen ist die Mehrzahl der bemannten Forschungsstationen an der Küste zu finden.

GPS-Beobachtungen der in Figur 6.1 dargestellten Stationen sind für die Jahre 2000 und 2001 ausgewertet worden. Da im Jahr 2003 mit den Arbeiten begonnen wurde, ist dieser aktuelle Zeitraum gewählt worden und um die Möglichkeiten der atmosphärischen Wasserdampfschätzung in der Antarktis mittels GPS erarbeiten zu können, wurde dieser 2-Jahres Zeitraum als sinnvoll angesehen. Für jede Station werden die Beobachtungen im RINEX-Format<sup>1</sup> aufgezeichnet (siehe A.1).

In der Tabelle 6.1 sind die Eigenschaften der ausgewerteten GPS-Stationen dargestellt. Neben den Abkürzungen sind die Stationsnamen aufgeführt worden. Beobachtungen über einen Zeitraum von 24 Stunden, angefangen um 0 Uhr UTC bis 23:59:59 Uhr werden in einer RINEX-Datei gespeichert. Die Beobachtungsepochen bzw. die Frequenzen wurden auf allen Stationen auf 30 Sekunden festgelegt, so dass eine Datei über 24 Stunden aus 2880 Epochen besteht. Die gewählten Beobachtungswerte für die Frequenz und die Epochenlänge sind allesamt IGS-Standard. Die verantwortlichen Institutionen der einzelnen GPS-Stationen sind ebenfalls in der Tabelle zu finden. Vom Alfred Wegener Institut werden insgesamt drei Stationen, Belgrano II (belg), San Martin(smrt) und Sanae IV(vesl) in Kooperation mit den jeweiligen, für die bemannte Forschungsstation verantwortlichen Institutionen betreut. Die Daten der Station San Martin werden einmal jährlich im Rahmen der Versorgungsexpedition abgeholt. Die GPS-Daten aller anderen Stationen werden via Internet täglich an den Internationalen GNSS Service oder die jeweils verantwortlichen Institutionen übermittelt und sind so für die weltweite Forschungsgemeinschaft zugänglich.

Die Ausrüstungen der ausgewerteten GPS-Stationen sind in Tabelle 6.2 zusammengestellt. Eine permanente GPS-Station besteht aus einer GPS-Antenne, welche über einen markierten und bekannten Punkt aufgebaut wird, einen geodätischen 12(oder mehr)-Frequenz GPS-Empfänger und einen Pc zwecks Datenspeicherung und Versand der Daten via Internet. Die benutzten Antennen haben großen Einfluss auf die Höhen- und Troposphärenbestimmung, auf Grund ihrer unterschiedlichen Eigenschaften hinsichtlich der Phasenzentren und anderen Einflüssen wie z.B. Mehrwegeeffekte. Zwecks Minimierung dieser Effekte wurden überwiegend Choke-Ring Antennen benutzt. Des Weiteren muss jede Antenne hinsichtlich ihrer Phasenzentrumsvariationen kalibriert werden. Um GPS-Antennen vor Witterungsschäden zu schützen und um z.B. Eisbildung auf der Antenne zu verhindern, werden Schutzhauben oder DOMES auf

---

<sup>1</sup>Receiver Independent Exchange Format (Seeber, 2003)

Name	GPS-Empfänger	GPS-Antenne	Dome	Höhe
AMUN	Ashtech Z-XII3	Ashtech chokering	LEIS	0.0969m
BELG	Ashtech Z-XII3	Ashtech chokering	SNOW	-0.010m
CAS1	AOA ICS-4000Z ACT	AOAD/M.T chokering	DOME	0.001m
DAV1	AOA ICS-4000Z ACT	AOAD/M.T chokering	DOME	0.0035m
DUM1	Ashtech Z-XII3	Ashtech chokering	SNOW	0.0350m
MAW1	AOA ICS-4000Z ACT	AOAD/M.T chokering	DOME	0.0035m
MCM4	AOA SNR-12 ACT	AOAD/M.T chokering	JPLA	0.0814m
OHIG	AOA SNR-8000 ACT	AOAD/M.T chokering	DOME	0.0010m
PALM	Ashtech Z-XII3	Ashtech chokering	LEIS	0.0794m
SMRT	Ashtech Z-XII3	Ashtech chokering	SNOW	0.858m
SYOG	Trimble 4000SSI	AOAD/M.T chokering	DOME	0.0000m
VESL	Trimble 4000SSI	Trimble chokering	TCWD	-0.0112m

Tabelle 6.2: GPS-Systeme der einzelnen Stationen

den Antennen installiert.

Die verschiedenen Typen sind in der Tabelle 6.2 ebenfalls dargestellt. Die Antennenhöhen bilden den Abschluss der Tabelle. Die Empfängertypen müssen auch berücksichtigt werden auf Grund ihrer unterschiedlichen Signalverarbeitung. In Abbildung 6.2 wird die Datenverfügbarkeit der einzelnen antarktischen GPS-Stationen für den Auswertungszeitraum wiedergegeben. Es ist deutlich erkennbar, dass es bei den Stationen O'Higgins (ohig), San Martin (smrt) und Sanae (vesl) deutliche Datenausfälle gegeben hat. Der Großteil der Stationen liefert aber einen umfangreichen Datensatz mit der geforderten Qualität ab. Zu Datenausfällen an den Stationen kann es durch Probleme mit der Stromversorgung kommen oder Hardwareprobleme.

## 6.2 Koordinatenberechnung

Durch die von Rothacher (1999) beschriebene hohe Korrelation zwischen der Höhenkomponente und der troposphärischen Laufzeitverzögerung  $d_{trop}$  (siehe Gleichung 4.3) bildet die Genauigkeit der Koordinaten ein wichtiges Kriterium für die Auswertung dieser Arbeit. Durch die genaue Kenntnis der Koordinaten wird es möglich gemacht, die einzelnen Parameter im Ausgleichungsprozess realistisch zu trennen und damit die troposphärischen Parameter ohne Störungen und Ungenauigkeiten zu bestimmen. Für die GPS-Stationen des IGS-Netzwerkes werden hochgenaue Koordinaten (Genauigkeit der vertikalen Positionen  $\approx 6 \text{ mm}^2$ ) in einem einheitlichen Referenzrahmen durch das IGS bereitgestellt, für andere Stationen muss teilweise eine Neuberechnung erfolgen. Da in dieser Arbeit mit dem Südpol, Belgrano II, San Martin und Palmer Stationen mit in die Auswertung einfließen, für die keine einheitliche Koordinatierung erfolgt ist, wird im Rahmen dieser Arbeit eine Neukoordinierung durchgeführt. Ein weiterer wichtiger Aspekt stellt die Installation der GPS-Station

<sup>2</sup><http://igs.cb.jpl.nasa.gov/components/prods.html>

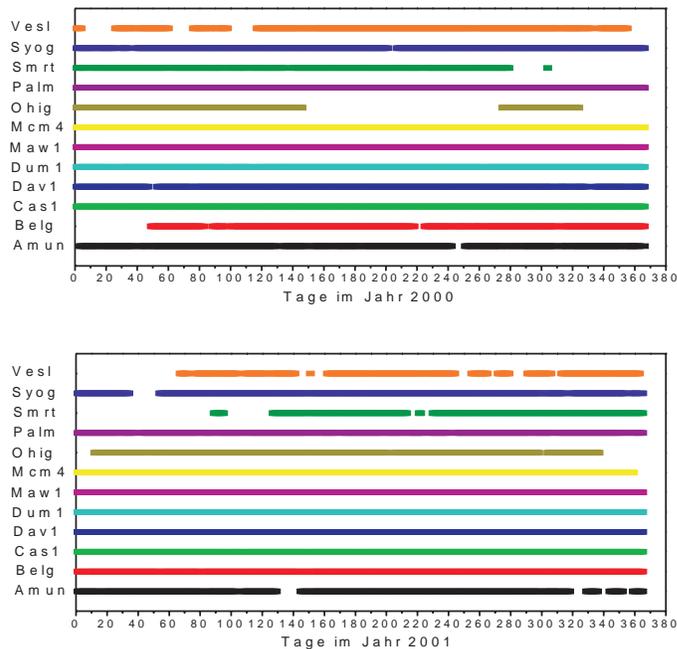


Abbildung 6.2: Datenverfügbarkeit der GPS-Stationen

Amun am Südpol auf dem Eisschild dar, denn diese Station bewegt sich mit der Fließrichtung des Eises und für die Geschwindigkeitsschätzung sind dieselben Ansprüche aufzustellen, wie es für die Koordinatenschätzung der Fall ist. Alles in allem wurden im Rahmen dieser Arbeit somit zwei Auswertungen über den Zeitraum der Jahre 2000 und 2001 durchgeführt. Die erste Auswertung, um einen einheitlichen Referenzrahmen mit hochgenauen Koordinaten und Geschwindigkeiten mit Unsicherheiten im Millimeterbereich zu erhalten und eine zweite Auswertung, um mit Hilfe realistischer Koordinaten, Geschwindigkeiten und Zwänge die troposphärische Signalverzögerung zu schätzen, mit deren Hilfe dann der Wert für den ausfällbaren Wasserdampfgehalt bestimmt wird.

Nach Tregoning u. a. (1998) kann ein Höhenfehler von 50 mm einen Fehler in den ausfällbaren Wasserdampfwerten von -0.5mm verursachen, bei Wasserdampfwerten von wenigen Millimetern ist dies von Belang. Auch Niell u. a. (2001) zeigten die hohe Korrelation zwischen den troposphärischen Signalverzögerungen und den Höhenungenauigkeiten auf. Rocken u. a. (1995) schätzten den verursachten Fehler einer Höhenungenauigkeit von 1 cm auf 0.5mm beim ausfällbaren Wasserdampf. Ob nun alle Stationen realistische Zwänge erhalten oder ob manche Stationen frei gehalten werden in der Ausgleichung, wird im folgenden Kapitel erläutert werden. Die Zwänge werden aus den jeweiligen Genauigkeiten der Stationskoordinaten abgeleitet, um die Bereiche der Koordinaten in der Ausgleichung realistisch abgrenzen zu können.

Die Koordinatenberechnung erfolgte im ersten Schritt mit dem Softwarepaket GAMIT. Im zweiten Schritt mit dem Kalmanfilter GLOBK werden in einem einheitlichen Referenzrahmen die endgültigen Koordinaten und Geschwindigkeiten bereitgestellt. Die Einstellungen, Art und Weise der Berechnung und die Ergebnisse werden in diesem Kapitel dargelegt.

### 6.2.1 Gamit

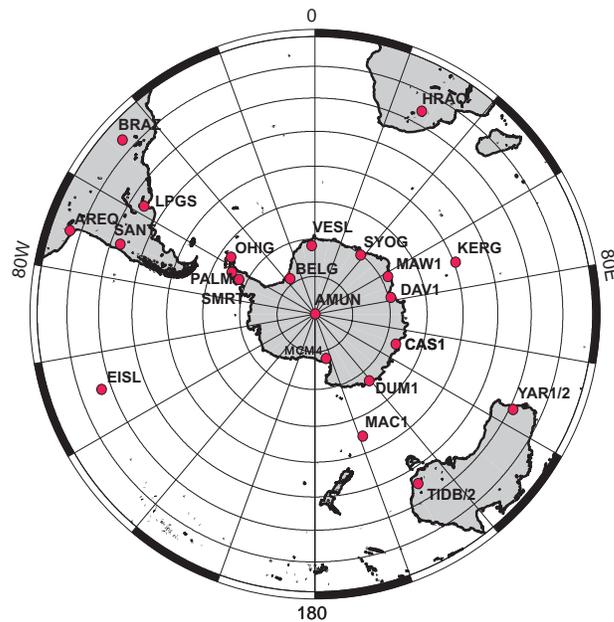


Abbildung 6.3: Stationsauswahl zur Koordinatenberechnung

Für die Berechnung der Stationskoordinaten mit GAMIT wurden für jeden Tag der Jahre 2000 und 2001 für das in Abbildung 6.3 wiedergegebene Referenznetz mit 22 Stationen ein Koordinatensatz pro Station geschätzt. Die subantarktischen Stationen wurden gewählt, damit die einzelnen antarktischen Koordinaten so unabhängig wie möglich berechnet werden. Des Weiteren wurden unterschiedliche Untersuchungen mit den umliegenden subantarktischen Stationen als Ankerstationen gemacht (siehe Unterkapitel 6.3.1). Die GPS-Stationen sollten zudem homogen verteilt sein, sofern dies möglich war.

Die gewählten Einstellungen für die GPS-Auswertung zum Zwecke der Koordinatenbestimmung sind in Tabelle 6.3 zu sehen. Die in Kapitel A.1 im Anhang beschriebenen GAMIT h-Dateien sind hier für die GLOBK-Schätzung verwendet worden. Somit sind für die GPS-Auswertung Zwänge von 10 Metern pro Koordinatenkomponente eingeführt worden und bei der GAMIT-Auswertung sind die final-Satellitenbahnen des IGS benutzt worden. Laut IGS werden diese Bahnprodukte mit einer Genauigkeit von  $< 5\text{cm}$  bereitgestellt. Für Basislinien unterhalb einer Länge von 2000 Kilometern wurde versucht, die Mehrdeutigkeiten der Phasenmessungen zu lösen. Als Beobachtungsgröße wurde die

Einstellungen	D.Schulte	SoPac
Satellitenbahnen	IGS-final Bahnen	IGS-final
A-priori Koordinaten	IGS: ITRF2000 Non-IGS: Eigene	ITRF2000 ITRF2000 non-core
Zwänge	10 Meter pro Koordinatenkomponente	10 Meter
Beobachtungsgröße	Lc-Linearkombination	Lc-Lin.
Mehrdeutigkeiten	Für Basislinien bis zu 2000 km	2000 km
Elevationswinkel	10 Grad	10 Grad
Modelle		
Feste Erdgezeiten	IERS2003	IERS92
Ozeangezeiten	CSR3	Scherneck CSR3
Polbewegungen	Nutation:IAU80 Präzession:IAU76	IAU 80 und IAU76
Atmosphärengzeiten	Aktuelle NCEP-Grids	Keine
GPS-Bodenantennen	Absolute Kalibrierwerte	Rel. Kalibrierwerte
GPS-Satellitenant.	Relative Kalibrierwerte	Keine
Troposphärische Zenitverzögerungen	Saastamoinen (dry und wet)	Saastamoinen
Mapping-Funktion	Vienna Mapping Funktion	Niell MF

Tabelle 6.3: Gamit-Einstellungen der Koordinatenberechnung

Lc-Linearkombination verwendet, um die Auswirkungen hoher Ionosphärenaktivitäten zu minimieren. Bei der Koordinatenschätzung wurden in GAMIT nur Satellitenbeobachtung oberhalb einer Elevation von 10 Grad eingeführt. Die Ursachen liegen in der Auswirkung von Mehrwegeeffekten im Umfeld der GPS-Antenne und erhöhtem Signalrauschen bei niedrigerer Elevation, bedingt durch den langen Weg des GPS-Signals durch die Atmosphäre (Willgalis, 2006). Für die benutzten IGS-Stationen sind die ITRF2000-Koordinaten als a-priori Koordinaten verwendet worden. Für die Stationen San Martin, Belgrano II, Scott-Amundsen, Palmer und Dumont d'Urville wurden im Vorfeld a-priori Koordinaten mit einer Genauigkeit zwischen 1-5 Metern berechnet. Wie in Kapitel 4.3.7 bereits dargelegt wurde, müssen verschiedene Gezeiteneffekte vor allem bei langen Basislinien modelliert werden. Die Gezeiten der festen Erde wurde mit dem Model IERS2003 in der Auswertung berücksichtigt (Watson u. a., 2006). Die Effekte der Ozeangezeiten auf die jeweilige GPS-Station wurde anhand des Models CSR3 nach Scherneck berechnet (Eanes, 1994; Eanes und Bettadpur, 1995; Scherneck und Bos, 2002).

Die in Tabelle 6.3 beschriebenen Fehlermodelle bzw. Einstellungen, die für die Auswertung herangezogen wurden, sind mit den allgemein üblichen Einstellungen des Scripps Orbit and Permanent Array Center (SoPac) (siehe rechte Spalte in Tabelle 6.3) verglichen worden. Das Sopac ist ein US-amerikanisches

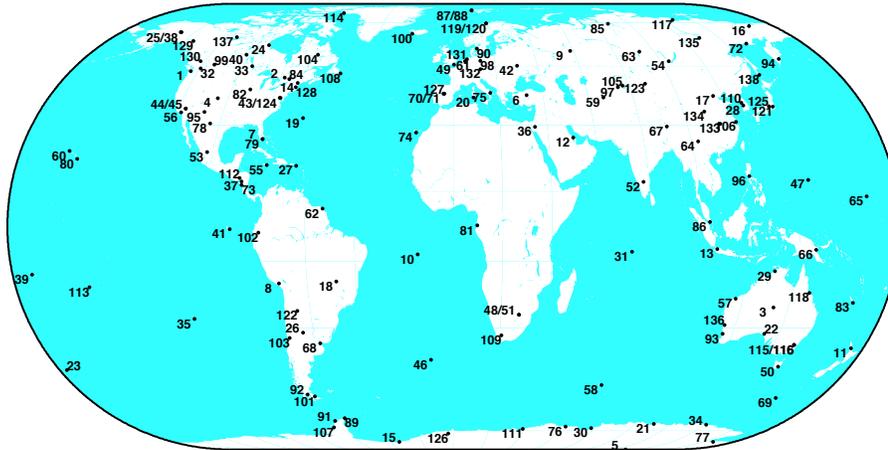


Abbildung 6.4: GPS-Stationen aus der Koordinatenschätzung

Institut, welches globale und hochpräzise GPS-Auswertungen durchführt unter anderem mit dem Ziel, einen Beitrag zur Bestimmung eines globalen Referenzrahmens zu leisten. Unterschiede sind hier bei den verwendeten Modellen (Erdgezeiten, Atmosphärengezeiten), den Kalibrierungen der GPS-Antennen und der Projektionsfunktionen zu erkennen, da im Rahmen dieser Auswertung möglichst aktuelle Modelle und Kalibrierungen verwendet werden sollten, um eine bestmögliche GPS-Auswertung zu gewährleisten.

Die Tageslösungen wurden anhand des  $\text{nrms}$ -Wertes überprüft (siehe Anhang A.1.1). Bei Problemen wurden die fehlerhaften Stationen entweder aus der jeweiligen Tagesauswertung herausgenommen oder es wurde versucht, die fehlerhaften Beobachtungen aus den Daten zu editieren. Es gab einige wenige Stationen (McMurdo, Sanae, San Martin) die manchmal fehlerhafte Beobachtungen aufgewiesen haben, aber der Anteil der herauseditierten Tage der jeweiligen Stationen war sehr gering, so dass an dieser Stelle nicht weiter auf diese Thematik eingegangen wird.

## 6.2.2 Globk

Bei der Koordinatenschätzung mit GLOBK wurde das in Unterkapitel 6.2.1 vorgestellte Stationsnetz in ein globales Stationsnetz bestehend aus 138 GPS-Stationen (siehe Abbildung 6.4 und Anhang A.2) eingebunden, denn ein globales Stationsnetz bietet als Ergebnis einen kompakteren und einheitlicheren Koordinatenrahmen an, so dass man für die Antarktis realistischere Koordinaten und Geschwindigkeiten erwarten kann. Die Tageskoordinaten dieser Stationen wurden mit dem Programmmodul zu einem Koordinaten- und Geschwindigkeitsdatensatz in einem einheitlichen Referenzrahmen ausgewertet. Die nicht-antarktischen Stationen sind als h-Dateien vom SoPac auf einem Server zur Verfügung gestellt worden, so dass diese mit den eigenen antarktischen Stationen kombiniert werden konnten. Die in Tabelle 6.3 dargestellten Unterschiede in den Modellen können zwar zu Problemen (z.B. die Benutzung von ab-

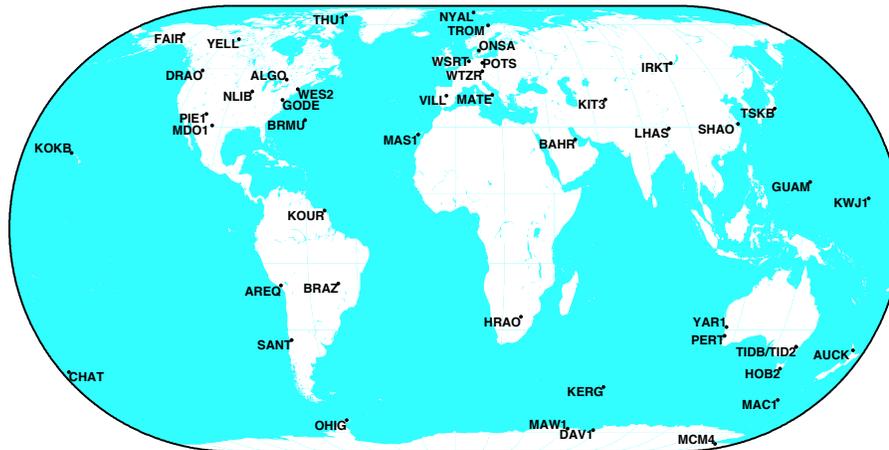


Abbildung 6.5: Referenzstationen für die Koordinatenschätzung

soluten und relativen Kalibrierdateien der Antennenphasenzentrumsvariationen) führen, aber die Auswirkungen war eher gering und durch die relativ großen Koordinaten- und Satellitenbereiche beim Schätzen der Stationskoordinaten und -geschwindigkeiten, waren die Auswirkung gering. Die Referenz wurde durch entsprechende Rahmenstationen gesetzt.

Die Auswertung mit GLOBK ist insgesamt in fünf Schritte unterteilt worden. Die Koordinatenzeitreihen wurden mit GLRED, der Koordinaten- und Geschwindigkeitsdatensatz mit GLOBK/GLORG und die Untersuchung der Zeitreihen mit dem Matlabprogramm tsview durchgeführt (Herring, 2003) :

1. Bildung der ersten Zeitreihe zur Qualitätsanalyse der einzelnen Stationen mit ausgewählten Referenzstationen
2. Durchführung der Qualitätsanalyse mit dem Matlab-tool tsview
3. Schätzung vom Koordinaten und Geschwindigkeiten mit ausgewählten Referenzstationen
4. Neue Koordinatenzeitreihe mit allen Stationen als Referenz zur erneuten Qualitätsanalyse und Schätzung stochastischer Parameter
5. Endgültige Koordinaten- und Geschwindigkeitsschätzung mit Hilfe stochastischer Parameter und allen Stationen als Referenz

### Zum 1. Schritt

Zuerst wurde unter Verwendung der Module GLRED/GLORG für jede Station eine Tageskoordinate ermittelt. Die Koordinaten wurden im Referenzrahmen ITRF00 bestimmt, indem ausgewählte IGS-Stationen im ITRF00 Epoche 1998.0 (für die Kernstationen) festgehalten wurden, in Abb. 6.5 ist diese Auswahl graphisch dargestellt. Diese sollten homogen global verteilt sein,

überwiegend ununterbrochene Beobachtungen aufweisen und qualitativ hochwertig sein.

### Zum 2. Schritt

Die Koordinatenzeitreihen, bestehend aus den GLRED/GLORG-Werten Nord, Ost und Höhe, wurden nun im zweiten Schritt mit dem Matlabprogramm `tsview` analysiert. Die Nordkomponente wurde durch Multiplikation der geodätischen Breite mit der großen Halbachse des WGS-84 Ellipsoides ermittelt, die Ostkomponente spiegelt die Distanz vom Greenwich Meridian entlang der Kleinkreise wider und die Höhe ist der Abstand, entlang der Ellipsoidnormalen, zur Ellipsoidoberfläche. Ein konstanter Trend wird aus den jeweiligen Koordinaten herausgerechnet, um die Qualität bzw. die Residuen der Koordinaten unabhängig eines Trends als stationäre Zeitreihe beurteilen zu können. Gleichzeitig wurden Ausreißer ausgeschlossen, als Grenze wurde der dreifache Wert der Standardabweichung festgelegt und Koordinaten mit einer Standardabweichungen höher als 15 - 25 Millimeter wurden aussortiert. Dieser Bereich hat sich an den Genauigkeiten der vom IGS bereitgestellten Koordinaten orientiert (IGS, 2004). Die ausgeschlossenen Tage der jeweiligen Station wurden in einer Datei festgehalten, damit diese bei zukünftigen Auswertungen mit GLOBK/GLORG dementsprechend unberücksichtigt geblieben sind.

Ein Beispiel ist in Abbildung 6.6 anhand der ellipsoidischen Höhenkomponente der Station Belgrano veranschaulicht worden. Die obere Zeitreihe gibt die uneditierten Höhen wieder und die untere Zeitreihe wurde mit `tsview` editiert. Auf der Y-Achse sind die Abweichungen vom Mittel in Millimeter dargestellt, auf der X-Achse die Tage des Jahres 2000 bzw. die dezimale Darstellung des Tages im Jahr. Die grünen Begrenzungen bilden den dreifachen wrms-Wert wieder.

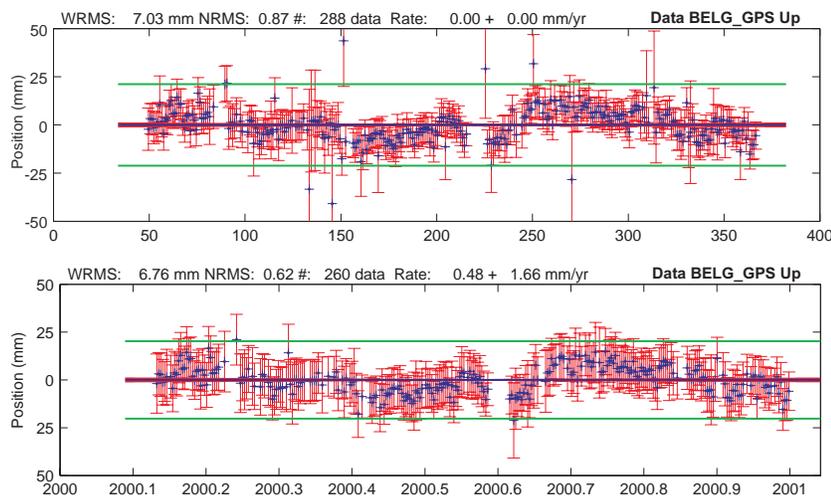


Abbildung 6.6: Koordinatenzeitreihen der Höhenkomponente Belgranos im Jahr 2000 editiert und uneditiert

Auffällig ist der Datenausfall um Tag 80 (ca. Tag 2000.22 in der editierten Zeitreihe) und Tag 220 (Tag 2000.6) und der Kurvenverlauf der Höhe um den Zeitraum des zweiten Datenausfalls, welcher aber im Rahmen der geforderten Genauigkeiten blieb. Eine Begründung für das Verhalten könnte eine Veränderung im Antennenumfeld sein oder langzeitliche Effekte, welche nicht durch eine Modellierung erfaßt wurden. Am Anfang des Jahres war ebenfalls ein Datenausfall zu beklagen, so dass insgesamt an 288 Tagen eine Höhe berechnet werden konnte.

### Zum 3. Schritt

Nachdem nun die Ausreißer und die jeweilige Qualität der einzelnen Zeitreihen ermittelt wurden, sind als drittes einheitliche Koordinaten und Geschwindigkeiten mit GLOBK/GLRED berechnet worden. Diese Schätzung wurde wieder mit den Referenzstationen in Abbildung 6.5 durchgeführt.

### Zum 4. Schritt

Mit Hilfe dieses homogenen Satzes wurden dann abschließende Zeitreihen unter Punkt vier im Gegensatz zu Punkt eins mit allen Stationen als Referenz gebildet, um die endgültige Qualität aller Stationen in einem einheitlichen Referenzrahmen unabhängig von einzelnen Referenzstationen beurteilen zu können. Wenn der wrms-Wert für die horizontalen Komponenten im Bereich von zwei Millimetern lag und die vertikalen Komponenten zwischen 6 und 10 Millimetern, sind die Qualitätsansprüche erfüllt worden. Dies sind auch die Qualitätsansprüche für Referenzstationen des IGS. In Abbildung 6.7 sind die einzelnen wrms-Werte dargestellt worden. Auch wenn der Höhenkomponente in Bezug auf die Schätzung der troposphärischen Verzögerung die größte Bedeutung zukommt, sollen hier kurz alle Komponenten betrachtet werden.

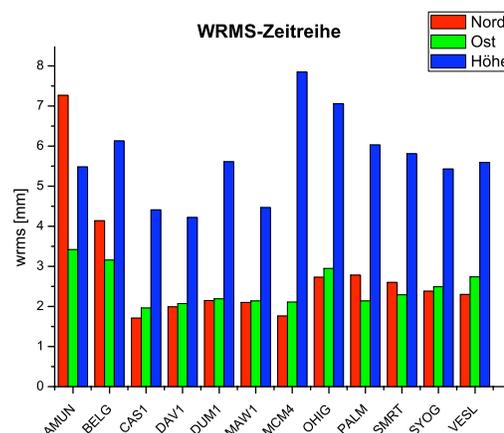


Abbildung 6.7: WRMS-Werte der Zeitreihen 2000 und 2001

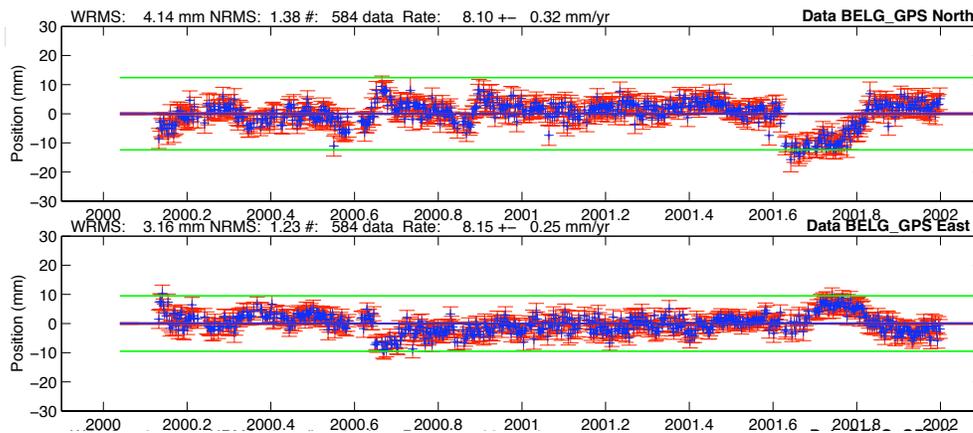


Abbildung 6.8: Zeitreihe der Nord- und Ostkomponente von Belgrano mit dem Koordinatensprung

Bei der Nordkomponente fällt vor allem der Südpol auf, denn hier hat sich aus der Zeitreihe ein wrms-Wert von 7.27 mm ergeben. Im Vergleich zu den restlichen Ergebnissen eine große Abweichung, allerdings bewegt sich die Station mit 9.9 Metern pro Jahr Richtung Norden sehr schnell fort und diese enorme Bewegung des Eises spiegelt sich auch in Unsicherheiten in der Positionsbestimmung wieder.

Bei der Station Belgrano II ist mit 4.14 mm auch eine schlechtere Nordkomponente zu verzeichnen. Dies wird hier mit einem Sprung der Nordkomponente im August 2001, wie in Abbildung 6.8 zu sehen ist, erklärt, denn der WRMS-Wert für die Nordkomponente beträgt 2.79 mm, wenn die Werte nach diesem Sprung herauseditiert werden. Alle anderen Werte für die Nordkomponenten sind sehr zufriedenstellend und auch die wrms-Berechnungen für die Ostkoordinate sind qualitativ gut.

Die Höhenwerte erfüllen alle die gestellten Anforderungen. Es fällt lediglich auf, dass die Höhen der Stationen Mcm4 und Ohig mit einem wrms von 7.85 mm bzw. 7.06 mm die höchsten Werte aufweisen. In Abbildung 6.9 wird der Grund deutlich. Es gab ein massives Problem mit der Höhenkomponente auf McMurdo; begründet werden kann dies höchstens mit Signalstörungen wie Mehrwegeeffekte oder andere Störeinflüsse im Antennenumfeld. Bei der Station O'Higgins gab es neben extremen Datenausfällen, bei denen 33 % der möglichen GPS-Daten nicht aufgezeichnet wurden (siehe Abb.:6.2), auch eine sehr schlechte Datenqualität aus ähnlichen Gründen wie bei McMurdo. Nichtsdestotrotz weisen alle Stationen eine gute Qualität auf, so dass nach den beschriebenen Editier- und Auswertalgorithmen mit der Schätzung des endgültigen Koordinatensatzes begonnen werden konnte.

Zusätzlich wurden anhand der Zeitreihen stochastische Parameter bezüglich des Markov-Rauschens aus der Zeitreihe ermittelt, so dass für jede Koordi-

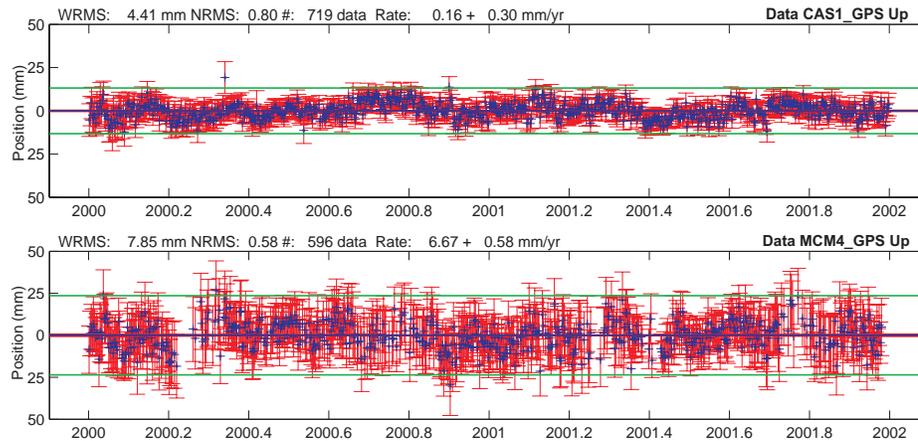


Abbildung 6.9: Zeitreihe der Höhenkomponenten der Stationen McMurdo und Casey

nate eine zeitliche Abhängigkeit der Genauigkeitsentwicklung in Meter pro Jahr bei der Schätzung des endgültigen Koordinaten- und Geschwindigkeitsatzes berücksichtigt werden konnte. Diese Parameter wurden im Rahmen der GLOBK-Software berechnet. Die aus den Zeitreihen ermittelten Markov-Parameter wurden im Rahmen der realistischen Sigmaschätzung (Real Sigma) ermittelt (Herring, 2003; Reilinger u. a., 2006).

### Zum 5. Schritt

Schließlich wurden nun die endgültigen Koordinaten und Geschwindigkeiten mit GLOBK/GLORG berechnet. In Tabelle 6.4 sind die wichtigsten Einstellungen für die Koordinaten- und Geschwindigkeitsschätzung zu finden. Sie wurden für alle fünf Schritte angewendet, in der Spalte “Koordinaten” sind die Einstellungen angegeben, die für die Bestimmung der Zeitreihen verwendet wurde und unter Geschwindigkeiten sind die Einstellungen für die Schätzung einheitlicher Koordinaten und Geschwindigkeiten zu finden. Unterschiede in den fünf Schritten kann es lediglich bei den verwendeten Referenzstationen geben. Die Ergebnisse sind im Anhang D in den Tabellen D.1, D.2 samt ihren Standardabweichungen in Tabelle D.3 und D.4 aufgelistet, die horizontalen und vertikalen Geschwindigkeiten sind mit einem Konfidenzbereich bei 95% Wahrscheinlichkeit in Abbildung 6.10 zu erkennen. Die längeren Pfeile geben die resultierende horizontale Geschwindigkeit wieder und die Balken den entsprechenden vertikalen Versatz. Der Südpol wurde aus Gründen der Darstellung herausgenommen, da eine horizontale Geschwindigkeit von 9 Metern massstäblich nicht in dieser Grafik unterzubringen war. Die Zeitreihen der Höhenkomponenten der antarktischen GPS-Stationen können in Anhang D.2 betrachtet werden. Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass die Höhenkomponente samt Geschwindigkeiten durchschnittlich mit einer inneren Standardabweichung für den Gesamtwert im mm-Bereich berechnet wurde.

Einstellungen	Koordinaten	Geschwindigkeiten
Stationszwänge	20 m NOH, 0 m/year Vel.	10 m NOH, 20 cm/year Vel.
Zwänge für Satellitenbahnen	100 m XYZ 10 m/s XYZ-Vel. 100 % für direkten Strahlungsdruck der Sonne, y-bias, b-Axis Koeffizienten, und sonstige Umlaufkoeffizienten ( 0 % für PRN 22 )	100 m XYZ 10 m/s XYZ-Vel. 100 % für direkten Strahlungsdruck der Sonne y-bias, b-Axis Koeffizienten, und sonstige Umlaufkoeffizienten ( 0 % für PRN 22 )
Referenz	siehe Abb. 6.5/Alle Stationen	siehe Koord.
EOP Zwänge	100 mas Polposition/UT1 10 mas/Tag Polbew./DUT1	10 mas Polposition/UT1 10 mas/Tag Polbew./DUT1
EOP Gauss-Markov Zwangsbedingungen	– – –	3650 mas <sup>2</sup> /Jahr Polbew. 365 mas <sup>2</sup> /Jahr UT1 365 (mas/Tag) <sup>2</sup> /Jahr Polbewegungen/UT1

Tabelle 6.4: GLOBK-Einstellungen zur Koordinatenberechnung

## 6.3 Strategie

### 6.3.1 Koordinaten

Die Koordinaten und deren Genauigkeit spielen eine wichtige Rolle in der meteorologischen GPS-Auswertung. Für die eingesetzten Referenzkoordinaten der jeweiligen GPS-Stationen können gewisse Bereiche vorgegeben werden, in welchen diese sich im Rahmen der Ausgleichung bewegen dürfen. Diese Bereiche werden als Bedingung in der Ausgleichung realisiert und teilweise umgangssprachlich als Koordinatenzwänge bezeichnet (Niemeier, 2002).

Diese Bereiche müssen bei GPS-Auswertungen mit Anforderungen an die Zenitverzögerungen im Millimeterbereich sehr präzise, entsprechend ihrer Genauigkeit, gewählt werden, wobei hier vor allem die Genauigkeit der Höhenkoordinate im Fokus steht (Feng u. a., 2001). Durch die hohe Korrelation einzelner Fehleranteile (Höhenkoordinate, Unsicherheit der troposphärischen Verzögerung, Einfluss der Phasenzentrumsvariationen) können Fehleranteile der Höhenkoordinate, bei zu eng gesetzten Grenzen, angrenzende Bereich derart beeinflussen, dass diese fälschliche Werte annehmen (Niell u. a., 2001). Auf die mathematischen Zusammenhänge sei an dieser Stelle auf die Grundlagen der Theorie des Allgemeinfalls der Ausgleichungsrechnung in Niemeier (2002) und den entsprechenden Erweiterungen verwiesen.

Es gibt mehrere Herangehensweisen, die Koordinatenqualität zu berücksichtigen und somit eine korrekte Schätzung der troposphärischen Signalverzögerung zu ermöglichen. Fang u. a. (1998), Feng u. a. (2001), Haase u. a. (2003) und

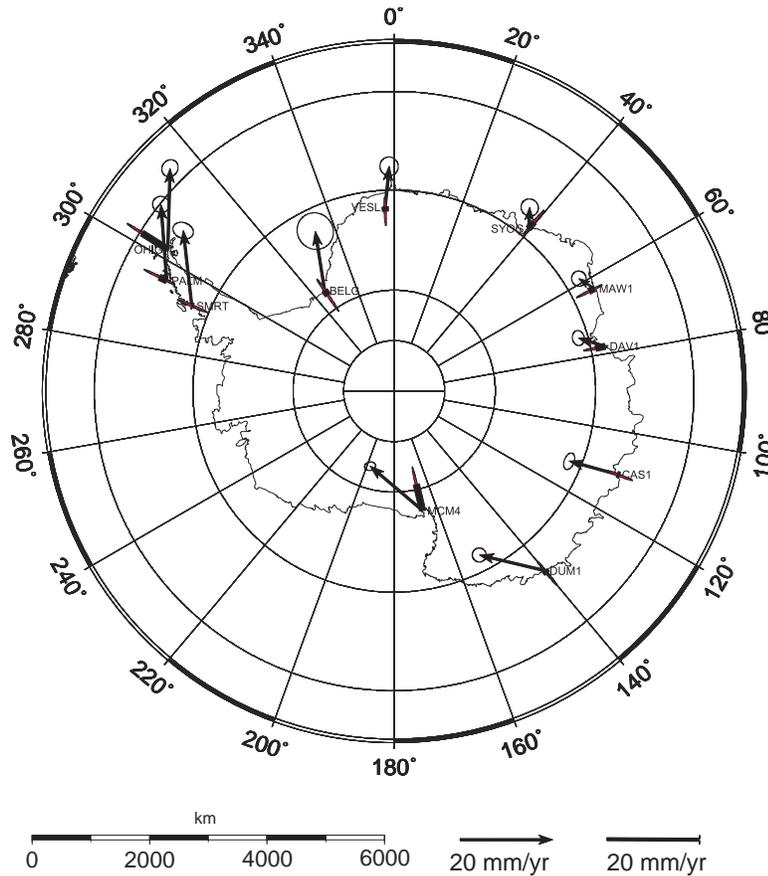


Abbildung 6.10: Horizontale und vertikale Geschwindigkeit der GPS-Stationen aus 2 Jahres Datensatz

Tregoning u. a. (1998) haben das jeweilige Referenzsystem durch das Festhalten von "Anker-Stationen" (ausgewählte Referenzstationen) definiert und dann für die regionalen Stationen mit sehr großzügigen Koordinatenbereichen die troposphärischen Zenitverzögerungen geschätzt. Hintergrund dieser Vorgehensweise ist, dass das Referenzsystem für die Koordinaten durch die Ankerstationen festgelegt wird, aber ansonsten vertraut man dem mathematischen Modell und geht von einer korrekten Trennung zwischen der Schätzung der Höhenkomponente und troposphärischen Signalverzögerung aus. Johansson u. a. (1998) und Ewardson u. a. (1998) hingegen haben ein sogenanntes *No-Fiducial Network* ausgeglichen, so dass keine Referenzstation resp. keine Referenzkoordinaten festgehalten wurden und alle Koordinaten mit einem sehr großen Bewegungsradius versehen wurden. Schließlich gibt es noch die Alternative, alle Stationen entsprechend ihrer Genauigkeit oder ihres Koordinatenrauschens festzuhalten oder bei der Ausgleichung einzugrenzen, um durch diese Vorgabe eine korrekte Schätzung der troposphärischen Laufzeitverzögerung zu unterstützen (Niell u. a., 2001).

Damit die richtige Herangehensweise für diese Arbeit gefunden werden kann, sind eigene Untersuchungen durchgeführt worden. Für die Tage 160 bis 180 im Jahr 2001 sind die GPS-Wasserdampfschätzungen für das in Abbildung 6.3 aufgeführte Stationsnetz ausgewertet und mit vorhandenen Radiosondenmessungen verglichen worden. Der Auswertungsprozess dieser beiden Messmethoden wurde ausführlich in Kapitel 5 beschrieben. Auf die Einzelheiten resp. Besonderheiten der Radiosondenauswertung wird in den folgenden Kapiteln näher eingegangen werden, so dass an dieser Stelle darauf verwiesen wird.

Die GPS-Auswertungen sind mit den in Tabelle 6.3 aufgelisteten Einstellungen durchgeführt worden, lediglich der Elevationswinkel wurde auf 3 Grad herabgesetzt und als a-priori Koordinaten wurden die aus der ersten Auswertung resultierenden Koordinaten und Geschwindigkeiten herangezogen. Wie bei der GPS-Auswertung für die Koordinatenbestimmung wurden auch hier atmosphärische Gradienten geschätzt, um atmosphärische Inhomogenitäten zu berücksichtigen. 5 Gradientenpaare sind pro Tag mit einer a-priori Vorgabe von 0.01m auf 10 Grad Elevation in NS- und OS-Richtung ermittelt worden. Die GPS-ZTD's wurden im Rahmen eines piecewise linear Prozesses mit einem a-priori Zwang von 0.5 Metern, einem Markov-Rauschen von 0.02m pro  $\sqrt{h}$  und einer Korrelationslänge von 100 Stunden geschätzt, dies sind allgemein gängige Standardwerte.

Mit GAMIT wurden für die erwähnten 20 Tage in 2001 drei unterschiedliche Lösungen berechnet. Es wurden jeweils unterschiedliche Zwänge bei der GPS-Auswertung mit GAMIT eingeführt und Differenzen mit den jeweiligen Radiosondenmessungen gebildet. Diese Differenzen werden in Anlehnung an die Tabelle 6.6 mit Diff3 bis Diff1 nummeriert:

Station	X-Zwang [mm]	Y-Zwang [mm]	Z-Zwang [mm]
Amun	5	5	8
Belg	1	1	3
Cas1	1	1	1
Dav1	1	1	1
Dum1	1	1	1
Maw1	1	1	1
Mcm4	1	1	3
Ohig	1	1	2
Palm	1	1	1
Smrt	1	1	1
Syog	1	1	2
Vesl	1	1	1

Tabelle 6.5: Strenge A-Priori Koordinatenbereiche

### 1. Diff3

Zur Einschätzung der Auswirkung verschiedener Zwänge wurde zuerst eine GPS-Lösung berechnet, in welchem alle Stationen frei gelassen wurden,

indem ein a-priori Bereich pro Koordinatenkomponente von 100 Metern zugelassen wurde.

## 2. Diff2

Für die zweite Variante wurden fünf GPS-Ankerstationen ausgewählt, deren Koordinaten je nach den jeweiligen Markov-Parameter (siehe Diff1) festgehalten wurden. Die GPS-Stationen sind in Abbildung 6.3 mit den Abkürzungen Eisl, Hrao, Kerg, Lpgs und Tidb dargestellt, die vollständigen Stationsnamen sind im Anhang A.2 zu finden. Die Station Eisl wurde mit 2 Millimeter pro Komponente gezwängt, die anderen Ankerstationen mit jeweils einem Millimeter, da sie qualitativ hochwertiger waren und die Zeitreihen ein geringeres Rauschen aufgewiesen haben. Die Ankerstationen mussten neben einem niedrigen Koordinatenrauschen auch homogen in der Subantarktis verteilt sein, um als Referenz dienen zu können (Schoen u. a., 2001). Die genannten Stationen haben diese Kriterien erfüllt und mit fünf Stationen ist auch der Bereich der Subantarktis adäquat abgedeckt worden, des Weiteren erwiesen sich die meisten anderen Stationen als nicht sicher genug was die lückenlose Aufzeichnung der GPS-Daten angeht und die Qualität der selben. Die restlichen Stationen wurden wieder mit 100 Metern je Komponente frei gelassen. Vor allem die Stationen in der Antarktis sollten bei dieser Variante frei gelassen werden, um die Auswirkungen der äußeren Ankerstationen auf die GPS-Wasserdampfschätzung zu beobachten.

## 3. Diff1

Bei der dritten GPS-Auswertung dieses Teilbereiches wurden alle Stationen streng entsprechend ihrer Qualität gezwängt. Zur Schätzung realistscher Zwänge oder Genauigkeitsbereiche, wurden neben der im Vorfeld beschriebenen Koordinaten und Geschwindigkeiten mit GLOBK/GLORG auch zeitabhängige stochastische Parameter ermittelt, um das Koordinatenrauschen während der Koordinaten- und Geschwindigkeitsschätzung als Random-Walk Prozess abzubilden. Das Resultat der Einführung eines Markov-Prozesses sind realistischere Koordinaten- und Geschwindigkeitselemente samt Standardabweichungen, da zeitabhängige Veränderungen des Koordinatenrauschens hiermit erfasst wurden (King und Bock, 2006). Entsprechend dieser Standardabweichung über den gesamten Auswertzeitraum wurden dann die Zwänge der Referenzstationen gewählt. Die Werte der antarktischen Stationen sind in Tabelle 6.5 angegeben worden.

Die einzelnen GPS-Signalverzögerungen sind dann über den entsprechenden Zeitraum nach bekanntem Schema in Wasserdampfwerte umgerechnet worden. Diese Werte wurden dann wiederum mit den Messungen einzelner Radiosondaufstiege verglichen. Für die Differenzen wurden die GPS-Wasserdampfwerte von den Radiosondenwerten subtrahiert, wenn die Zeitdifferenz der Messungen nicht größer als zwei Stunden war. Im besten Fall lagen pro Tag somit zwei Differenzwerte vor, da Radiosonden nur ein bis zweimal pro Tag gestartet wurden.

Station	Diff1 [mm]	Diff2 [mm]	Diff3 [mm]
Amun	<b>0,35</b>	0,4	0,43
Cas1	<b>0,39</b>	0,44	0,46
Dav1	0,79	0,78	0,78
Dum1	<b>0,19</b>	0,39	0,43
Maw1	0,36	0,36	0,36
Mcm4	2,03	1,93	<b>1,83</b>
Syog	<b>1,47</b>	1,55	1,52

Tabelle 6.6: Differenzen der PW-Werte zwischen GPS-Wasserdampfschätzungen und Radiosondenmessungen

Die durchschnittlichen Differenzen über den Zeitraum der Tage 160 bis 180 sind in Tabelle 6.6 zu sehen. Die Stationen Maw1, Dav1, Syog und Cas1 haben jeweils pro Tag zwei Vergleichswerte geliefert und für die Station Mcm4 standen insgesamt nur sechs Differenzen zur Verfügung, die restlichen zwei Stationen haben einen Wert pro Tag gebildet.

Auf den ersten Blick fallen die geringen Unterschiede der einzelnen Lösungen in Tabelle 6.6 auf. Bei einer angenommenen Genauigkeit der Radiosondenmessung von ca. 2 Millimeter und einer Genauigkeit der GPS-Wasserdampfschätzung von 2 Millimetern Wasserdampfsäule (siehe Kapitel 5.4.1, 5.3.1 und Wang und Zhang (2008)) fallen alle Differenzen in diesen Ungenauigkeitsbereich der beiden Messmethoden. Läßt man diese Signifikanz außer Acht, stellt man fest, dass fast alle Unterschiede gleich sind, lediglich Dum1 wäre hier zu erwähnen. Dort sind die engeren Koordinatenbereiche leicht im Vorteil, insgesamt entsteht auch der Eindruck, dass ein leichter Trend zu den sogenannten festen “Zwängen” besteht. Ein Vergleich der troposphärischen Signalverzögerungen in Zenitrichtung zwischen den genannten GPS-Auswertungen hat auch keine signifikanten Unterschiede ergeben.

In Tabelle 6.7 sind die Stationen aufgeführt worden, deren ZTD-Standardabweichungen sich durch die Einführung neuer Koordinatenbereiche geändert hat. Die meisten Änderungen von lockeren Zwängen (stdloose) über die Einführung von Ankerstationen bis hin zu strengen Zwängen (stdstrong) sind marginal, wie bei Belgrano (Belg) zu beobachten ist. Allerdings zeigen gerade die Stationen mit problembehafteten Höhenkomponenten wie McMurdo (Mcm4) ein niedrigeres Rauschen der Signalverzögerungen bei strengen Zwängen auf. Die Werte resultieren der oben aufgeführten GPS-Auswertung.

Niell u. a. (2001) haben schon hervorgehoben, dass für meteorologische Zwecke die Koordinatenbereiche der Höhenkomponenten eng vorgegeben sein sollten. Auf Grund der leichten Tendenz zu den enger vorgegebenen Koordinatenbereichen und mit der Kenntnis der genauen Entwicklung der Koordinaten werden für die meteorologische Auswertung die sogenannten festen “Zwänge” bevorzugt. Diese These wird auch durch die niedrigere Streuung resp. bessere Ge-

Station	Stdloose [mm]	Stdmedium [mm]	Stdstrong [mm]
Belg	9,4	9.4	9,3
Dum1	2.0	2.0	1.8
Maw1	1.7	1.7	1.6
Mcm4	4.6	4.5	3.9
OHig	2.8	2.8	2.6
Syog	2.9	2.8	2.6
Vesl	2.2	2.2	2.1

Tabelle 6.7: gemittelte Standardabweichungen der Zenitverzögerungen der einzelnen GPS-Realisierungen über 20 Tage (160-180)

naugigkeit der ZTD's mit engen Koordinatenbereichen untermauert.

An dieser Stelle sei noch erwähnt, dass Untersuchungen hinsichtlich des Einsatzes eines einzigen Koordinaten- und Geschwindigkeitssatzes und den Tageslösungen von Koordinaten durchgeführt wurde. Es wurde als für jeden einzelnen Tag aus den Beobachtungen für jede Station ein Koordinatensatz ohne Geschwindigkeiten geschätzt und diese wurde dann als a-priori Koordinaten für die meteorologische Schätzung eingesetzt mit einem entsprechend kleinen Koordinatenbereich, in welchem diese sich bewegen durften. Ziel dieser Untersuchung war der Versuch, im Gegensatz zu den angenommenen linearen Geschwindigkeiten und Modellierungen (z.B. atmosphärische Auflastzeiten, hydrologische Gezeiten etc.) mit einem Koordinatensatz plus Geschwindigkeiten über den gesamten Zeitraum, diese Bewegungen durch tägliche Koordinatenberechnungen aufzufangen und den Einfluss auf die ZTD-Schätzung zu untersuchen. Die Verluste hinsichtlich der Genauigkeit resp. Standardabweichungen eines täglichen Koordinatensatzes im Vergleich zu einer einheitlichen Lösung fielen hier nicht ins Gewicht.

Der Test wurde über den hier aufgeführten Zeitraum durchgeführt, die Tageslösungen wurden anhand der beschriebenen Koordinatenauswertung für jeden Tag anstatt für den gesamten Zeitraum geschätzt. An den einzelnen Tagen wurden dann die Differenzen der beiden ZTD-Lösungen bestimmt. Die Ergebnisse haben gezeigt, dass sich der Einfluss auf die GPS-Wasserdampfschätzung in Grenzen hielt, denn mit 0.33 mm für Belgrano II ist die höchste Durchschnittsdifferenz über den Zeitraum von 20 Tagen nicht signifikant. Allerdings werden im Rahmen dieser Auswertung die neuesten Modelle mit einbezogen und es werden eine genaue Koordinatenreferenz bevorzugt, da die Koordinaten über einen längeren Beobachtungszeitraum eine höhere Genauigkeit und Zuverlässigkeit im Submillimeterbereich aufweisen (siehe Anhang D). Somit werden realistische Zwänge und eine hochgenaue Koordinatenreferenz benutzt, anstatt in gewissen Intervallen von einigen Monaten neue Koordinaten zu rechnen und periodischen Effekten, die nicht weiter definiert werden, so zu berücksichtigen.

### 6.3.2 Elevationsabhängige Betrachtung

Um viele Beobachtungen mit in die Auswertung einfließen zu lassen, ist es wichtig, den Höhenwinkel der Satellitenbeobachtungen so niedrig wie möglich zu setzen. Dies fördert zum einen die Dekorrelation der Parameter Höhe und troposphärische Signalverzögerung. Zum anderen steigert es auch die Sensitivität und Genauigkeit der geschätzten Laufzeitverzögerungen in der Troposphäre, hervorgerufen durch die zusätzlichen Beobachtungen und die bessere Satellitengeometrie zum Zeitpunkt der Beobachtungen (Niell u. a., 2001). Dem stehen aber zusätzliche Fehlereinflüsse gegenüber, die große Wirkung unter niedrigen Elevationswinkeln entfalten. Die stationsabhängigen Fehler wie Mehrwegeeffekte, Variation des Phasenzentrums der GPS-Bodenantenne und Effekte des Nahfeldes an der GPS-Antenne, sowie die durch die Projektionsfunktion verursachten Fehler sind hier die wichtigsten Größen (Tregoning u. a., 1998).

Um Satellitenbeobachtungen auswerten zu können, die unterhalb einer Höhenwinkelmaske von 10 Grad aufgenommen wurden, sind absolute Kalibrierungen der Antennenphasenzentren vonnöten (Menge, 2003). Diese minimieren auch die Wirkung dieser Fehlergröße und sind mittlerweile zum Standard bei IGS-Auswertungen geworden. Durch den Einsatz abgeleiteter Größen aus numerischen Wettermodellen ist die Genauigkeit der Projektionsfunktionen erheblich gesteigert worden (siehe Kapitel 4.3.6). Trotzdem bleiben die Probleme mit Mehrwegeeffekten und dem Nahfeld, so dass die Beobachtungen unterhalb von  $10^\circ$  Höhenwinkel erheblichen negativen Einflüssen unterliegen. Aus diesem Grund wurden in diversen Software-Paketten elevationsabhängige Gewichtungen eingeführt, so dass die Beobachtungen unter niedriger Elevation zwar eingeführt werden, aber nicht so hoch gewichtet werden, wie Beobachtungen von GPS-Satelliten unter einem größeren Höhenwinkel relativ zum Horizont der GPS-Bodenantenne. Das Gewicht wird im Rahmen einer quadratischen Funktion unter anderem mit der Einwirkung der Sinusfunktion des jeweiligen Höhenwinkels gebildet (Jin und Wang, 2004).

Niell u. a. (2001) hat schon den Vorteil aufgezeigt, den die Einführung von GPS-Beobachtungen unter niedriger Elevation für die Schätzung der troposphärischen Zenitverzögerung bringen kann. Der optimale Höhenwinkel ist als Kompromiss zwischen den zusätzlich eingeführten Fehleranteilen bei minimalem Höhenwinkel und der Steigerung der Sensitivität der ZTD-Beobachtungen zu wählen. Auf Grund der absoluten Phasenzentrumskalibrierungen, der elevationsabhängigen Gewichtung, der neuartigen Projektionsfunktionen und auch der Weiterentwicklung in der Stationshardware sollte es möglich sein, Beobachtungen unter niedrigen Elevationen heutzutage mit in die Auswertung einfließen zu lassen. Ältere Auswertungen haben noch 15 Grad als minimalen Höhenwinkel bevorzugt, da der Genauigkeitsgewinn in der Höhen- und Troposphärenschätzung der Fehlerreinführung durch Mehrwegeeffekte u.ä. zu gering war (Johansson u. a., 1998; Ewardson u. a., 1998; Duan u. a., 1995; Rocken u. a., 1995), heutige Auswertungen bevorzugen mindestens einen minimalen Elevationswinkel von 10 Grad (Haase u. a., 2003; Nilsson und Elgered, 2008). Tregoning u. a. (1998) haben für

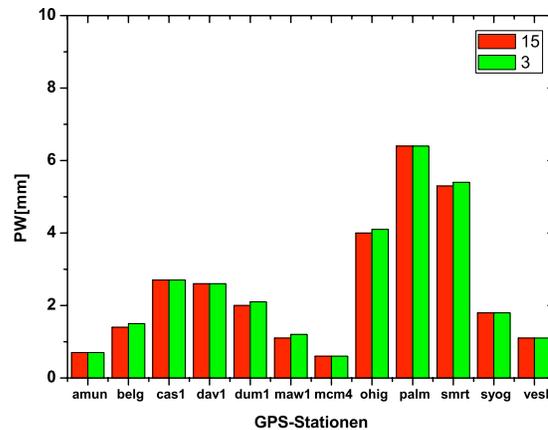


Abbildung 6.11: Vergleich der elevationsabhängigen GPS-Wasserdampfwerte

seine Auswertungen einen optimalen minimalen Höhenwinkel von  $12^\circ$  geschätzt, in dem er bis 10 Grad schrittweise von  $19^\circ$  einzelne Berechnung durchgeführt hat, die PW-Werte mit Wasserdampfradiometrie verglichen hat und die einzelnen ZTD-Standardabweichungen gegenübergestellt hat. In ähnlicher Weise soll im Folgenden vorgegangen werden, um eine optimale Lösung für die Höhenwinkelbegrenzung zu erarbeiten. Tregoning u. a. (1998) sind damals nicht weiter als  $10^\circ$  heruntergegangen, da es stationsspezifische Argumente gab, die dagegen gesprochen haben. Eine individuelle Betrachtung der einzelnen Stationsumgebung bleibt an dieser Stelle aus.

Das Stationsnetz und der Auswertungszeitraum entsprechen den Angaben für die Untersuchung der Koordinatenzwänge. Von Tag 160 bis Tag 180 im Jahr 2001 wurden unter einem minimalen Höhenwinkel von  $15^\circ$  GPS-Wasserdampfwerte pro Station geschätzt und unter einem minimalen Winkel von  $3^\circ$ . In Abbildung 6.11 werden die Ergebnisse gegenübergestellt, um zu analysieren, inwiefern sich durch den Einfluss zusätzlicher Beobachtungen der PW-Wert ändert. Für die Auswertung wurde wie im Vorfeld für die restlichen Untersuchungen auch die elevationsabhängige Gewichtung mit einbezogen und die Vienna Mapping Funktion (VMF) zusammen mit absoluten Kalibrierungen der Phasenzentrumsvariationen benutzt. Die gegenübergestellten Werte sind Mittelwerte über den Zeitraum von 20 Tagen.

Es ist zu beobachten, dass sich die beiden Wasserdampfschätzungen auf keiner einzigen Station signifikant unterscheiden. Dies unterstreicht die These, dass Beobachtungen bis zu drei Grad Elevation mit in die Auswertung eingeführt werden können, ohne eine Verschlechterung der Ergebnisse herbeizuführen. Wenn Veränderungen im Wasserdampfgehalt zu beobachten wären, dann wären diese höchstwahrscheinlich künstlich herbeigeführt worden durch Qualitätsprobleme

Tabelle 6.8: Vergleich Radiosondenmessung und elevationsabhängiger GPS-Beobachtungen

Stationen	Amun	Cas1	Dav1	Dum1	Maw1	Mcm4	Syog
Diff. [mm] 3 Grad	0.38	0.42	0.85	0.32	0.37	1.73	1.50
Diff. [mm] 15 Grad	0.37	0.55	0.97	0.34	0.35	1.75	1.43

der GPS-Signale oder Veränderungen in der Satellitengeometrie, die sich in einer bestimmten Art und Weise auf die Beobachtungen auswirken können. Wenn im Durchschnittswert keine Veränderungen zu beobachten sind, sind somit keine weiteren Probleme aufgetaucht.

Um eventuelle Veränderungen auf Grund des Wechsels in der Höhenwinkelmaske aufzudecken, sind die beiden Ergebnisse mit Radiosondenmessungen in Tabelle 6.8 verglichen worden. Je nach Zeitpunkt des jeweiligen Aufstieges der Radiosonden pro Tag gab es eine unterschiedlich Anzahl von Vergleichswerten, das Spektrum reicht von 18 Werten bei McMurdo (Mcm4) bis 43 Vergleichswerte bei Syowa (Syog). Bei den meisten Stationen ist keine Veränderung der Differenzwerte festzustellen, lediglich bei Casey ist eine Veränderung von 0.55 mm auf 0.42 mm berechnet worden, auch bei Davis scheint die Differenzänderung etwas höher als bei den restlichen Stationen zu sein. Insgesamt lässt sich durch diesen Vergleich mit Radiosondenmessungen aber feststellen, dass die Wasserdampfwerte im Durchschnitt unabhängig von der minimalen Elevation in einem bestimmten Verhältnis zu den Radiosondenwerten stehen.

Um nun noch eine höhere Sensitivität oder eine bessere Genauigkeit auf Grund der Mehrzahl an Beobachtungen feststellen zu können, wurde für den besagten Zeitraum pro antarktische GPS-Station die durchschnittlich ZTD-Standardabweichung berechnet und in Tabelle 6.9 aufgelistet. Die Stationen Scott-Amundsen (Amun) und Belgrano II (belg) zeigen hier die größten Unterschiede auf, da sie sich um 1 Millimeter resp. um 0.6 Millimeter verbessern. Die Unterschiede der Standardabweichungen bei den übrigen Stationen pendeln zwischen 0.4 mm und 0 mm. Die niedrigsten Veränderungen sind bei McMurdo, O'Higgins (OHig) und Syowa zu beobachten. Dies lässt vermuten, dass sich mit abnehmendem Höhenwinkel die Beobachtungsanzahl und deren Verhalten nicht verändert hat. Es kann damit zusammenhängen, dass z.B. keine Beobachtungen ab einem Höhenwinkel von  $10^\circ$  hinzugekommen sind. Eine genauere Qualitätsanalyse der GPS-Signale wird aber im nächsten Kapitel vorgenommen werden. Bei den meisten Stationen ist aber eine erhöhte Genauigkeit in Form der veränderten Standardabweichung zu beobachten, so dass auch eine höhere Sensitivität wie bei Niell u. a. (2001) bescheinigt werden kann.

Zusammenfassend lässt sich anhand der Vergleich mit den Radiosondenmessungen und der Gegenüberstellung der verschiedenen Wasserdampfergebnisse samt Standardabweichung der troposphärischen Signalverzögerung in Zenitrichtung

Tabelle 6.9: Durchschnittliche Standardabweichungen der Zenitverzögerungen bei 3 und 15 Grad Höhenwinkel

Stationen	Amun	Belg	Cas1	Dav1	Dum1	Maw1	Mcm4
std [mm] 3 Grad	2.0	9.3	1.3	1.4	1.8	1.6	3.9
std [mm] 15 Grad	3.0	9.9	1.7	1.6	2.2	1.9	4.0
Stationen	Palm	OHigh	Smrt	Syog	Vesl		
std [mm] 3 Grad	1.5	2.6	6.5	2.6	2.1		
std [mm] 15 Grad	1.9	2.6	6.8	2.7	2.3		

herausstellen, dass die Beobachtungen von Satelliten in Horizontnähe ein Gewinn für den troposphärischen Auswertungsprozess sind und keine signifikanten negativen Einflüsse haben. Für die troposphärische Auswertung werden somit Satellitenbeobachtungen bis zu einem Höhenwinkel von drei Grad über dem Horizont der GPS-Bodenantenne eingeführt.

### 6.3.3 Projektionsfunktionen

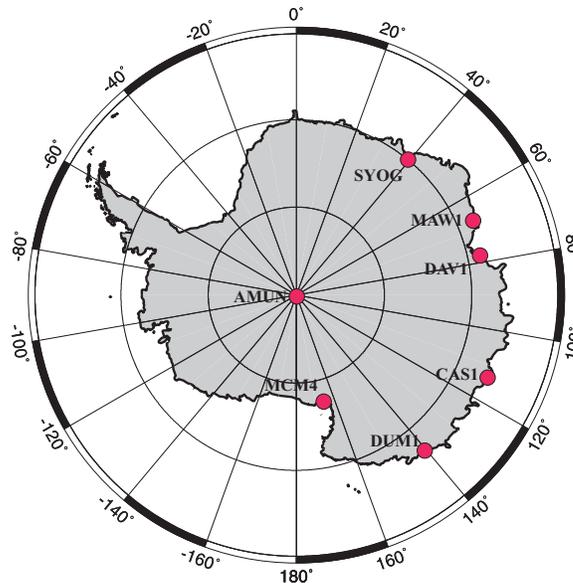


Abbildung 6.12: Untersuchte GPS-Stationen in der Antarktis

In Kapitel 4.3.6 sind verschiedene Projektionsfunktionen aufbauend auf dem Modell nach Marini (1972) vorgestellt worden. Die neuesten Entwicklungen beinhalten atmosphärische Informationen aus numerischen Wettermodellen um die Signalabweichung in Abhängigkeit der jeweiligen Elevation berechnen zu können. Dies ist gerade für die extremen Regionen in hohen Breiten sehr von Vorteil, da sich anhand der bisherigen Standardmodelle wie die Niell Mapping

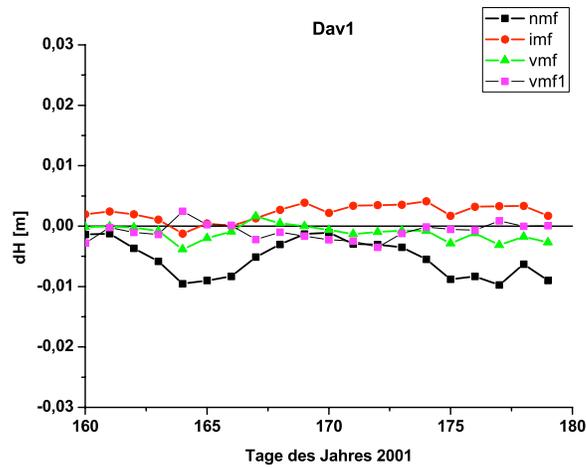


Abbildung 6.13: Einfluss unterschiedlicher Projektionsfunktionen auf die Höhenkoordinate der Station Davis bei identischer Beobachtungsgewichtung

Function größere Abweichungen für Satellitenbeobachtungen unter einem niedrigen Höhenwinkel relativ zum Horizont der GPS-Bodenantenne ergeben haben. Kapitel 4.3.6 stellt außerdem mehrere Untersuchungen vor, die den Vorteil der neueren Projektionsfunktionen für den Einsatz in höheren Breiten unterstrichen haben. Nichtsdestotrotz werden die neueren Funktionen im Vergleich zu den standardisierten Funktionen analysiert, um den Vorteil für diese Arbeiten darstellen zu können.

Wie bereits in den vorherigen Untersuchungen wurden auch in diesem Fall für das gesamte Stationsnetz die Tage 160 bis 180 in 2001 ausgewertet. Die Berechnungen wurden vier Mal mit unterschiedlichen Projektionsfunktionen nach Niell (Niell (2001), Niell (1996)) und der TU Wien (Boehm u. a. (2006)) wiederholt. Die Einstellungen in Tabelle 6.3 wurden überwiegend übernommen. Die a-priori Koordinaten wurden mit Standardabweichungen bzw. mit den in Tabelle 6.5 dargestellten Koordinatenbereichen festgehalten. Speziell für diese Auswertungen wurden die Phasenbeobachtungen identisch und nicht elevationsabhängig gewichtet, um gerade den Einfluss der Beobachtungen unter niedriger Elevation auf die Ergebnisse beurteilen zu können.

Wie auch in den vorherigen Vergleichen mit Radiosondenmessungen der antarktischen Stationen sind die Stationen in Abbildung 6.12 anhand der vorhandenen Radiosondenmessungen untersucht worden, um die Unterschiede der Projektionsfunktionen mit einer unabhängigen Methode validieren zu können. Exemplarisch werden die Ergebnisse anhand der GPS-Station Davis dargestellt, da sie die erzielten Resultate ausreichend widerspiegelt.

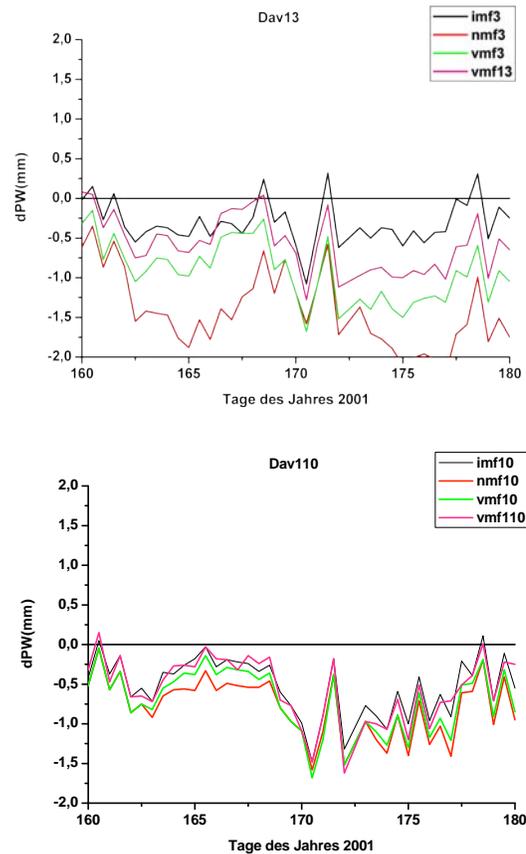


Abbildung 6.14: Radiosondenvergleich der Projektionsfunktionen bei Davis

Um den Einfluss der Beobachtungen in niedrigen Elevationen zu untersuchen, wird die Schätzung einmal mit einem Elevationswinkel von  $3.3^\circ$  und einmal mit einem Elevationswinkel von  $10^\circ$  durchgeführt. Abbildung 6.13 zeigt die Höhenunterschiede in Abhängigkeit der Tage des Jahres 2001 auf. Wenn der Fehlereinfluss bei niedriger Elevation ähnlich wäre wie unter einer höheren Elevation, dürften sich die Höhen nicht stark unterscheiden, somit würden normalerweise keine Differenzen entstehen und im Umkehrschluss sind die Differenzen umso größer je ungenauer die Funktionen sind. Anhand des Diagrammes in Abbildung 6.13 wird ersichtlich, dass die Projektionsfunktionen basierend auf numerischen Wettermodellen geringere Höhenunterschiede verursachen, als im Vergleich die Niell Mapping Function. Die NMF weist teilweise Differenzen im Betrag von einem Zentimeter auf, die VMF liegt im Durchschnitt bei 1-2 Millimeter, die IMF bei 4-5 Millimeter und die VMF1 zeigt die geringsten Differenzen. Das führt zu dem Schluss, dass die NWM-basierten Funktionen einen geringeren Fehlereinfluss für Beobachtungen niedriger Elevation hervorrufen und die VMF1 die optimale Projektionsfunktion mit den geringsten Fehlereinflüssen auf die Höhenschätzung ist.

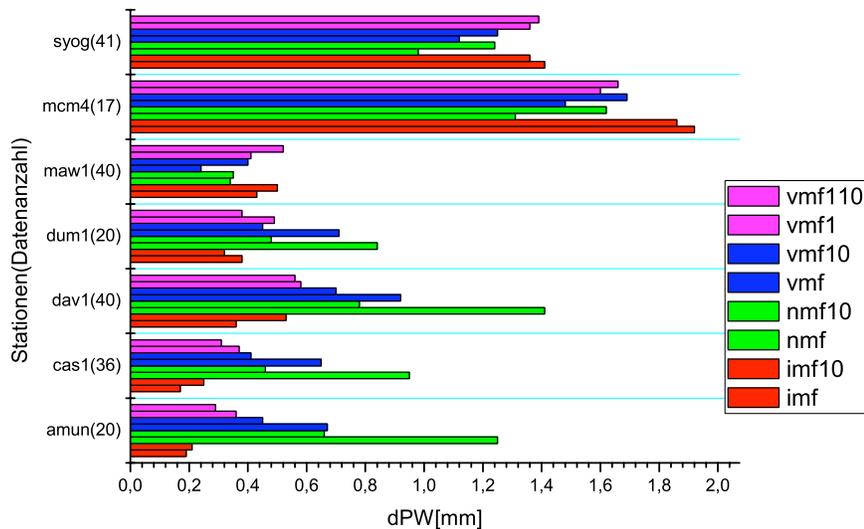


Abbildung 6.15: Vergleich der aus Radiosondenmessungen berechneten mit denen aus GPS bestimmten Wasserdampferten

Verstärkt wird dieser Eindruck durch die Ergebnisse in Abbildung 6.14. Im oberen Diagramm sind die Differenzen des ausfällbaren Wasserdampfes aus GPS-Daten und Radiosondenmessungen der Station Davis ( $PW_{radio} - PW_{GPS}$ ) für den genannten Zeitraum bei einer Mindestelevation von drei Grad in Millimetern abgebildet und im unteren Diagramm bei einer Mindestelevation von 10 Grad. Pro Tag standen auf Grund der Anzahl der Radiosondenmessungen zwei Differenzen zur Verfügung. Der Hintergrund dieser Berechnung liegt darin, dass bei einem geringeren Fehlereinfluss die Differenz zu den Radiosondenmessungen am niedrigsten sein muss. Auf Anhieb fällt auf, dass mit Ausnahme der IMF-Werte, die Unterschiede bei niedriger Elevation größer werden. Der Fehlereinfluss der NMF bei niedriger Elevation nimmt am stärksten zu. Bei einer Elevation von drei Grad wachsen die Werte bis auf 2 Millimeter an, im Vergleich dazu resultierten bei der IMF 0,8-0,9 Millimeter als Differenzen, bei der VMF1 bei 1,3 Millimeter und bei der VMF 1,5 Millimeter. Bei der IMF hat es den Anschein, dass die Differenzen sogar abnehmen im Vergleich zu den 10°-Werten. Ansonsten wird noch deutlich, dass bei einer geringeren Elevation der Fehlereinfluss zunimmt. Zusammenfassend kann aber beobachtet werden, dass die Funktionen basierend auf numerischen Wettermodellen eine geringere Zunahme der Differenzen zu den Radiosondenwerten liefern als die NMF.

Schließlich wurden in Abbildung 6.15 die durchschnittlichen Unterschiede über den Zeitraum von 20 Tagen (Tag 160-180 in 2001) zu den Radiosondenmessungen für alle Stationen, die auch Radiosondenmessungen anbieten, als Balkendiagramm aufgeführt. In Klammern hinter den jeweiligen Stationsabkürzungen

wurde die Vergleichsanzahl angegeben, die Unterschiede begründen sich durch ein- oder zweimaliges Aufsteigen von Radiosonden pro Tag bzw. eventuelle Datenausfälle. Die Stationen Syowa und McMurdo sind nach intensiver Betrachtung aus der Interpretation ausgeschlossen worden, da Syowa keine Daten unterhalb 15 Grad Elevation aufzeichnet und McMurdo massive Signalprobleme bei Aufzeichnungen unter niedriger Elevation hat. Dementsprechend sind kaum Unterschiede zwischen 3 und 10 Grad zu beobachten bzw. wenn, dann sind sie nicht durch die Projektionsfunktion zu begründen.

Die restlichen fünf Stationen unterstützen die Hypothese, dass nwm-basierte<sup>3</sup> Projektionsfunktionen die tatsächliche Situation der polaren Breiten besser beschreiben als konventionelle Funktionen wie die NMF. Der obere Balken ist jeweils die Differenz der unter einem minimalen Höhenwinkel von 10 Grad durchgeführten GPS-Beobachtungen zu den Radiosondenmessungen und der untere Balken gibt die 3 Grad Beobachtungen bzw. deren Differenzen zu den Radiosondenmessungen wieder. Die Differenzen der Niell Mapping Function sind bei einem Wechsel des Elevationswinkels bei vier von fünf Stationen am größten und im Gegensatz dazu die Differenzen absolut wie relativ bei einem Wechsel des Elevationswinkels der nwm-basierten Funktionen am geringsten. Die geringsten Unterschiede zu den Radiosondenmessungen erzielten die VMF1 und die IMF. Des Weiteren wurden für diese Funktionen auch die geringsten Einflüsse des Wechsels des Elevationswinkels beobachtet.

Berücksichtigt man nun die Ungenauigkeiten in den Radiosondenmessungen aus Kapitel 5.3.1, mögen die Unterschiede in den Projektionsfunktionen aus numerischen Wettermodellen im Differenzvergleich nicht signifikant sein. Nichtsdestotrotz sind klare Tendenzen in den Vergleichen Radiosonde - GPS zu beobachten. Auch die Höhenänderungen lassen nur den Schluss zu, dass die IMF oder die VMF1 die idealen Projektionsfunktionen sind bzw. die antarktische Atmosphäre einigermaßen adäquat berücksichtigen. Darauf aufbauend und auf Grund der Ergebnisse in der Literatur wird die VMF1 für die weiteren Auswertungen herangezogen, da sie die besten Ergebnisse liefern wird (Boehm und Schuh, 2004).

### 6.3.4 Gezeiten

Die Einflüsse der Gezeiten der festen Erde und der Auflasteffekte auf die hochpräzise GPS-Auswertung und ihre aktuellsten Modellierungen wurden bereits in Kapitel 4.3.7 ausführlich dargelegt. Gezeitenabhängige Effekte wirken sich vor allem auf die Schätzung der GPS-Höhen aus, welche wiederum stark mit den troposphärischen Signalverzögerungen korreliert und somit bedeutend für die meteorologische Nutzung des GPS sind. King u. a. (2005) hat aus dem Modell für Ozeangezeiten CATS02.01 vertikale Erhebungen für das Gebiet der Antarktis berechnet und als Isolinien in Millimetern dargestellt (Abb. 6.16). Die

---

<sup>3</sup>Numerisches Wettermodell

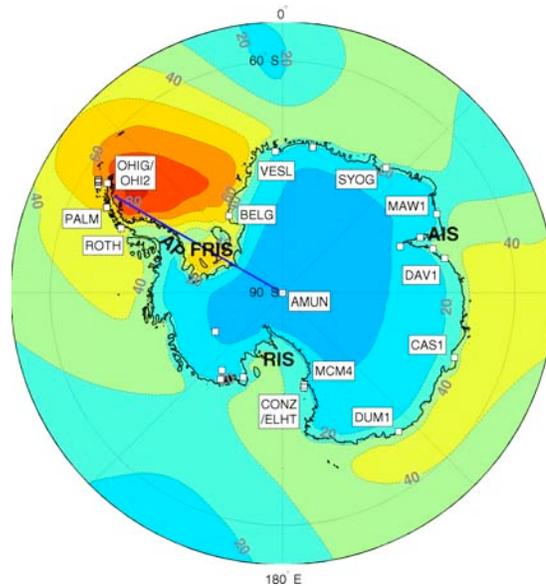


Abbildung 6.16: Auswirkung der Auflasteffekte durch Ozeangezeiten in der Antarktis

größten Auswirkungen sind am nördlichen Rand der antarktischen Halbinsel mit bis zu 80 Millimeter zu erkennen, während sie innerhalb des Kontinentes kaum noch Auswirkungen haben. Diese Maxima strahlen bis in die Weddellsee aus. An der Küste der Ostantarktis hat der Autor Auflasten zwischen 20 und 40 Millimeter errechnet. Gerade bei GPS-Küstenstationen ist folglich eine exakte Modellierung der Auflasteffekte von großer Bedeutung, um eine präzise Auswertung zu ermöglichen.

Tabelle 6.10: Beobachtungsgrenzen der Gezeitenmodelle

Modell	Beobachtungsgrenzen
CSR3	$78^{\circ} S - 90^{\circ} N$
CSR4	$78^{\circ} S - 90^{\circ} N$
FES2004	$86^{\circ} S - 90^{\circ} N$
GOT00.2	$86^{\circ} S - 90^{\circ} N$
CADA0010	$86^{\circ} S - 58^{\circ} S$
TPXO.6	$86^{\circ} S - 90^{\circ} N$

In Tabelle 6.10 werden Ozeangezeitenmodelle samt Breitenbegrenzungen der eingeführten Altimeterbeobachtungen aufgelistet. Es wird ersichtlich, dass für abgelegene Regionen wie die Antarktis oder der Arktis keine Beobachtungen in die Modelle eingegangen sind. Hinzu kommt noch, dass nach King u. a. (2005) zusätzliche Pegelmessungen und bathymetrische Messungen für diese Regionen selten vorhanden sind. In den Modellen ist die antarktische Küstenlinie bzw. die Gründungszone bei Eisschelfen ungenau definiert, welches eine exakte Ge-

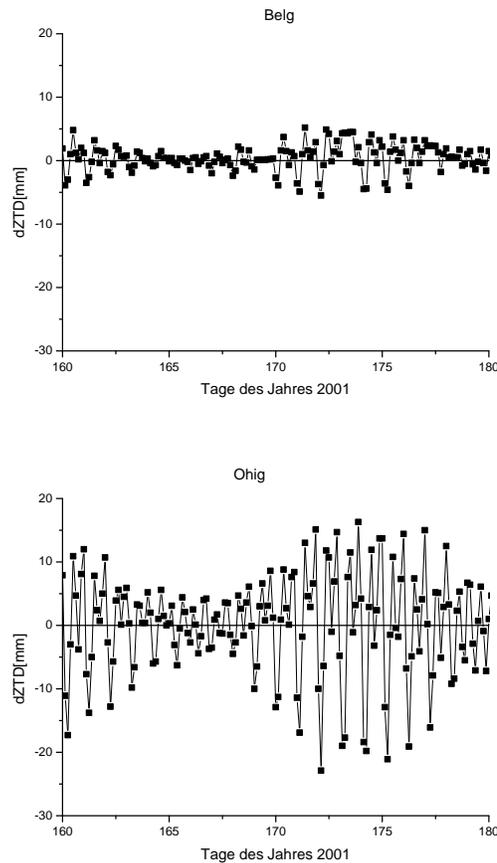


Abbildung 6.17: Auswirkung der Auflasteffekte durch Ozeangezeiten auf GPS-ZTD-Schätzungen

zeitenberechnung zusätzlich erschwert. Nach King und Padman (2005) liegt die kombinierte Genauigkeit<sup>4</sup> der Ozeangezeitenmodelle aus einem Vergleich mit Tide-Gauge-, GPS- und Gravimeter-Messungen in der Antarktis somit bei 6-7 Zentimetern bei den besten Modellen, im Gegensatz dazu werden in den eisfreien Flächen 2 bis 3 Zentimeter erreicht. Diese Genauigkeitsunterschiede wirken sich natürlich dementsprechend auf die Berechnung der Auflasteffekte im Zuge der GPS-Auswertung aus. Auf Grund der ungenaueren Modelle und der angesprochenen Größenordnungen dieser Einflussgröße ist eine genauere Betrachtung der aufgeführten Modelle mit Fokus auf die Antarktis unabdingbar.

King und Padman (2005) hat die in Tabelle 6.10 aufgezeigten Modelle auf ihren Nutzen in der Antarktis mit direkten GPS- und Pegel-Messdaten verglichen. Die Modelle CSR3/4 sind bedingt und GOT00.2 ist für antarktische Regionen nicht geeignet, da diese Modelle zu große Abweichungen ( $> 30\text{cm}$ ) von den aktuellen Gezeitenbedingungen aufgewiesen haben. In Eisschelf-Regionen hat sich das

<sup>4</sup>Root Mean Square aus einer Kombination der Elemente  $M_2, S_2, O_1, K_1$

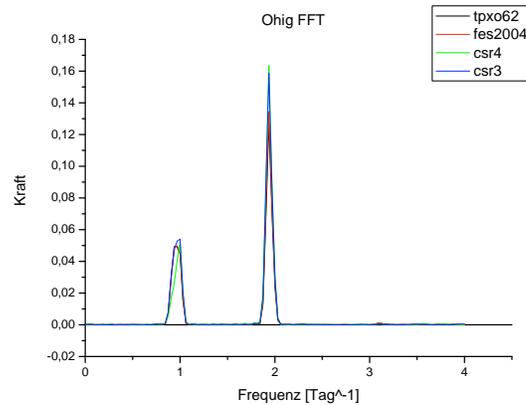


Abbildung 6.18: Untersuchung der ZTD-Differenzen mittels Fast-Fourier-Transformation

lokale Model CADA00.10 als geeignet erwiesen und für die übrige Antarktis haben die Modelle FES2004 und TPX0.6.2 die besten Ergebnisse erzielt.

In Abbildung 6.17 sind Differenzen dargestellt, welche aus troposphärischen Signalverzögerungen in Zenitrichtung kurz ZTD's einerseits mit Modellierung der Auflasteffekte und andererseits ohne Modellierung dieser Effekte für die antarktische Stationen O'Higgins und Belgrano II für die Tage 160 bis 180 des Jahres 2001 mit der in Kapitel 6.3.3 erwähnten Strategie berechnet worden sind. Die Auflasteffekte wurden mit Hilfe des FES2004-Modells berechnet. Bei beiden Stationen ist deutlich zu sehen, dass sich diese Effekte auf die Signalschätzung auswirken. O'Higgins liegt am nördlichen Ende der antarktischen Halbinsel und weist mit 15 - 18 Millimeter die stärksten Effekte auf. Belgrano liegt südlich des Weddell-Meeress und wird für die Modellierung von Auflasteffekten als problematisch angesehen, da es in der Nähe Eisschelfe gibt, welche die Modellierung problematisch machen. Hier sind gedämpftere Auswirkungen zu beobachten, jedoch werden auch hier knapp 5-8 Millimeter erreicht.

Deutlich zu erkennen sind die periodischen Effekte der Partialtide, teilweise täglich und ansatzweise auch die 30 Tage dauernde Partialtide  $M_m$ , welche durch den Mond verursacht wird. In Abbildung 6.18 sind noch Untersuchungen mittels der Fast-Fourier-Transformation für O'Higgins unternommen worden, um zum einen die Auflasteffekte den einzelnen Partialtiden zuordnen zu können und andererseits die einzelnen Modelle auf ihre Auswirkung miteinander vergleichen zu können. Die täglichen und halb-täglichen Partialtide treten mit deutlicher Energie zu Tage. Die getesteten Modelle sind in Anhang C dargestellt als Differenzen ( $ZTD(\text{mitModell}) - ZTD(\text{ohneModell})$ ) mit samt Standardabweichungen und es wird ersichtlich, dass kein signifikanter Unterschied erkennbar ist, so dass gestützt auf die Untersuchungen von King u. a. (2005) das Modell tpxo.6.2 zur Gezeitenmodellierung bzw. für die Berücksichtigung

der Auflasteffekte im Rahmen dieser Arbeit benutzt wird.

## 6.4 Zusammenfassung

In diesem Kapitel wurde ein eigener Koordinatenreferenzrahmen geschätzt und Untersuchungen hinsichtlich einer geeigneten Projektionsfunktion, des geeigneten minimalen Höhenwinkels, der idealen Koordinatenzwänge und des richtigen Gezeitenmodells durchgeführt. In Tabelle 9 sind die Ergebnisse zusammenfaßt. Die Untersuchungen wurden vor allem unter dem Gesichtspunkt durchgeführt, dass der Fokus der Auswertung sich auf die Antarktis und ihre Eigenschaften bezieht, vor allem unter dem Aspekt, dass sich bewegende GPS-Stationen wie der Südpol mit in die Auswertung einbezogen werden, da der Großteil des antarktischen Kontinentes von einem Eisschild bedeckt wird. Am

Tabelle 6.11: Zusammenfassung der Einstellungen zur troposphärischen Auswertung

<b>Einstellungen</b>	<b>gewählte Optionen</b>
Koordinaten	Eigener Referenzrahmen
Zwänge	Feste Koordinatenbereiche
Elevation	3°
MF	VMF1
Gradienten	5 pro Tag
Gezeiten	TPXO6.2

Anfang des Kapitels wurde die Koordinaten- und Geschwindigkeitsberechnung aus den GPS-Beobachtungen der Jahre 2000 und 2001 mit GAMIT und GLOBK vorgestellt. Die Koordinaten wurden aus einer globalen Schätzung eines eigenen Referenzrahmens heraus bestimmt und dienten als Grundlage der weiteren troposphärischen Auswertung. Auf Grund der Aufteilung der Koordinatenschätzung in einzelne Prozessschritte und der darin enthaltenen Qualitätsanalyse sind die benötigten Werte mit einer Genauigkeit im Millimeterbereich bestimmt worden. Die Gründe zur Koordinatenbestimmung lagen neben der Notwendigkeit einer hochgenauen Referenz in Stationen, für die keine Koordinaten im IGS-Referenzrahmen vorlagen.

Des Weiteren wurden für die kritischen Einflüsse bei der Auswertung einzelne Vergleiche mit Radiosondenmessungen durchgeführt, damit die richtige Wahl für das Einsatzgebiet erfolgen konnte. Anhand eines Vergleiches über 20 Tage im Jahr 2001 haben sich die festen Koordinatenzwänge als die bessere Wahl herausgestellt, um die Abgrenzung bei der Auswertung zu den anderen Fehlerkomponenten herzustellen. Dies wurde auch dadurch möglich, da unter stochastischer Berücksichtigung des Koordinatenrauschens realistische Standardabweichungen geschätzt wurden, welche dann als Basis bei der Herleitung des

Bereiches, in welchen die Koordinaten gezwängt wurden, gedient haben. Für die troposphärische Auswertung hat sich auch die Einführung eines niedrigen Elevationswinkels von drei Grad als unproblematisch herausgestellt, da die einwirkenden Fehlereinflüsse durch genaue Berücksichtigung in ihrer Wirkung minimal gehalten werden konnten.

In einem Vergleich verschiedener konventioneller und neuartiger Projektionsfunktionen haben sich für die Ableitung der Signalverzögerung zu einem niedrigeren Höhenwinkel die Projektionen als geeignet erwiesen, die auf numerischen Wettermodellen basierten. Unter ihnen wurde die VMF1 als ideal erachtet. Letztendlich haben auch Vergleiche aus der Literatur dafür gesorgt, dass das TPXO6.2 Gezeitenmodell zur Herleitung der Auflasteffekte herangezogen wurde. Bei der Koordinatenherleitung wurde das Model CSR3 verwendet, um keine zu großen Unterschiede zu den globalen Auswertungen zu verursachen, die letztendlich bei der Bestimmung des Referenzrahmens mit dem globalen Kalmanfilter herangezogen wurden. Um Inhomogenitäten seitens der Atmosphäre bei der GPS-Auswertung berücksichtigen zu können, wurden pro Tag jeweils 5 Gradientenpaare mit einem Zwang von einem Zentimeter bei 10 Grad Elevation in NS- und OW-Richtung mitgeschätzt. Diese Inhomogenitäten beeinflussen die Bestimmung der Stationskoordinaten negativ und ihre Berücksichtigung verbessert somit auch die Bestimmung der troposphärischen Laufzeitverzögerungen (Meindl u. a., 2003). Die Zenitverzögerungen wurden mit einem Zwang von 50 Zentimeter geschätzt und im Rahmen des benutzten stückweise linearen Schätzprozess wurde eine Variation von  $0.02 \frac{m}{\sqrt{h}}$  angenommen bei einer Korrelationslänge von 100 Stunden.

Im nächsten Kapitel werden nun die Ergebnisse vorgestellt, die man auf Grund der hier ermittelten Strategie erhalten hat. Diese Wasserdampfzeitreihen werden methodisch beleuchtet und in ihrem jeweiligen meteorologischen Hintergrund eingeordnet. Schließlich folgt die Validierung mit Hilfe der Radiosondenmessungen, um insgesamt feststellen zu können, inwieweit sich das bodengebundenen GPS-Systeme zur Sondierung des Wasserdampfgehaltes in der Antarktis nutzen lassen.

## Kapitel 7

# Ergebnisse der GPS-basierten Wasserdampfschätzung

Im Rahmen dieses Kapitels sollen die Ergebnisse der GPS-Auswertung hinsichtlich des ausfällbaren Wasserdampfes dargestellt werden. Die Strategie bzw. die Auswertemethodik wurde im letzten Kapitel dargelegt, der Auswerteprozess wurde samt Genauigkeitsbetrachtung in Kapitel 5.4 eingehender erläutert. Nachdem einige Anmerkungen zur Auswertung und zur Bereinigung der Zeitreihen gemacht werden, werden die Zeitreihen hinsichtlich regionaler Unterschiede intensiver betrachtet.

### 7.1 Auswertung

Um aus den letztendlich geschätzten Wasserdampfwerten eine aussagekräftige Zeitreihe erstellen zu können, bedarf es einiger qualitativer Untersuchungen. Diese fingen schon bei der troposphärischen GPS-Auswertung an. Der in Kapitel 6.2.1 und in A.1.1 angesprochene NRMS-Wert sollte nach einer erfolgreichen GPS-Auswertung zwischen 0.18 und 0.25 liegen, ab 0.4 wurde eine Fehleranalyse durchgeführt und die problematischen GPS-Daten aus der Auswertung herausgenommen.

Nach der erfolgreichen, im letzten Kapitel beschriebenen, GPS-Auswertung und der Konvertierung der Signalverzögerungen in den Wert des ausfällbaren Wasserdampfes wurden pro Tag 3 Stunden Werte auf eine Zeitreihe für die Jahre 2000 und 2001 aufgetragen. Zu diesem Zweck mussten, wie in Kapitel 5.4 beschrieben, für die ZHD-Modellierung der Luftdruck hinzugezogen werden und für den Konversionsfaktor die Temperatur. Beides wurde aus der Datenbank des British Antarctic Survey <sup>1</sup> für die jeweiligen antarktischen Forschungsstationen extrahiert. Diese meteorologischen Daten wurden in der Regel alle drei Stunden aufgenommen, bei Datenlücken bis zu neun Stunden wurden die fehlenden Werte interpoliert. Die meteorologischen Werte der Forschungsstationen Scott-Amundsen, McMurdo und Palmer wurden nur alle sechs Stunden aufge-

---

<sup>1</sup><http://www.antarctica.ac.uk/met>

zeichnet. Demzufolge wurden Daten bei einer Datenlücke bis zu 12 Stunden interpoliert und die ausgewerteten GPS-PW-Daten können für den jeweiligen Tag nur alle sechs Stunden geschätzt und auf die Zeitreihe aufgetragen werden.

Die Luftdruckwerte wurden von der Höhe über dem mittleren Meeresspiegel der meteorologischen Station auf die Höhe der GPS-Station mit Hilfe der barometrischen Höhenformel umgerechnet. Der hydrostatische Anteil an der Signalverzögerung ZHD wurde nach dem Saastamoinen-Modell berechnet. Aus dem berechneten feuchten Anteil wurde dann mit Hilfe des Konversionsfaktors der Wasserdampfwert berechnet. Die Berechnung des Konversionsfaktors nach Schueler (2001) wurde ebenfalls in Kapitel 5.4 ausführlich dargelegt. Zu guter Letzt sind bei der PW-Berechnung noch die Datenlücken festgestellt worden, bevor aus diesen Werten die Zeitreihen erstellt wurde.

Danach wurden die Ausreißer der Zeitreihen per Augenschein detektiert. Wenn kein Grund ersichtlich wurde, wurden die Werte beibehalten, ansonsten verworfen. Mögliche Fehlerquellen konnten dabei die meteorologischen Eingangsparameter darstellen oder eben fehlerhafte Signalverzögerungen auf Grund schlechter GPS-Signalqualitäten, die sich nicht in der Gesamtauswertung an dem jeweiligen Tag bemerkbar gemacht haben.

## 7.2 Ergebnisse

### 7.2.1 Gesamtbetrachtung

Tabelle 7.1: Durchschnittliche Standardabweichung der Einzelmessung der ZTD's über den gesamten Auswertzeitraum

	<b>Amun</b>	<b>Belg</b>	<b>Cas1</b>	<b>Dav1</b>	<b>Dum1</b>	<b>Maw1</b>
$\bar{\sigma}_{ZTD}$ [mm]	2.14	4.52	1.12	2.85	1.84	1.74
	<b>Mcm4</b>	<b>Palm</b>	<b>OHig</b>	<b>Smrt</b>	<b>Syog</b>	<b>Vesl</b>
$\bar{\sigma}_{ZTD}$ [mm]	6.59	1.66	3.08	3.80	3.89	2.57

In Tabelle 7.1 sind die gemittelten Standardabweichungen der ZTD-Schätzung aus GAMIT zu sehen. Geschätzt wurden diese aus dem stückweise linearen Verfahren heraus im Rahmen der Ausgleichung mit den schon erwähnten Einstellungen. Somit stand neben dem jeweiligen ZTD-Wert auch eine Standardabweichung alle drei Stunden zur Verfügung, diese Standardabweichungen wurden über den gesamten Zeitraum gemittelt und in der Tabelle entsprechend dargestellt.

Die höchste Standardabweichung ist für die Station McMurdo mit 6.6 Millimeter zu verzeichnen, auf die Gründe wird bei der stationsspezifischen Betrachtung in diesem Kapitel eingegangen werden. Die niedrigste Standardabweichung wurde mit 1.1 Millimeter bei Casey geschätzt, dies spiegelt auch die gute Signalqualität

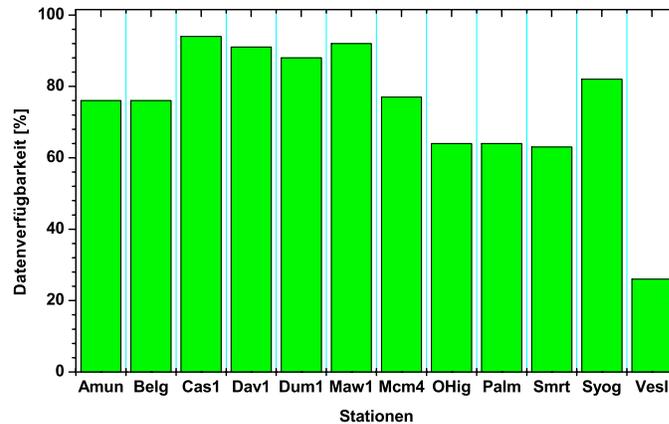


Abbildung 7.1: Datenverfügbarkeit über den gesamten Auswertzeitraum je Station

und die ausreichende Anzahl an Beobachtungen dieser Station wider. Insgesamt läßt sich an dieser Stelle festhalten, dass die geforderte Standardabweichung von 9 Millimeter in Kapitel 5.4 an allen Station erfüllt wurde und an dieser Stelle weiterhin von einer mittleren Genauigkeit der GPS-Wasserdampfschätzung im Rahmen von 1 bis 2 Millimeter ausgegangen werden kann.

In Abbildung 7.1 ist die Datenverfügbarkeit der letztendlich ausgewerteten Wasserdampfdaten der einzelnen Stationen dargestellt. Auf den ersten Blick fällt der große Datenverlust bei der Station Sanae (Vesl) auf. Dies hat seine Begründung in der fehlenden Messung der meteorologischen Größen. In Abbildung 6.2 in Kapitel 6.1 ist die relativ gute Verfügbarkeit der GPS-Daten erkennbar, aber Luftdruck und Temperatur wurden erst ab Ende 2001 gemessen und standen nicht für diese Auswertungen zur Verfügung. Eine 30 Kilometer entfernte automatische Wetterstation ist zur Auswertung herangezogen worden, aber auch hier beeinflussten große Datenausfälle die Auswertung, so dass im Endeffekt nur 26% der maximal möglichen Daten zur Verfügung standen.

Die Stationen der antarktischen Halbinsel San Martin, Palmer und O'Higgins sind auch von Datenverlusten gekennzeichnet. Bei Palmer waren hierfür weitestgehend die fehlenden meteorologischen Größen verantwortlich, bei den anderen beiden Stationen sind große Ausfälle in der GPS-Datenaufzeichnung die Gründe. Für alle anderen Stationen standen nach der kompletten Auswertung mindestens 76% der maximalen Datenanzahl zur weiteren Interpretation bereit.

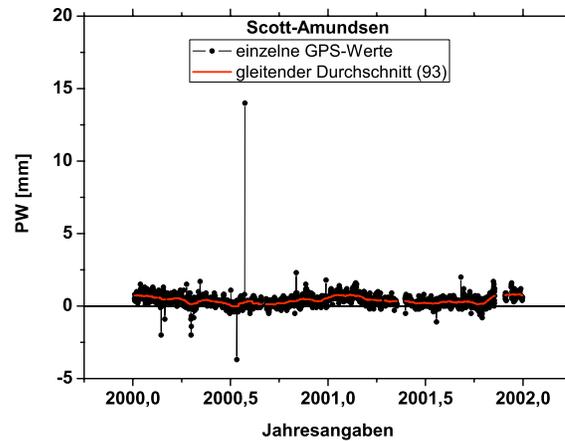


Abbildung 7.2: Ausfällbare Wasserdampfwerte aus GPS-Messungen bei der Station Scott-Amundsen

## 7.2.2 Südpol

In diesem Unterkapitel wird die Wasserdampfzeitreihe der Station Scott-Amundsen näher beschrieben. Zu diesem Zwecke gibt es die Unterpunkte Beschreibung und meteorologischer Hintergrund, unter Beschreibung wird genauer auf die untersuchten Ausreißer der Stationszeitreihe und die Datenqualität eingegangen werden. Anschließend werden die ermittelten Werte in den meteorologischen Gesamtzusammenhang eingeordnet. Als Ausreißer werden nur die Werte definiert, die eine augenscheinlich hohe ZTD-Standardabweichung (mindestens außerhalb der dreifachen durchschnittlichen Standardabweichung) beinhalten oder unrealistische meteorologische Werte als Grundlage haben. Alle anderen Werte werden zwecks Interpretation beibehalten.

- **Beschreibung**

In Abbildung 7.2 ist die bereinigte PW-Zeitreihe der Station Scott-Amundsen dargestellt. Datenausfälle sind lediglich Mitte/Ende 2001 zu erkennen, dort mussten Lücken von 15 und 20 Tagen in Kauf genommen werden.

Nach Erstellung dieser Zeitreihe wurden insgesamt fünf Ausreißer detektiert und zwar im Jahr 2000 an den Tagen 44, 196 und 211 und im Jahr 2001 an den Zeitpunkten 145.0 und 145.25. Nach näherer Betrachtung wurden die Tage 145.0 und 145.25 aus 2001 verworfen. An diesen Jahresangaben wurden PW-Werte von der Größenordnung - 98.7 und -96.3 Millimeter festgestellt. Die Ursache für diese Negativwerte lag in Ausreißern der meteorologischen Angaben von Luftdruck und Temperatur. Daraus resultierten sehr hohe ZHD-Werte, welche wiederum die niedrigen PW-Werte als Folge hatten. Auf Grund der augenscheinlich unrealisti-

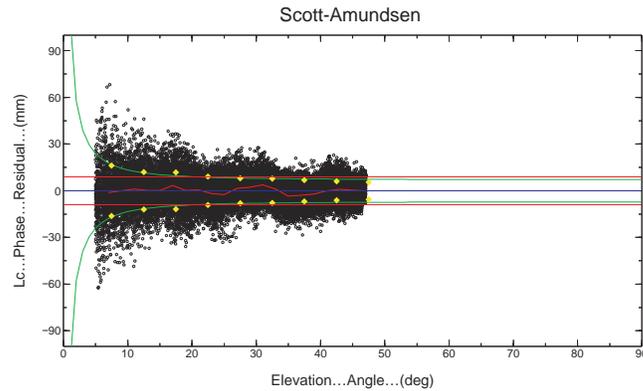


Abbildung 7.3: Oneway Lc-Phasenresiduen der Station Scott-Amundsen des Tages 198 im Jahr 2000

schen Werte wurden diese aus der Auswertung genommen.

An Tag 211 im Jahr 2000 wurde ein sehr hoher PW-Wert von 14 Millimeter berechnet. Auch hier wurde ein sehr niedriger Luftdruckwert von 620 hPa als Ursache ausgemacht. Da dieser Wert aber lediglich um 10 % von dem durchschnittlichen Luftdruckwert abgewichen ist, wurde er beibehalten. In Abbildung 7.2 ist dieser hohe PW-Wert auch auf den ersten Blick zu erkennen. Ähnliches gilt für den PW-Werte des Tages 196 aus dem Jahr 2000 mit -4 Millimeter, da der Luftdruck für diesen Tag mit 690 hPa etwas zu hoch ist und die Temperatur mit  $-54^{\circ}C$  verglichen mit den vorherigen und nachkommenden Werten etwas überhöht erscheint. Allerdings weicht der Luftdruck nur sehr gering vom Mittelwert über den gesamten Zeitraum ab und auch die Temperatur liegt im durchschnittlichen Bereich. Aber auf Grund des extrem niedrigen Wasserdampfgehaltes wirken sich diese Effekte schon in einen negativen PW-Wert aus. Der ZTD-Wert für diesen Tag ist, wie auch für die anderen Tage, im Rahmen der geforderten Genauigkeit.

Zu guter Letzt wurde der Tag 44 im Jahr 2000 verworfen, da er mit -104 Millimeter extrem niedrig war. Der Grund lag in ungewöhnlichen Temperatur- und Luftdruckwerten. Alle anderen Werte vor allem im negativen Bereich waren entweder innerhalb der erwarteten Genauigkeiten und wurden nicht näher betrachtet oder es gab keine Anzeichen für einen Ausreißer und sie wurden beibehalten. Zusammenfassend kann an dieser Stelle festgehalten werden, dass für PW-Ausreißer bei dieser Station ausschließlich meteorologische Werte verantwortlich waren.

Um auf die Qualität der GPS-Daten in Abhängigkeit der geschätzten GPS-Signalverzögerungen bezugnehmen zu können, soll die Abbildung 7.3 diskutiert werden. Dort sind die undifferenzierten Phasenresiduen der

$L_c$ -Linearkombinationen in Abhängigkeit der Satellitenelevationen für den Tag 198 im Jahr 2000 abgebildet worden. Dieser Tag wurde exemplarisch ausgewählt, um Vergleiche der einzelnen Stationen hinsichtlich der Datenqualität durchführen zu können. Die schwarzen Punkte stellen die einzelnen Residuen dar, also die in der Ausgleichung geschätzten Verbesserungen für die einzelnen  $L_c$ -Linearkombinationen, die anhand der Satellitensignale L1 und L2 gebildet wurden. Je nach Qualität der GPS-Daten resultieren entsprechende Residuen aus der Ausgleichung. Eine schlechte Datenqualität wirkt sich auch auf die troposphärische Signalverzögerungen (ZTD) aus, da auf Grund der hohen Korrelation einzelner Fehleranteile wie Höhenfehler und troposphärische Signalverzögerung ein Teil der Fehler fälschlicherweise in andere Fehleranteile wie z.B. Signalverzögerung geschätzt werden kann. Dieser hohen Korrelation kann nur durch eine ausreichende Anzahl an Beobachtungen entgegengewirkt werden, dies ist ein weiterer Grund für den Einsatz der niedrigen Mindestelevation.

Die hier betrachtete Signalqualität sagt dementsprechend aus, ob ein Problem vorliegt, denn dann werden die Phasenresiduen stark variieren und elevationsabhängige Systematiken vorweisen, die von dieser Problematik herrühren (Elosegui u. a., 1995). Übertragen auf die troposphärische Signalverzögerung heißt das, dass diese mit einer Systematik versehen werden kann durch z.B. falsche Phasenzentrumskalibrierungen, Mehrwegeeffekte, Nahfeldeffekte oder andere stationsabhängige Fehlereinflüsse (Willgalis, 2006; Tregoning u. a., 1998; Park u. a., 2004). Können diese Fehler anhand der Residuen aufgedeckt werden, macht dies eine Interpretation zielsicherer.

Die gelben Punkte und die grüne Linie in Abbildung 7.3 sind die Grundlage für eine quadratische Funktion, die für die elevationsabhängige Gewichtung der Beobachtungen bei der GPS-Auswertung verwendet wird. Die roten Linien werden anhand der RMS-Werte dargestellt, der rote Graph ist der Durchschnitt der einzelnen Residuen und die blaue Linie stellt die Nulllinie dar.

Im Allgemeinen ist ein erhöhtes Rauschen der Residuen zu erkennen, was erstmalig für eine nicht optimale Signalgenauigkeit spricht. Auch eine leichte Systematik ist im Durchschnitt zu sehen, dies könnte durch Fehler in der Modellierung der Phasenzentrumsvariationen der GPS-Antennen oder durch im Nahfeld der GPS-Antenne hervorgerufene Signalstreuungen verursacht werden. Mehrwegeeffekte würden auch deutliche Spuren in den Residuen hinterlassen, allerdings scheint das Antennenumfeld diese Effekte durch Störquellen nicht auszulösen (siehe Anhang A.3). Des Weiteren wurden auch Skyplots dieser Station für die vorhergehenden und nachfolgenden siderischen Tage betrachtet. Wenn Mehrwegeeffekte Signalstörungen bewirkt hätten, wäre dies in den Skyplots sichtbar geworden, denn die Position im weiteren Antennenumfeld wird durch lokal

auftretende Störungen zu erkennen sein. Die Plots für den Südpol verzeichneten eine allgemein höhere Signalstreuung, dies kann zum Teil auch durch den Schnee hervorgerufen worden sein, aber ein klares Hindernis war nicht zu erkennen.

Für die Station Scott-Amundsen wurde zwar die richtige Antenne mit Dome bei der GPS-Auswertung berücksichtigt, allerdings mangels Alternativen wurde ein Dome anderen Fabrikats mitmodelliert (LEIS anstatt SCIGN), die somit nicht korrekte Kalibrierungsdatei der Antennenphasenzentrumsvariationen könnte ein Grund der erhöhten Signalstreuung sein (King und McClusky, 2008).

Auf Grund der mangelnden Verfügbarkeit von GPS-Satelliten unter einer hohen Elevation in polaren Gebieten, bildet sich das bereits erwähnte Polarloch, welches die Bedeutung der Beobachtung von GPS-Satelliten unter einer niedrigen Elevation in diesen Gebieten unterstreicht. In Abbildung 7.3 ist deutlich zu erkennen, dass Beobachtungen ab einer Elevation von ca. 48 Grad nicht mehr zur Verfügung standen. Die Beobachtungen unter niedrigen Elevationen sind demgegenüber aber mit in die Auswertung eingeflossen.

Ein mittlerer RMS-Wert <sup>2</sup> der Lc-Phasenresiduen von 9 Millimeter hebt das erhöhte Rauschen hervor, welches sich aber nicht weiter auf die Schätzung der Signalverzögerungen in Zenitrichtung ausgewirkt hat auf Grund der ausreichenden Beobachtungsanzahl unter niedriger Elevation. Denn die Standardabweichung der Zenitverzögerungen ist abhängig von der Anzahl an Beobachtungen unter einer niedrigen Elevation und der jeweiligen Gewichtung dieser Beobachtungen. Der optimale Fall wäre eine ausreichende Anzahl von Beobachtungen von hoher Güte unter niedriger Elevation, sie würden ein hohes Gewicht bei der ZTD-Schätzung bekommen und eine gute ZTD-Standardabweichung wäre das Resultat (King und McClusky, 2008). Im Allgemeinen werden zur ZTD-Berechnung Beobachtungen unter einer niedrigen Elevation höher gewichtet, allerdings in Abhängigkeit ihrer RMS. Es läßt sich die Faustregel aufstellen, je mehr Beobachtungen unter niedriger Elevation mit in die Auswertung einfließen, umso besser wird die Standardabweichung der ZTD's. Gesetz den Fall, dass diese Trägerphasenbeobachtungen von nicht so guter Qualität sind, werden sie dementsprechend gewichtet oder im Vorbereitungsprozess zur endgültigen Ausgleichung eliminiert (King, 2009).

Die aus der GPS-Auswertung heraus geschätzten ZTD-Werte haben mit einer durchschnittlichen Standardabweichung von 2.14 Millimeter die Genauigkeitsanforderungen erfüllt (siehe Tabelle 7.1). Dies ist insbesondere deswegen bemerkenswert, da mit Scott-Amundsen eine GPS-Station

---

<sup>2</sup>Root Mean Square: Mittlere Abweichung

ausgewertet wurde, die auf Eis installiert wurde und somit einer durchschnittlichen Bewegung von 9.97 Metern pro Jahr unterlag. Eventuelle Systematiken auf Grund der Antennenumgebung oder Ungenauigkeiten bei der Modellierung des Antennenphasenzentrums haben nur geringe Auswirkung auf die Signalgenauigkeit resp. Standardabweichung der Signalverzögerung gehabt. Inwiefern die ungünstige Satellitengeometrie der GPS-Satelliten ("Polarloch") eine Auswirkung auf die Feuchtigkeitsschätzung hat, wird durch die Validierung mit Radiosondendaten untersucht.

- **Meteorologischer Hintergrund**

Die für den Südpol dargestellten GPS-Werte für den ausfällbaren Wasserdampfgehalt in Abbildung 7.2 sind zum einen als sechs Stundenwerte aufgetragen worden, zum anderen wurde ein gleitendes Mittel gebildet über die jeweils durchschnittlich pro Monat vorhandenen Werte. Das sechs Stunden Intervall ist durch die nur alle sechs Stunden zur Verfügung stehenden meteorologischen Werte zu erklären.

Zu erkennen sind deutlich die vorhandenen Ausreißer, sowohl im positiven wie auch im negativen Bereich, die zum Großteil schon erläutert wurden. Im langfristigen Trend sind jahreszeitliche Schwankungen nur in Ansätzen zu deuten. Die sehr niedrigen Wasserdampfwerte mit im Durchschnitt 0.37 Millimeter sind mit der geographischen Lage des Südpols zu erklären, da dieser dem innerkontinentalen Bereich der Antarktis zuzuordnen sind und mit 2844 Metern über NN ist dies auch die am höchsten gelegene Station, so dass kaum noch Feuchtigkeit in dieser Region zu finden ist.

In Abbildung 7.4 sind die mittleren Temperaturen der Atmosphäre für den Auswertzeitraum aufgetragen worden. Auch in dieser Abbildung spiegeln die schwarzen Punkte die sechstündig berechneten Werte wider und der gleitende Durchschnitt für die Monatswerte ist anhand der roten Linie zu erkennen. Die Temperaturen wurden der Auswertung entnommen, wo sie anhand der Beziehung zwischen Bodentemperatur und Atmosphärentemperatur nach Schueler (2001) berechnet wurden. Hier sind deutlich jahreszeitliche Schwankungen zu erkennen. In Kapitel 3 wurde bereits dargelegt, dass extreme Schwankungen der Temperatur durch die Polarnacht („coreless winter“) verursacht werden könnten, weitere Gründe sind in der geographischen Lage zu sehen. Die hohe Korrelation zwischen Wasserdampf und Temperatur wurde ebenfalls in Kapitel 3 erwähnt. In diesem Fall sind keine Parallelitäten erkennbar, so dass die starken Temperaturauf- und abstiege scheinbar keine Auswirkungen auf den GPS-Wasserdampfgehalt haben. Eine Begründung könnte in dem kaum vorhandenen Wasserdampfgehalt liegen, andererseits bleibt noch zu untersuchen, ob eventuelle Verfälschungen durch fehlerhafte Effekte bei der GPS-Signalschätzung der Grund sein könnte. Aus diesem Grund wird

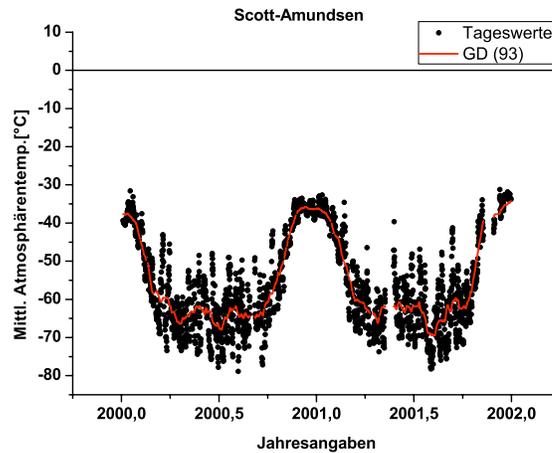


Abbildung 7.4: Mittlere atmosphärische Temperatur der Station Scott-Amundsen

im nächsten Kapitel eine Validierung mit Hilfe von Radiosondendaten vorgenommen. Festzuhalten bleibt allerdings an dieser Stelle, dass eine Korrelation des gleitenden Durchschnittes der Temperaturwerte und der durchschnittlichen Wasserdampfwerte mit 0.76 noch erkennen läßt, dass die jahreszeitlichen Effekte der Temperatur schwach in den Wasserdampferten zu sehen sind und dass bei einem so niedrigen Wasserdampfgehalt gute Ergebnisse erzielt wurden, wenn man von einer Variation der PW-Werte zwischen einem und zwei Millimetern ausgeht.

### 7.2.3 Ostantarktis

Die Ostantarktis wird hier als Ganzes betrachtet, so dass die Stationen Belgrano II, Casy, Davis, Dumont d'Urville, Mawson und Syowa an diesem Unterpunkt bearbeitet werden. Die Stationen werden auf Grund ihrer geographischen Nähe eingeteilt und verglichen, lediglich Belgrano II wird isoliert behandelt, da sich dort in der Nachbarschaft keine Stationen befinden, die mit in die Auswertung einbezogen wurden. Untergliedert werden die jeweiligen Untersuchungsgebiete wie bei den Ergebnissen der Station Scott-Amundsen in Beschreibung und meteorologischer Hintergrund.

- **Belgrano II**

- **Beschreibung**

Die Werte des ausfällbaren Wasserdampfes, die über der GPS-Station auf Belgrano II gemessen wurden, werden in Abbildung 7.5 veranschaulicht. Auf Grund von Ausfällen der GPS-Station konnten erst Daten ab dem Tag 50 im Jahre 2000 ausgewertet werden. Mitten im Jahr 2000 ist ein weiterer Datenausfall zu erkennen, ansonsten

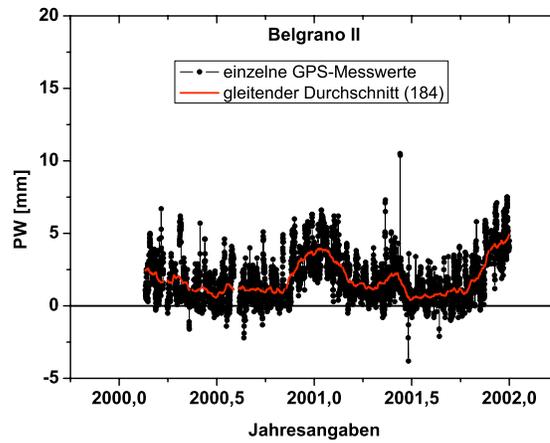


Abbildung 7.5: Ausfällbare Wasserdampfwerte aus GPS-Messungen bei der Station Belgrano II

wurden nur vereinzelte Ausfälle registriert. Auf Anhieb lassen sich einige negative Wasserdampfwerte in der Abbildung erkennen und auch einige Ausreißer. Ähnlich wie bei der Untersuchung der Werte des Südpols wurden auch die Ergebnisse der Station Belgrano II in Augenschein genommen und offensichtliche Ausreißer untersucht. Nur bei triftigen Gründen wurden die Ergebnisse verworfen, ansonsten beibehalten.

Am Tag 161,75 im Jahr 2001 wurde ein extrem hoher Wasserdampfwert von 10,5 Millimeter registriert, ein weiterer mit 10,4 Millimeter drei Stunden später. Als Ursache wurden ungewöhnlich niedrige Luftdruckwerte ausgemacht, die als Folge einen überhöhten Anteil der feuchten Zenitverzögerung verursacht haben und dementsprechend einen überhöhten Wasserdampfwert (siehe Gleichung 5.6). Allerdings betrug die Abweichung nur 3 % vom durchschnittlichen Luftdruckwert, so dass die Werte beibehalten wurden.

Die in Tabelle 7.1 errechneten Standardabweichungen der Signalverzögerungen lassen für die Station Belgrano II leichte Probleme vermuten, denn mit 4,52 Millimeter ist die durchschnittliche Abweichung zwar im geforderten Soll, trotzdem bildet dieser Wert das zweitschlechteste Ergebnis. Um aus diesem Grunde einen Blick auf die Datenqualität der Trägerphasenbeobachtung zu werfen, wurden auch für diese Station die Residuen der  $L_c$ -Linearkombination in Abbildung 7.6 aufgetragen. Die Gliederung ist gleich der Abbildung, wie sie für den Südpol erläutert wurde. Auch hier ist eine Systematik zu

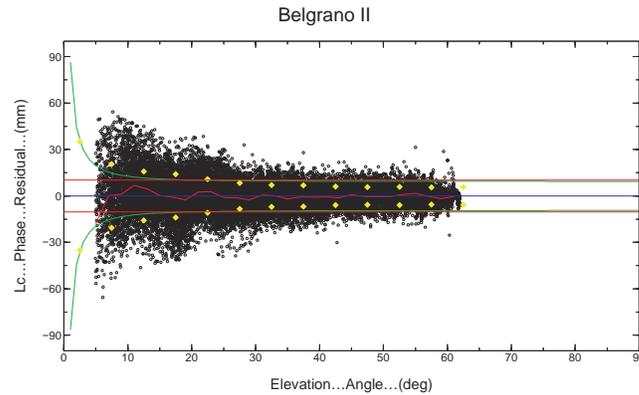


Abbildung 7.6: Oneway  $L_c$ -Phasenresiduen der Station Belgrano II am Tag 198 im Jahr 2000

erkennen, die sich allerdings auf die Beobachtungen niedriger Elevationen beschränkt. Für Belgrano II lag die korrekte absolute Kalibrierdatei der Phasenzentrumsvariationen inklusive Dome vor, so dass dieses Phänomen hier lediglich mit systematischen Effekten wie Nahfeld- oder Mehrwegeeffekte hinsichtlich der Antenne erklärt werden könnte oder Unterschiede durch die nicht individuelle Kalibrierung, denn selbst die GPS-Antennen desselben Typs unterscheiden sich geringfügig (Menge, 2003). Die Stationsumgebung ist in Anhang A.3 eingefügt und lässt im näheren Umfeld keine Mehrwegequellen erkennen. Mit zunehmender Elevation scheint diese Systematik auch weniger Einfluss auf die Residuen zu haben.

Der ungünstige ZTD-RMS wurde als Durchschnitt über den gesamten Auswertzeitraum berechnet. Für den Tag 198 im Jahr 2000 liegt allerdings ein RMS-Wert von 2.2 Millimeter vor, etwas günstiger als der Durchschnitt (4.52 mm in Tabelle 7.1). Für den insgesamt etwas schlechteren ZTD-Wert lassen sich hier eventuell auch Probleme in niedriger Elevation heranziehen, die an diesem Tage allerdings nicht so extrem in Erscheinung treten und sich an den übrigen Tagen zum Teil auch in negative PW-Werte ausdrücken können. Dies würde gegen einen systematischen Effekt sprechen und eher eine temporäre Erklärung suchen. Die hier dargestellte Signalqualität ähnelt der Qualität von Scott-Amundsen, was auch durch einen durchschnittlichen RMS-Wert der Phasenresiduen von 10.2 Millimeter unterstrichen wird.

In Abbildung 7.7 sind die  $L_c$ -Phasenresiduen als Skyplot auf der jeweiligen Trajektorie der Satelliten in einem zeitlichen Abstand von vier Stunden für den Tag 198 aufgetragen worden, um die Störung räumlich und zeitlich lokalisieren zu können. Die gelben bzw. grünen Phasen symbolisieren jeweils einen positiven bzw. negativen Bias, der

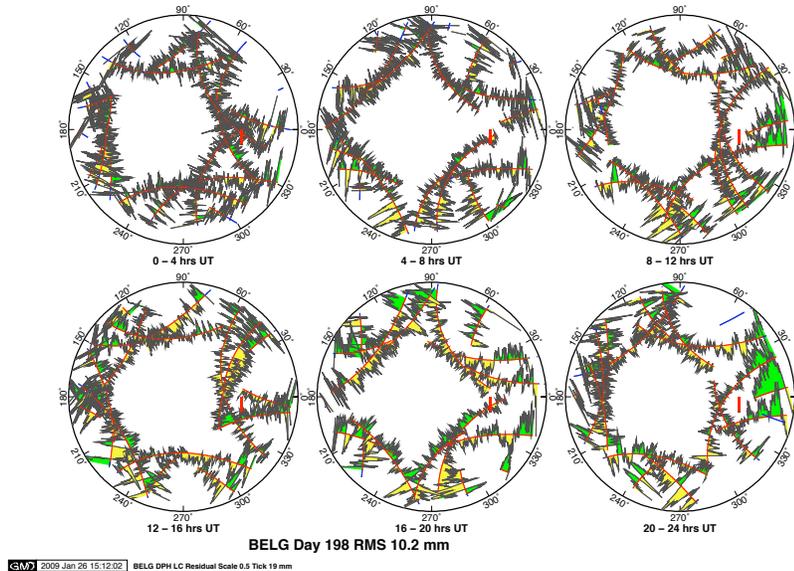


Abbildung 7.7: Lc-Phasenresiduen der Station Belgrano II im Skyplot für den Tag 198 im Jahr 2000

rote Balken zeigt die Nordrichtung an. Wie bereits bei der Signaluntersuchung der Südpolstation geschrieben wurde, können höhere Signalstreuungen ihre Ursache in Mehrwegeeffekte haben oder auch höhere Wasserdampfwerte in der näheren Atmosphäre.

Insgesamt wird der Station an diesem Tage durch diesen Plot eine hohe Variation der Residuen bescheinigt, deutlich zu sehen sind die Problematiken in nördlicher Richtung, welche zwischen 20 und 24 Uhr ihren Höhepunkt erreichen. Bei einem Vergleich mit der Abbildung 7.5 stellte sich heraus, dass an diesem Tag ein höherer atmosphärischer Wasserdampfgehalt gemessen wurde. Demzufolge wurden auch Skyplots der vorhergehenden und nachfolgenden Tage untersucht und mit dem Wasserdampfzeitreihe verglichen. Die starken Signaleffekte in nordwestlicher Richtung traten nicht regelmäßig resp. in Zyklen siderischer Tage auf. Dies widerspricht einer Abhängigkeit von der Satelliten-Empfänger Geometrie und demzufolge von Mehrwegeeffekten. Mit der Entwicklung der Wasserdampfwerte konnten die Störungen aber auch nicht in Einklang gebracht werden. Im Endeffekt stellte sich heraus, dass die unregelmäßig auftretenden Störungen durch Radiowellen verursacht wurden. Aus der nordwestlichen Richtung, bezogen auf die Position der GPS-Antenne, werden die Funksignale der Station gesendet, da sich dort auch die entsprechenden Laboratorien befinden. Diese Probleme traten an weiteren

Tagen immer wieder auf, allerdings in unterschiedlicher Intensität. Abhilfe könnte nur eine Verlegung des Antennenstandortes oder der Funkanlage schaffen.

Insgesamt wird deutlich, dass Belgrano II neben dem Südpol die südlichste Station ist, somit sind auch nur Beobachtungen bis zu einer Elevation von  $60^\circ$  möglich. Im Vergleich zur Datenqualität von Scott-Amundsen fallen Parallelitäten in den Bereichen niedriger Elevation auf. Bei höherer Elevation der beobachteten Satelliten werden deren Residuen im Vergleich etwas niedriger. Als Störung werden Radiosignale oder ähnliches vermutet, die auf Grund der hohen Korrelation der einzelnen höhenbezogenen Fehleranteile einen entsprechenden Einfluss auf die troposphärische Signalschätzung haben.

#### – Meteorologischer Hintergrund

Belgrano II ist die südlichste Station neben dem Südpol und wurde an der westantarktischen Küste nahe dem Weddell-Meer gegründet. Die besondere Lage des Bertram-Nunatak in Mitten des Filchner-Schelfeises ist ein Kennzeichen dieser argentinischen Forschungsstation. Belgrano II liegt ca. 120 Kilometer von der Küste entfernt und wird teilweise von starken Stürmen heimgesucht.

Die Werte des geschätzten ausfällbaren Wasserdampfes sind im Gegensatz zu den Werten des Südpols alle drei Stunden aufgetragen worden, da hier die meteorologischen Beobachtungen in diesen Zeitintervallen zur Verfügung standen. Die rote Kurve in Abbildung 7.5 spiegelt auch hier den gleitenden Durchschnitt der Monatswerte wider, d.h. dass dieser Durchschnitt aus einem Zeitfenster von einem Monat jeweils berechnet wurde.

Es werden negative Werte deutlich, die auf Grund von Ungenauigkeiten entstanden sind, denn für sie gab es auf Anhieb keine Erklärung, also keine Ausreißer weder auf meteorologischer Seite noch auf der GPS-Seite. Jahreszeitliche Schwankungen werden sichtbar, das Ansteigen der Wasserdampfwerte im Sommer der Südhalbkugel im Jahr 2001 wird ersichtlich und ein Zwischenhoch im Herbst ist auch zu erkennen. Die Kurve schließt mit einem erneuten Ansteigen zum antarktischen Sommer 2002. Im Gegensatz zu den Werten der Station Scott-Amundsen ist hier eine deutlichere Variabilität erkennbar, sowohl in den Einzelwerten wie auch im Durchschnitt. Dies hat mit der nicht so extremen Lage zu tun, was sich auch in dem durchschnittlichen PW-Wert von 1.81 Millimeter wiedergibt. Belgrano II liegt mit 256 Metern über Normalnull (NN) neben Scott-Amundsen und Sanae IV am dritthöchsten, dies wird entsprechend in den Wasserdampfwerten deutlich.

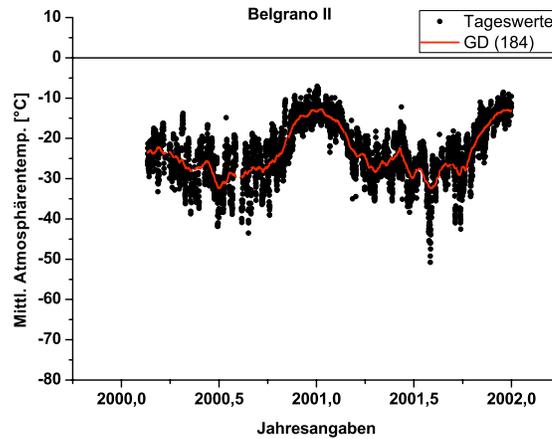


Abbildung 7.8: Mittlere atmosphärische Temperatur der Station Belgrano II

In Abbildung 7.8 finden sich die Werte für die mittlere Temperatur der Atmosphäre für Belgrano II wieder mit dem gleitenden Durchschnitt als rote Kurve und die einzelnen drei Stunden Werte als schwarze Punkte. Mit  $-23.58^{\circ}C$  ist die Atmosphärentemperatur im Mittel nicht so niedrig wie mit  $-56.18^{\circ}C$  am Südpol. Auch in dieser Kurve sind die deutlichen Jahresschwankungen zu sehen inklusive des kurzen Temperaturhochs im Herbst 2001, welches schon eine hohe Korrelation mit den GPS-Wasserdampfwerten vermuten läßt. Auffällig ist die hohe Variabilität der Wasserdampfwerte wie sie auch schon bei Scott-Amundsen zu beobachten war. Nach Wang u. a. (2005) ist dies ein häufig vorkommendes Merkmal für eine von der Bodentemperatur abgeleitete Atmosphärentemperatur. Nichtsdestotrotz läßt sich eine Korrelation der Stundenwerte von 0.7 und der Werte des gleitenden Durchschnitts sogar von 0.92 und damit eine hohe Korrelation zwischen den Werten für den ausfällbaren Wasserdampf und der Atmosphärentemperatur nachweisen. Ein wichtiges Indiz für die hohe Genauigkeit und Aussagekraft der meteorologischen GPS-Schätzung.

- **Mawson und Syowa**

- **Beschreibung**

In Abbildung 7.9 sind die Werte für den ausfällbaren Wasserdampfgehalt für die Stationen Syowa und Mawson zusammen aufgeführt, da sie beide an der Ostküste des ostantarktischen Teiles der Antarktis angesiedelt sind, auch wenn ihre Nachbarschaft mit 968 km nur im weitesten Sinne als Nachbarschaft zu verstehen ist. Die rote Kurve stellt den gleitenden Durchschnitt dar, welcher auch in der

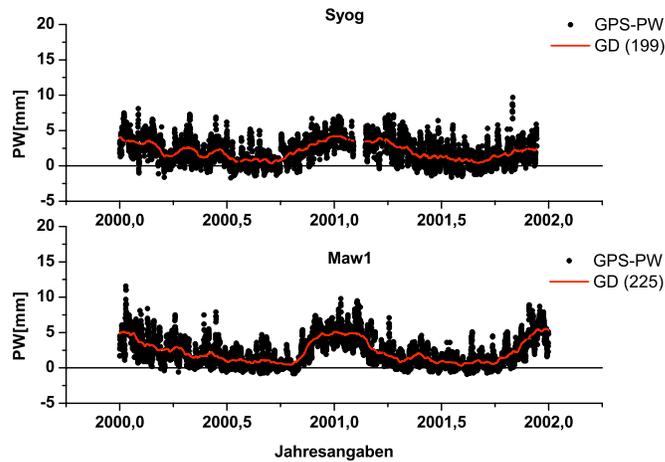


Abbildung 7.9: Ausfällbare Wasserdampfwerte aus GPS-Messungen bei den Stationen Mawson und Syowa

Legende mit den gemittelten Werten aufgelistet wird. Die Anzahl dieser Werte wurde immer so gewählt, dass Schätzungen bzw. gleitende Mittelwerte über einen Zeitraum von einem Monat entstanden sind. Die Station Mawson hat während der zwei Jahre keine nennenswerten Datenausfälle zu verzeichnen gehabt, währenddessen es bei Syowa offensichtlich ist, dass es eine Datenlücke von 20 Tagen im antarktischen Sommer des Jahres 2001 gibt, des Weiteren wird die Beobachtungsreihe auf Grund eines weiteren Ausfalles schon am Tag 346 in 2001 abgeschlossen.

Bei Mawson wurden keine groben Ausreißer detektiert. Die Maxima der PW-Werte wurden am Tag 11 im Jahr 2000 aufgezeichnet mit 11.6 mm (Tag 11.375) und 11.1 mm (Tag 11.5), die Ursache sind überhöhte ZTD-Werte aus der GPS-Schätzung gewesen. Allerdings passen diese Werte in den Gesamtzusammenhang der PW-Kurve, denn diese Werte wurden im Sommer aufgezeichnet, wo bekanntlich die Temperatur der Atmosphäre ansteigt und somit auch die Möglichkeit, Wasserdampf zu speichern. Diese Werte wurden schließlich beibehalten. Der leichte Versatz in den negativen Bereich wurde nicht weiter verfolgt auf Grund der Tatsache, dass sie im Rahmen der Genauigkeiten geblieben sind und sich in den allgemeinen Verlauf der Kurve integriert haben.

Für die Station Syowa sind keine Auffälligkeiten registriert worden, die erhöhten Werte Ende 2001 am Tag 304 sind auf Grund hoher ZTD-Werte aufgetreten, allerdings konnten bei diesen Werten keine erhöhten Standardabweichung festgestellt werden, so dass sie nicht

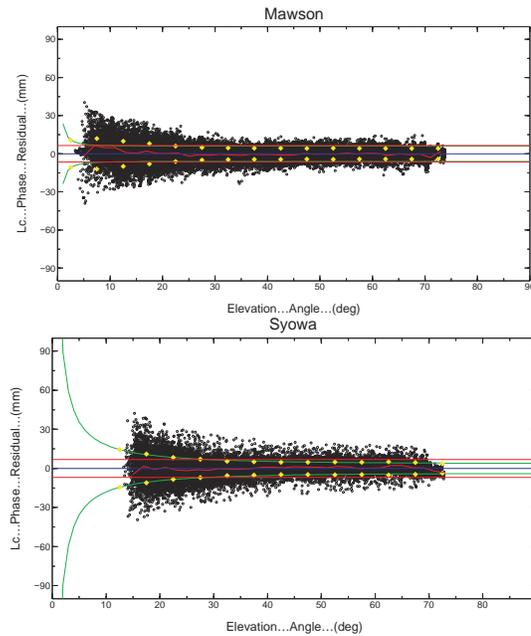


Abbildung 7.10: Oneway Lc-Phasenresiduen der Stationen Mawson und Syowa am Tag 198 im Jahr 2000

rauseditiert wurden und als kurzfristige meteorologische Effekte interpretiert wurden. Die negativen Werte sind nicht als Ausreißer erkannt worden und geben den allgemeinen Kurvenverlauf wieder. Es läßt sich höchstens ein allgemeines Problem erahnen, so wie es auch für Belgrano II zu beobachten war.

Die Signalqualität und die Güte der Stationsumgebung für die Stationen Syowa und Mawson sind in Abbildung 7.10 in Form der beschriebenen Phasenresiduen der  $L_c$ -Linearkombination zu sehen. Bei Mawson wird eine gute Signalqualität deutlich, lediglich im Bereich der Beobachtungen niedriger Elevation werden leichte Systematiken im Mittel deutlich. Da anhand der Skyplots keine Auffälligkeiten registriert wurden, kann lediglich auf Effekte des Phasenzentrums oder des Nahfeldes geschlossen werden. Da aber für die hier benutzte GPS-Antenne des Typs AOA Dorne Margolin keine Kalibrierdatei mit Dome vorlag und somit eine unvollständige Kalibrierung durchgeführt wurde, können die Effekte des Domes die Ursache sein. Ansonsten ist der RMS-Wert von 6.4 mm auch auf die gute Qualität zurückzuführen, was letztendlich zusammen mit der ausreichenden Beobachtungsanzahl unter niedriger Elevation, zu einer ZTD-Standardabweichung von 1.1 mm am Tag 198 und im Mittel von 1.74 mm führte.

Bei der Station Syowa fällt auf, dass die Phasenresiduen erst ab einer Satellitenelevation von  $15^\circ$  gebildet wurden. Nach einer Untersuchung der Rinex-Dateien wurde deutlich, dass der niedrigste Winkel, unter welchem die GPS-Satelliten beobachtet werden sollten, im Empfänger auf  $13^\circ$  eingestellt war. Unter diesem Informationsverlust auf Grund der geringeren Beobachtungsanzahl leidet natürlich die ZTD-Genauigkeit. Des Weiteren können ungünstige Satellitengeometrien einen negativen Einfluss auf die GPS-Wasserdampfschätzung ausüben. Weitere Untersuchungen diesbezüglich werden mit Hilfe der Radiosondenmessungen im nächsten Kapitel durchgeführt.

Im elevationsabhängigen Plot in Abbildung 7.10 sowie in den Skyplots sind für Syowa keine Systematik zu beobachten, auch hier wurde eine Dorne Margolin Choke Ring Antenne benutzt mit Dome, welche dann ohne Dome kalibriert wurde. Diese Artefakte würden sich allerdings, wie bei Mawson zu beobachten war, stärker in den niedrigeren Elevationen bemerkbar machen, welche hier nicht zur Verfügung stehen. Ein RMS-Wert der Residuen von 6.9 mm zeugt von einer guten Qualität der übrigen Daten, obwohl eine Standardabweichung der ZTD von 4 mm für den Tag 198 und von 3.89 mm im Mittel eine andere Sprache sprechen. Der Grund hierfür wird in dem Fehlen der Daten niedriger Elevation liegen, wie bereits dargelegt, haben sie ein besonders starkes Gewicht bei der Herleitung der ZTD-Standardabweichung. Im Vergleich zu den hier erreichten RMS-Werten der  $L_c$ -Phasenresiduen hat Elosegui u. a. (1995) bei einer Mindestelevation von 15 Grad 3 mm als guten Wert errechnet, allerdings wurden für die Untersuchungen dieser Arbeit niedrige Elevationswinkel gewählt und die Stationsumgebung in der Antarktis ist auch mit mehr Problemen behaftet hinsichtlich stationsabhängiger Fehler (Mehrwege, etc.), so dass die für Mawson und Syowa erreichten Werte vom Autor als qualitativ gut eingestuft wurden.

Insgesamt wurden fast vollständige Beobachtungsreihen der Stationen Mawson und Syowa abgebildet. Mawson überzeugte durch eine gute Qualität und lässt auf gute Resultate im Vergleich mit den Radiosondenwerten hoffen. Syowa viel leider durch das Fehlen von Beobachtungen niedriger Elevation auf, was besonders auf die meteorologische Betrachtungsweise der GPS-Daten einen negativen Einfluss haben kann.

#### – Meteorologischer Hintergrund

Die Stationen Mawson und Syowa liegen an der Ostküste der Ostantarktis in Richtung Australien. Mawson ist auf einem eisfreien Teil eines Felsen im Mac.Robertson Land, nord-östlich des Amery Eisschelfes und süd-westlich des Enderby Landes erbaut worden. Sie unterliegt den typischen Eigenschaften des ostantarktischen Klimas, verur-

sacht durch das schnelle Abfallen des teilweise bis zu 4 km mächtigen Eispanzers zur Küste hin. Auffälligstes Merkmal sind die katabatischen Stürme, welche durch einen hohen Temperaturgradienten und dem Einfluss der Gravitation in Eisnähe im unteren Bereich der Atmosphäre hohe Geschwindigkeiten zum Meer hin erreichen. In Kapitel 3 wurde der Einfluss des Luftdruckes auf die Verteilung der Wassermassen in der Atmosphäre erläutert und darauf aufbauend spielen diese Stürme auch eine wichtige Rolle. Im Gegensatz dazu steht die Küstennähe der Station, so dass durch landeinwärts gerichtete Luftströme Wasserdampf in Küstennähe transportiert wird.

Die japanische Forschungsstation Syowa wurde wie Mawson direkt an der ostantarktischen Küste errichtet. Syowa liegt in der Lützw-Holm Bucht auf der Ost-Ongul Insel. Für diese Station gelten ähnliche meteorologische Kennzeichen wie für Mawson.

Bei beiden Wasserdampfkurven in Abbildung 7.9 sind deutlich die jahreszeitlichen Effekte zu erkennen, im Sommer der Südhalbkugel ist jeweils mehr Wasserdampf in der Atmosphäre vorhanden als im Winter. Die Gründe wurden bereits im Vorfeld durch die höheren Atmosphärentemperaturen und der dadurch entstehenden Fähigkeit der Atmosphäre, mehr Wasserdampf zu speichern, dargelegt. In der Atmosphäre über Syowa sind im Herbst 2000 leichte Anstiege im gleitenden Mittel zu verzeichnen, die auch sehr schwach bei Mawson eine Steigerung andeuten. Dieses Phänomen kann bei Mawson darüberhinaus leicht im Herbst des Folgejahres beobachtet werden. King und Turner (1997) stellten schon auf der antarktischen Halbinsel fest, dass die Niederschlagsanzahl im Herbst und Frühjahr auf Grund von Ausläufern des circumpolaren Tiefdruckbandes steigt. Diese Begründung kann hier auch für die Küstenstationen der Ost-antarktis herangezogen werden, wobei sich die Effekte auf Grund der geographischen Lage nur erahnen lassen. Für die Station Mawson wurde für den gesamten Auswertzeitraum ein durchschnittlicher Wasserdampfwert von 2.25 mm ermittelt und für Syowa ein Mittel in Höhe von 2 mm. Das für beide Stationen ähnliche Werte ermittelt wurden, liegt zum einen daran, dass Mawson mit 29 Metern und Syowa mit 27 Metern über NN keine großen Höhenunterschiede aufweisen. Zum anderen ist aber auch anzumerken, dass der ungewöhnlich hohe Winkel für die Elevationsmaske bei Syowa im Zusammenhang mit Radiosondenaufstiege zu untersuchen ist und eventuelle Ungenauigkeiten in der GPS-Schätzung des Wasserdampfes darauf begründet werden können.

Die mittlere Temperatur der Atmosphäre über den jeweiligen GPS-Antennen ist in Abbildung 7.11 als Einzelwerte und gleitende Durchschnittswerte zusammengefasst worden. Bei beiden Stationen fällt

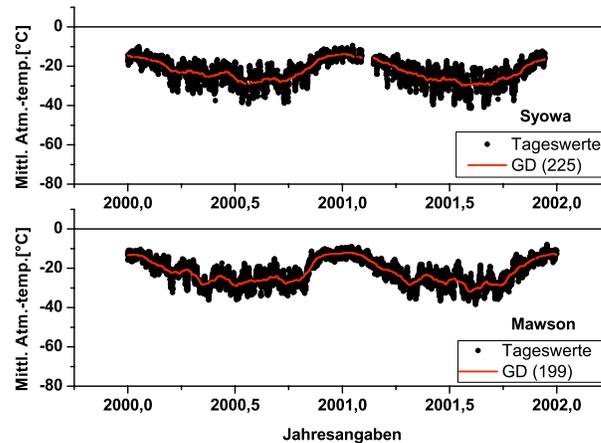


Abbildung 7.11: Mittlere atmosphärische Temperatur der Stationen Mawson und Syowa

das jahreszeitlich bedingte Aufsteigen und Abfallen der Temperatur auf sowie die größere Variation der Einzelwerte im Winter. Für Mawson wurde eine Korrelation der Einzelwert von 0.80 und für die gleitenden Durchschnitte von 0.96 berechnet, so dass auch in diesem Fall die enge Verknüpfung der Atmosphärentemperatur und der atmosphärischen Wasserdampfwerte hervorgehoben werden kann. In den Temperaturwerten für Mawson sind neben der sommerbedingten Erhöhung auch einzelne Zunahmen zu verzeichnen, die im Herbst 2000 mit den Wasserdampfwerten übereinstimmen, auch für den Herbst 2001 kann dies beobachtet werden. Auf Grund der hohen Korrelation spielen auch hier neben der Interpretation der Luftmassenbewegung die Temperaturerhöhungen eine Rolle.

Die Atmosphärentemperatur von Syowa nimmt wegen der Ähnlichkeit der meteorologischen Bedingungen einen vergleichbaren Verlauf in den Jahren 2000 und 2001 an, was dementsprechend Einfluss auf die Wasserdampfwerte gehabt haben wird. Dies spiegelt sich auch in den durchschnittlichen Temperaturwerten der Atmosphäre wider, da für Syowa ein Mittelwert von  $-23.0^{\circ}\text{C}$  berechnet wurde und für Mawson  $-22.05^{\circ}\text{C}$ . Auch hier lassen sich wieder die leichten Erhebungen der Wasserdampfkurve im Herbst 2000 mit den Temperaturwerten in Einklang bringen. Kurzzeitliche Variationen wie zum Beispiel diejenigen, die am Ende des Jahres 2001 zu beobachten sind, lassen sich nicht mit der Entwicklung der Atmosphärentemperatur erklären. Trotz der vermuteten Systematik basierend auf der Elevationsmaske der GPS-Satelliten wurde eine Korrelation zwischen den kurzzeitlichen Wasserdampfwerten und Temperaturwerten von 0.75 und für

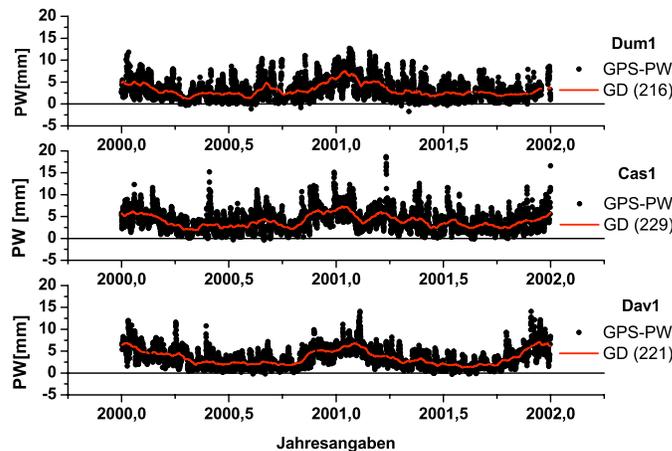


Abbildung 7.12: Ausfällbare Wasserdampfwerte aus GPS-Messungen bei den Stationen Casey, Davis und Dumont d'Urville

die gleitenden Mittelwerte von 0.93 ermittelt. Auch hier wird demzufolge eine hohe Abhängigkeit der Temperatur der Atmosphäre mit den ausfällbaren Wasserdampfwerten deutlich.

- **Casey, Davis und Dumont d'Urville**

- **Beschreibung**

Die Werte für den ausfällbaren Wasserdampf der Stationen Casey, Davis und Dumont d'Urville in Abbildung 7.12 sind nach dem gleichen Schema erstellt worden wie die bisherigen Graphen, auch hier wurden benachbarte Stationen der ostantarktischen Küste zusammen aufgeführt. Allerdings werden kleinskalige Phänomene der Wasserdampfwerte bei Stationsabständen von 1400 km (Casey und Davis) und 1302 km (Casey und Dumont d'Urville) nicht in Korrelation zueinander stehen. Datenausfälle sind an keiner der aufgeführten Stationen zu beklagen, lediglich bei Dumont d'Urville gab es am Ende des Jahres 2001 vereinzelte Stationsausfälle von insgesamt 11 Tagen, die durch eine kleine Lücke in der Zeitreihe sichtbar werden.

Bei Dumont d'Urville sind drei ungewöhnliche PW-Werte detektiert und überprüft worden. Im Jahr 2000 an den Tagen 121.25(6 Uhr Tag 121) und 208.00(0 Uhr Tag 208). An Tag 121.25 wurde ein PW-Wert von -11.7 Millimeter festgestellt, der Grund lag in einem sehr niedrigen ZTD-Wert in Höhe von 2.1150 m (Durchschnitt liegt bei 2.256 m), welcher zusätzlich mit einer hohen Ungenauigkeit (10.7 cm) behaftet war, demzufolge wurde er als Ausreißer definiert und aus der Zeitreihe editiert. An Tag 208 war auch ein negativer PW-

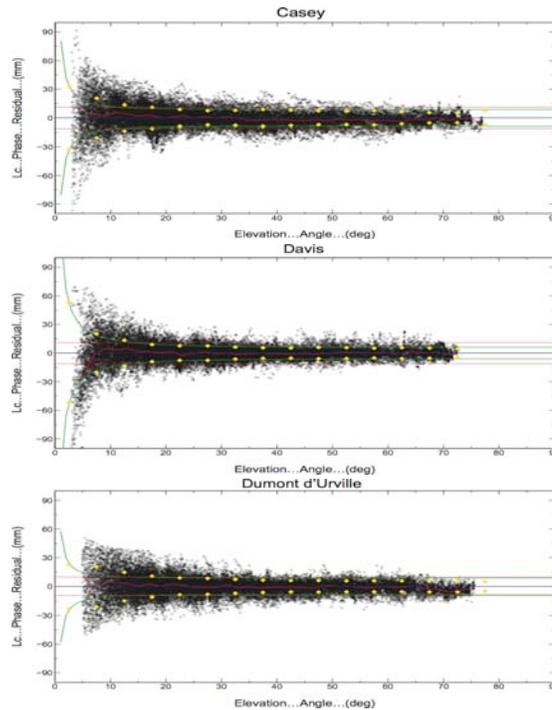


Abbildung 7.13: Oneway Phasenresiduen der Lc-Linearkombination für Casey, Davis, Dumont d'Urville am Tag 198

Wert in Höhe von -6.8 Millimeter geschätzt worden. Hier lag der ZTD-Wert mit 2.1854 m auch unterhalb des Mittels, war aber noch in einem Toleranzbereich, so dass dieser Wert übernommen wurde. Im Jahr 2001 ist am Tag 55.0 mit -19.9 Millimetern auch ein extrem negativer PW-Wert ermittelt worden auf Grund eines sehr niedrigen ZTD-Wertes (2.1003 m). Da dieser ZTD-Wert unterhalb der Norm war und auch seine hohe Standardabweichung von 15 Zentimetern nicht den Ansprüchen gerecht wurde, wurde dieser Wert aus der weiteren Auswertung genommen. Es bleibt somit festzuhalten, dass allen Ausreißern eine Ungenauigkeit in der GPS-Schätzung zu Grunde lag.

Bei der Station Casey wurden keine Ausreißer festgestellt. Die Anomalie an Tag 86 im Jahr 2001 basiert auf etwas höheren ZTD-Werten (ca. 0.01 m über dem Durchschnitt), allerdings wurde dies als meteorologisches Phänomen eingestuft. Da sich die ZTD-Werte in den allgemeinen Verlauf einordnen ließen und keine hohe Standardabweichung zu verzeichnen hatten. Auch bei Davis wurden keine Ausreißer detektiert und keine ungewöhnlichen Vorkommnisse registriert.

Um nun die Signalqualität der drei Stationen näher betrachten zu können, sind auch hier für den Tag 198 im Jahr 2000 die Phasen-

residuen der  $L_c$ -Linearkombinationen in Abbildung 7.13 aufgetragen worden. Der Aufbau der Abbildung wurde bereits hinreichend erläutert. Im Vergleich der drei Diagramme fällt als erstes auf, dass ein GPS-Empfänger der Station Dumont d'Urville scheinbar eine etwas höhere Elevationsmaske eingestellt hatte als die anderen beiden Stationen, so dass bei Casey und Davis GPS-Phasenbeobachtungen unterhalb einer Elevation von 5 Grad aufgenommen wurden und bei Dumont d'Urville war 5 Grad die untere Grenze des Elevationswinkels. Systematiken sind nur sehr leicht bei Aufnahmen unter niedriger Elevationen zu erkennen und auch die Skyplots haben ein erhöhtes Grundrauschen wiedergegeben, aber keine auffälligen Effekte, so dass auch bei Dumont d'Urville von leichten Problemen im Nahfeld der Antenne ausgegangen werden kann. Auf Grund der etwas höheren Elevationsmaske ist hier am Tag 198 eine ZTD-Standardabweichung von 1.7 mm berechnet worden, dem steht eine RMS der Residuen von 9.8 mm gegenüber.

Im Vergleich zu den anderen beiden Stationen ist die ZTD-Standardabweichung etwas höher, da bei Casey am Tag 198 1.4 mm und bei Davis 1.3 mm erreicht wurden, aber trotzdem ist dies eine gute Qualität der ZTD-Daten. Der Wert am Tag 198 bei Dum1 spiegelt auch die ZTD-Qualität über den gesamten Zeitraum mit 1.84 mm wider. Betrachtet man die Phasenresiduen für Casey und Davis näher, sind auch hier dieselben Einflüsse unter niedriger Elevation wie bei Dumont d'Urville zu verzeichnen. Da für Casey Beobachtungen auch unterhalb von 5 Grad Elevation ausgewertet wurden, ist das Signalauschausen dementsprechend höher ausgefallen und eine RMS der  $L_c$ -Phasenresiduen von 11.3 mm wurde für Tag 198 errechnet. Die Skyplots der Tage um Tag 198 herum haben das hohe Grundrauschen bestätigt, aber keine offensichtliche Mehrwegequelle offenbart, so dass auch hier stationsabhängige Effekte wie die Variation des Antennenphasenzentrums und des Nahfeldes inkl. des Schneeuntergrundes (siehe Anhang A.3) für das Rauschen verantwortlich sind. Auch für Casey konnte auf Grund der AOA Dorne Margolin Antenne nur eine Kalibrierdatei ohne Schutzhaube verwendet werden. Auf Grund der erwähnten qualitätsabhängigen Gewichtung der Beobachtungen von Satelliten niedriger Elevation wurde für Casey eine gute Standardabweichung von 1.4mm für Tag 198 respektive im Gesamt-mittel 1.12 mm erzielt.

Die Situation bei der Station Davis kann genauso bewertet werden wie die Signalqualität bei Casey, denn der Kurvenverlauf der Phasenresiduen gibt ein ähnliches Ergebnis wieder mit 11.1 mm RMS und die Stations- bzw. Antennenumgebung ist ebenfalls eine ähnliche. Diese Aussagen treffen auf Tag 198 zu, denn an diesem Tag wurde neben dem vergleichbaren Wert für die Residuen-RMS auch eine

Standardabweichung für die ZTD von 1.3 mm erzielt. Im Gesamtmittel liegt dieser Wert für Davis allerdings bei 2.85 mm, dies ist zwar immer noch ein guter Wert, allerdings im Vergleich zu Casey etwas schlechter, so dass es an manchen Tagen oder Jahreszeiten anscheinend Aufzeichnungen schlechterer Qualität gegeben hat.

Zusammenfassend ist deutlich geworden, dass alle drei Stationen die Genauigkeitsansprüche erfüllt haben und dementsprechend eine Auswertung auf hohem Niveau ermöglichen.

#### – Meteorologischer Hintergrund

Die australische Forschungsstation Casey weist die kürzeste Entfernung zum australischen Kontinent auf. Sie ist auf der Insel Baily inmitten der Windmill Inselgruppe gelagert worden. Diese Inselgruppe besteht aus ca. 50 Inseln im Wilkes Land an der ostantarktischen Ostküste. Baily befindet sich im nördöstlichen Teil der Vincennes Bucht und wird durch einen schnellen Höhenstieg in südlicher Richtung charakterisiert. Mit 38 Metern über NN liegt diese Station relativ niedrig und kann somit 175 mm Niederschlag in Form von Schnee oder Regen pro Jahr aufweisen. Auf Grund dieser Konstellation dürfte im Vergleich zu den anderen Stationen eine höherer Feuchtigkeitsgehalt der Atmosphäre erwartet werden. Die Stürme sind teilweise recht stark, aber nicht so extrem wie katabatische Winde.

Davis wurde am Rande der Vestfold Berge an der östlichen Prydz Bucht der Ingrid-Christensen Küste im Princess Elisabeth Land erbaut. Eingerahmt wird diese Forschungsstation im Süden vom Scersdahl-Gletscher, dem rasant an Höhe gewinnenden Eisplateau im Osten und der offenen See im Nordwesten. Mit 26.2 Metern über NN liegt diese Station im Vergleich zu Casey noch niedriger. Es ist die größte eisfreie Fläche in der Antarktis mit  $400\text{km}^2$  und ähnlich wie Casey kann auf Grund des, für antarktische Verhältnisse, gemäßigten Klimas auch eine dementsprechende Auswirkung auf den atmosphärischen Feuchtegehalt erwartet werden. Katabatische Stürme sind für diese Region ebensowenig zu erwarten wie für Casey.

Die französische Forschungsstation Dumont d'Urville wurde auf der Petrel Insel errichtet, welche einer Inselgruppe im Adèlie Land zugehörig ist. Mit 47.83 Metern über NN ist diese Station, gemessen an den Koordinaten der GPS-Antenne, die höchste der drei hier angegebenen. Wie Casey ist auch diese Station auf einer drei Kilometer vor dem Eisschild vorgelagerten Insel erbaut worden. Jedoch ist für diese Gegend ein strengeres Klima typisch und somit nehmen auch hier des Öfteren katabatische Winde Einfluss auf das Klima.

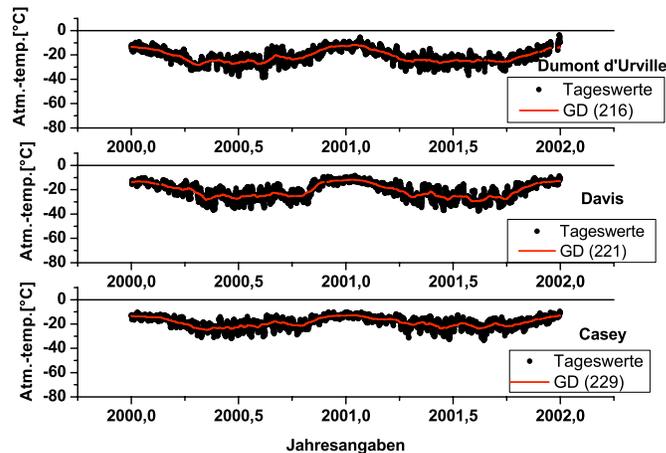


Abbildung 7.14: Mittlere atmosphärische Temperatur der Stationen Casey, Davis und Dumont d'Urville

Die Schätzungen für den ausfällbaren Wasserdampfgehalt der genannten Stationen sind in Abbildung 7.12 dargestellt. Bei Betrachtung der Diagramme für Casey und Davis fällt die Ähnlichkeit der Kurvenverläufe auf. Die herausragenden positiven Werte bei Casey im Herbst 2000 und im Spätsommer/Herbst 2001 sind ebenfalls bei Davis zu verzeichnen, des Weiteren ist dieses Phänomen auch bei Mawson geschätzt worden und ein Sprung der Werte im Herbst 2001 ist auch bei Mawson zu sehen. Diese Effekte könnten natürlich Fehler einer Station sein, allerdings sind für den Herbst 2000 ähnliche Entwicklungen bei den Temperaturwerten von Mawson dargestellt und für den Herbst 2000 sowie Spätsommer 2001 bei Casey und Davis, so dass hier von einem meteorologischen Phänomen im Zusammenhang mit temporären Temperaturschwankungen und den bekannten Wanderungen des Luftdruckbandes ausgegangen wird.

Die jahreszeitliche Entwicklungen sind auf Casey und Davis zu erkennen, wobei Casey mehr Variationen aufweist als Davis. Mit einem durchschnittlichen PW-Wert von 3.98 mm wurde bei Casey die feuchteste Atmosphäre in dieser Region verzeichnet, Davis folgte dicht mit 3.45 mm. Die mit den Luftdruckentwicklungen in Verbindung gebrachten Zuwächse des Wasserdampfes im Frühling und Herbst sind auch auf diesen Stationen zu erkennen, deutlicher bei Casey und etwas schwächer bei Davis.

Dumont d'Urville hebt sich in Bezug auf die Entwicklung dieser meteorologischen Größe etwas von den beiden anderen Stationen ab, obwohl der Durchschnitt des PW-Wertes mit 3.19 mm keinen großen

Unterschied aufweist. Die Jahreszeiten lassen sich gut wiedererkennen, auch im Frühjahr 2000 ist ein Anstieg zu erkennen. Der Zuwachs im Sommer 2001 scheint sich im Vergleich zu den anderen beiden Stationen über einen längeren Zeitraum zu entwickeln und geht fast fließend in einen Anstieg im Herbst 2001 über. Die etwas geringere Variation kann mit der Lage der Station und dem daraus folgenden extremeren Klima geschlussfolgert werden.

In Abbildung 7.14 sind für die beschriebenen Stationen der Ostantarktis die mittleren Temperaturen der Atmosphäre für die Jahre 2000 und 2001 nach dem gewohnten Mustern aufgetragen. Auf den ersten Blick fällt die Ähnlichkeit der Werte und der Entwicklungen ins Auge, was daran liegt, dass alle Stationen an der Küste angesiedelt sind. Mit  $-18.7^{\circ}\text{C}$  besitzt Casey im Schnitt die höchste Durchschnittstemperatur, Davis bildet mit  $-21.0^{\circ}\text{C}$  die Mitte und in Dumont d'Urville wurden die niedrigsten Temperaturen gemessen mit  $-21.1^{\circ}\text{C}$ . Diese Entwicklungen lassen sich auch dementsprechend in den Verläufen der Wasserdampfkurven wiederfinden. Für die Station Casey läßt sich dieser Zusammenhang zwischen mittlerer atmosphärischer Temperatur und atmosphärischen Wasserdampf in einer Korrelation der 3 Stundenwerte von 0.73 und einer Korrelation der gleitenden Mittelwerte ohne hochfrequente Variationen von 0.91 erkennen. Auch Davis zeigt diesen engen meteorologischen Zusammenhang und somit den Beweis für die genaue Schätzung der troposphärischen Signalverzögerung mit einer Korrelation der Tageswerte von 0.82 und der gleitenden Mittelwerte von 0.96. Lediglich bei Dumont d'Urville fiel die Korrelation etwas geringer aus, unterstrich aber mit 0.62 für die Einzelwerte und mit 0.85 für die gleitenden Mittelwerte immer noch den engen inhaltlichen Zusammenhang.

#### 7.2.4 Westantarktis

Nachdem nun die Ostantarktis anhand der dort existierenden Stationen ausreichend behandelt worden ist, wird in diesem Teilabschnitt die Westantarktis untersucht. In Kapitel 3 ist die Aufteilung der Antarktis anhand der Orographie vorgenommen worden und lediglich die Station McMurdo ist dort als Forschungsstation zu erkennen. Es gibt noch einige andere Küstenstationen in diesem Teil der Antarktis, aber nur von McMurdo waren GPS-Aufzeichnungen zugänglich.

- **Beschreibung**

In Abbildung 7.15 sind die einzelnen GPS-Wasserdampfschätzungen über den gesamten Auswertzeitraum nach bekanntem Muster aufgetragen worden. Insgesamt sind 77 % der möglichen Daten ausgewertet worden. Bis zum Tag 49 in 2000 wurden alle drei Stunden Werte für den ausfällbaren

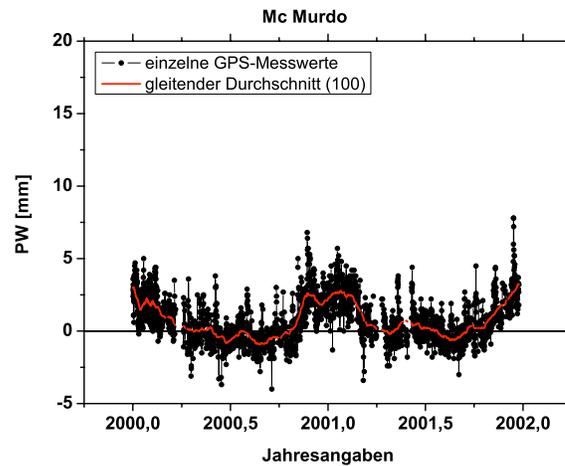


Abbildung 7.15: Ausfallbare Wasserdampfwerte aus GPS-Messungen bei der Station McMurdo

Wasserdampf berechnet, da in diesem Intervall auch die nötigen meteorologischen Beobachtungen zur Verfügung standen. Danach sind die Werte alle sechs Stunden geschätzt worden, da Luftdruck und Temperatur auch nur alle sechs Stunden gemessen wurden. In Abbildung 7.15 fallen zwei längere Datenlücken auf, im Jahr 2000 gab es eine Messlücke von 16 Tagen und in 2001 konnte zwischen Tag 92 und 102 keine GPS-Daten gesammelt werden. Über den gesamten Zeitraum kam es des Weiteren zu vereinzelt Datenausfällen, aber es wurden keine Ausreißer festgestellt und alle Werte können der Interpretation zugeführt werden.

Auffällig in Abbildung 7.15 sind die negativen Werte und die teilweise recht hohe Streuung. Dies lässt eine mangelhafte Signalqualität vermuten, was wiederum durch die hohe Standardabweichung der ZTD-Werte für McMurdo von 6.59 mm bestätigt wird. Um nun eine genauere Signaluntersuchung durchführen zu können, sind die Residuen der  $L_c$ -Phasenkombination in Abbildung 7.16 in Abhängigkeit der Elevation und in Abbildung 7.17 auf die jeweilige Satellitentrajektorie aufgetragen worden. Die elevationsabhängige Darstellung lässt auf den ersten Blick erkennen, dass Beobachtungen niedriger Elevationen nicht mit in die Auswertung einbezogen worden sind. Dies kann zum einen dadurch begründet werden, dass der minimale Elevationswinkel im GPS-Empfänger dementsprechend hoch eingestellt war oder dass es qualitativ sehr schlechte Phasenbeobachtungen auf dieser Station gab, die durch GAMIT im ersten Ausgleichsprozess eliminiert worden sind.

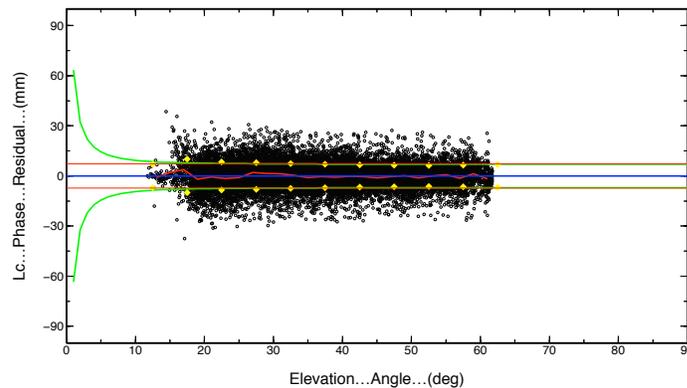


Abbildung 7.16: Elevationsabhängiger Plot der Lc-Phasenresiduen für den Tag 198 im Jahr 2000 für McMurdo

Nachdem mit unabhängigen Softwarepaketen, ähnlich dem beschriebenen Vergleich bei der Station Syowa, einige Auswertungen durchgeführt wurden, stellte sich heraus, dass der Elevationswinkel im GPS-Empfänger auf ca. 4 Grad eingestellt gewesen war. Nach sorgfältigen Untersuchungen kam der Autor zu dem Schluss, dass auf Grund von Problemen im Umfeld der GPS-Antenne nur Beobachtungen der ersten Trägerfrequenz  $L_1$  rekonstruiert werden konnten, das  $L_2$ -Signal konnte auf Grund schlechter Signalqualität nicht aufgelöst werden und die Folge daraus war, dass die  $L_c$ -Linearkombination nicht gebildet werden konnte. Dementsprechend fangen die brauchbaren Linearkombinationen erst ab einem Elevationswinkel von ca. 13 Grad an. Folglich streuen die übrigen Residuen in Abbildung 7.16 auch nur geringfügig mit einer RMS von 7.3 mm und es sind auch nur leichte Systematiken für den übrigen Bereich zu erkennen. Die Skyplots der Abbildung 7.17 bestätigen diesen Eindruck, denn dort wird ein Großteil der Beobachtungen nicht mehr aufgeführt und die restlichen Beobachtungen unterliegen einer etwas höheren Streuung. Die ZTD-Standardabweichung für Tag 198 beträgt 4.8 mm und ist somit leicht besser als die Standardabweichung über den gesamten Zeitraum, zeigt aber trotzdem die Signalprobleme für diese Station auf.

Auch wenn für diese Station nur die Antenne des Types AOA Dorne Margolin ohne Dome kalibriert wurde, können die Effekte nicht so extrem sein. Die Darstellung des Antennenumfeldes in Kapitel A.3 im Anhang läßt da andere Mutmaßungen zu. Die Installation der GPS-Antenne am Hang eines 900 Meter hohen Berges scheint suboptimal zu sein. Genauere Schlüsse würden sich erst ziehen lassen, wenn man eine Rundumsicht des Antennenumfeldes zur Verfügung hätte, um dann eventuelle Störquellen zu erkennen, dies kann aber an diesem Punkt der Arbeit nicht mehr vollzogen werden, so dass an dieser Stelle davon ausgegangen wird, dass es starke Probleme im fernen und im nahen Umfeld der GPS-Antenne gibt.

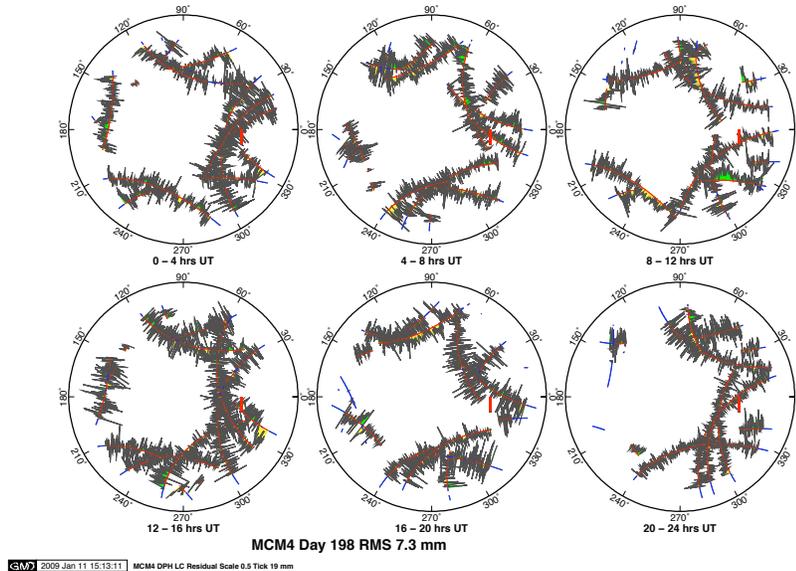


Abbildung 7.17: Skyplots der Lc-Phasenresiduen für den Tag 198 im Jahr 2000 der Station McMurdo

Das Fehlen der GPS-Beobachtungen macht sich selbstverständlich auf die Schätzung der troposphärischen Parameter bemerkbar, da wie bei Syowa ein erheblicher Teil der GPS-Beobachtungen unter niedriger Elevation fehlt und diese zum Teil unter einer ungünstigeren Satellitengeometrie durchgeführt wurden. Somit wird die Genauigkeit der ZTD's dementsprechend darunter leiden und aus diesem Grund läßt sich auch der negative Versatz erklären, auf welchen im nächsten Kapitel beim Vergleich mit Radiosondenmessungen vertieft eingegangen wird.

- **Meteorologischer Hintergrund**

Der westliche Teil des antarktischen Kontinentes wird in dieser Arbeit durch die Station McMurdo repräsentiert. McMurdo wurde auf der südlichen Spitze der Ross-Insel erbaut, nördlich von McMurdo erhebt sich der Mount Erebus mit 3794 Metern in den Himmel, bevor die Ross-Insel in die Ross-See übergeht. Westlich der Ross-Insel an McMurdo grenzt das Victoria-Land mit seinen Ausläufern des Transantarktischen Gebirges, so dass die Küstenlinie teilweise bis 3500 Meter ansteigt. Südlich der Ross-Insel ist das Ende des Ross Eisschelfes angesiedelt. Aus dieser geographischen Situation resultieren kurzfristige Wetterumschwünge, da drei verschiedene Luftfronten aufeinandertreffen. Zum einen kommt sehr trockene und kalte Luft aus dem Ostantarktischen Hochplateau über das Victoria-Land rein, des Weiteren strömt etwas feuchtere, aber immer noch kalte Luft über das Ross-Eisschelf auf die Ross-Insel herein und zu guter

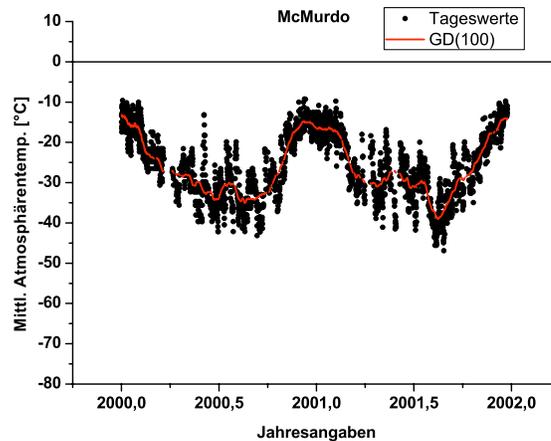


Abbildung 7.18: Mittlere atmosphärische Temperatur der Station McMurdo

Letzt trifft noch wärmere und feuchte Luft aus dem Ross-Meer auf die anderen beiden Luftpakete. Das Zusammenströmen dieser Luftpakete sorgt für sehr starke Stürme, aus dem Viktoria Land kommen teilweise katabatische Winde auf die Insel und somit trifft man hier ein sehr abwechslungsreiches Klima an, was sich auch auf den Feuchtegehalt der Atmosphäre auswirkt (Monaghan u. a., 2005).

Neben dem angesprochenen negativen Versatz der Wasserdampfkurve in Abbildung 7.15 ist auch eine höhere Streuung der Werte erkennbar. Die jahreszeitlichen Effekte wirken sich deutlich auf die Wasserdampfentwicklung aus und kleine Zwischenanstiege sind in dem gleitenden Durchschnitt im Frühling 2000 und Frühling 2001 zu sehen. Mit 0.83 Millimeter wurde im Gesamtdurchschnitt neben dem Südpol der zweitniedrigste Wasserdampfgehalt verzeichnet. Dies lässt sich natürlich auch mit der Höhe der Station von 151 Metern über NN begründen, denn dies ist die vierthöchste Station. Allerdings ist dieser Wasserdampfwert doch gravierend niedrig und an dieser Stelle wird ein erheblicher Einfluss durch den hohen Anfangselevationswinkel vermutet. Bestätigt werden kann dies allerdings erst im nächsten Kapitel.

Unterstützt wird der niedrige Wasserdampfwert und das aride Klima durch einen durchschnittlichen Atmosphärentemperaturwert von  $-25.26^{\circ}$  Celsius, verglichen mit den anderen Stationen sind im Durchschnitt nur noch der Südpol und Sanæ IV kälter. In Abbildung 7.18 ist die Entwicklung der mittleren atmosphärischen Temperatur dargestellt. Unabhängig von den beschriebenen Problemen bei der GPS-Wasserdampfschätzung wird auf Anhieb die Ähnlichkeit des Temperaturkurvenverlaufes mit dem Verlauf der Wasserdampfkurve deutlich. Der Anstieg der Temperatur-

kurve im Frühling (August/September) 2000 geht einher mit einem Anstieg der Wasserdampfkurve. Die jahreszeitlichen Entwicklungen hängen auch sehr stark zusammen, so dass im Endeffekt die einzelnen Messwerte mit einem Korrelationswert von 0.75 und die gleitenden Mittelwerte mit 0.96 den starken Zusammenhang der Atmosphärentemperatur und des ausfällbaren Wasserdampfes reflektieren. Daraus lässt sich schließen, dass der hohe Elevationswinkel lediglich einen Offset verursacht, aber nicht den Verlauf der Messwerte verfälscht. Dies gilt es durch die Radiosondenwerte zu bestätigen.

Zusammenfassend lässt sich also feststellen, dass die besondere Lage und Orographie der Station McMurdo und die daraus resultierenden meteorologischen Situation einen Einfluss auf den Wasserdampfgehalt der dortigen Atmosphäre ausüben. Die höhere Variation der einzelnen Messwerte und die für eine Küstenstation niedrigen Wasserdampfwerte sind das Spiegelbild der beschriebenen Situation.

### 7.2.5 Antarktische Halbinsel

Zur atmosphärischen Analyse der antarktischen Halbinsel sind die Stationen O'Higgins, Palmer und San Martin herangezogen worden. Die Auswahl geschah zum einen durch die Bereitstellung permanenter GPS-Messungen und zum anderen auf Grund der Verteilung vom Nordrand der Halbinsel bis hin in den südlichen Teil. In der gewohnten Aufteilung werden zuerst die Daten und ihre Qualität beschrieben, um darauf aufbauend den meteorologischen Hintergrund darzulegen und die Ergebnisse zu erläutern.

- **Beschreibung**

Am Anfang dieses Kapitels wurde bereits über die vorhandene Datenmenge diskutiert und angemerkt, dass die Stationen der antarktischen Halbinsel insgesamt eine schlechte Datenverfügbarkeit aufgewiesen haben. Die Station *O'Higgins* konnte insgesamt nur 64 % der möglichen Daten zur Verfügung stellen. In Abbildung 7.19 sind die einzelnen Zeitreihen der drei-stündlichen Wasserdampfwerte dargestellt. Es wird ersichtlich, dass bei O'Higgins im Jahr 2000 und beim Jahreswechsel erhebliche Probleme aufgetreten sind und für 2000 nur 51 % der möglichen GPS-Wasserdampfwerte aufgezeichnet wurden. In 2001 konnten 84 % der möglichen PW-Daten berechnet werden. Das Jahr war eigentlich weitestgehend komplett bis auf die Tatsache, dass ab Tag 338 keine Daten mehr ausgewertet werden konnten, da die GPS-Referenzstation für diese Zeiträume keine Daten aufgezeichnet hat.

Bei *Palmer* ist eine ausgedünnte Zeitreihe zu erkennen. Zum einen liegt dies daran, dass für diese Station nur alle sechs Stunden die benötigten meteorologischen Messgrößen zur Verfügung standen. Aber zum anderen

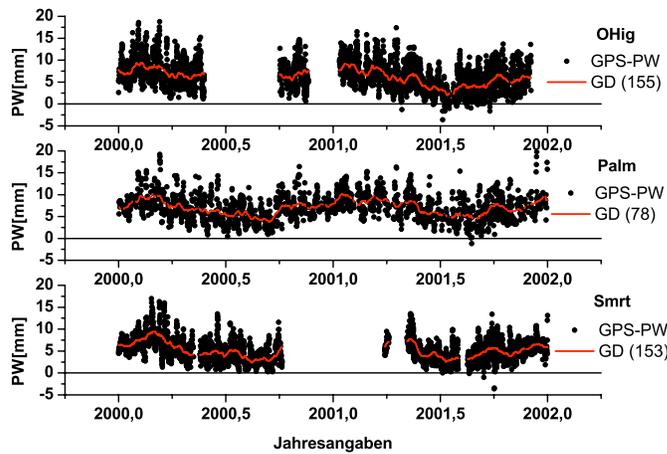


Abbildung 7.19: Ausfällbare Wasserdampfwerte aus GPS-Messungen bei den Stationen O'Higgins, Palmer und San Martin

gab es auch enorme Ausfälle im gesamten Auswertezitraum, im Jahr 2000 standen nur 71 % und in 2001 66 % der maximal möglichen meteorologischen Beobachtungen zur Verfügung. Das insgesamt nur 68 % der möglichen Wasserdampfwerte ausgewertet werden konnten, ist somit anhand der fehlenden Luftdruck- und Temperaturmessungen zu begründen.

Für *San Martin* sind wie bei der Station O'Higgins große Datenlücken in der Zeitreihe in Abbildung 7.19 zu beobachten. 70 % der möglichen GPS-ZTD-Beobachtungen konnten im Jahr 2000 geschätzt werden und 62 % in 2001, so dass auch für diese Station die Ausfälle bei der GPS-Datenregistrierung zu suchen sind. Insgesamt leidet somit die Qualität der Beobachtungen der Region antarktische Halbinsel unter hohen Datenausfällen, was sich negativ auf die Interpretation auswirkt.

Neben der Datenverfügbarkeit wurden die Zeitreihen auch auf Ausreißer untersucht. Bei O'Higgins wurden keine Ausreißer verzeichnet, denn die vorhandenen negativen Werte waren noch im Rahmen der Toleranz von 1-2 Millimetern oder wurden toleriert, da keine offensichtlichen Gründe für Ausreißer gefunden werden konnten. Im Winter 2001 (Juli/August) wurden lediglich höhere ZHD-Werte als mögliche Ursache für den negativen Trend der Wasserdampfwerte festgestellt, doch da extreme meteorologische Werte waren nicht die Ursache waren, wurden die Werte beibehalten.

Bei Palmer wurden keine ungewöhnlichen Werte registriert und bei San Martin wurden drei Ausreißer näher betrachtet. Am Tag 72 im Jahr 2000 wurde ein Wasserdampfwert von -44 Millimeter geschätzt und die Ursache

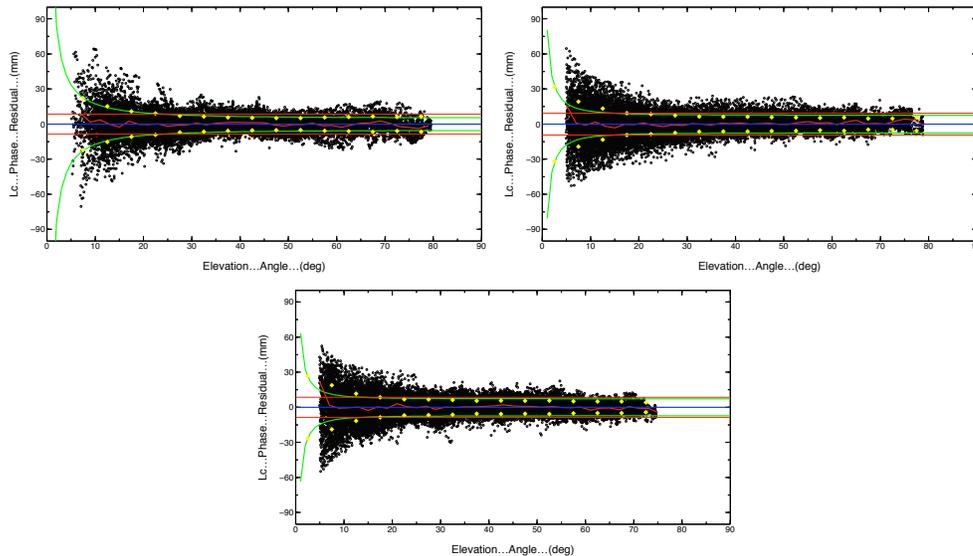


Abbildung 7.20: Oneway  $L_c$ -Phasenresiduen der Stationen O'Higgins, Palmer und San Martin am Tag 198 bzw. 277 im Jahr 2000

lag in einem sehr niedrigen ZTD-Wert von 1.956 Metern ( $ZWD=ZTD-ZHD$ ) mit einer sehr hohen Standardabweichung von 2.6 Zentimeter. Auf Grund der Standardabweichung wurde dieser Wert als Ausreißer definiert und aus der Auswertung herausgenommen. Bei zwei anderen negativen Wasserdampferten an den Zeitpunkten 275.25 und 275.375 in 2001 wurden erhöhte ZHD-Werte im Verhältnis zu niedrigen ZTD-Werten als Ursache gefunden, aber auf Grund der leichten Abweichung im Millimeterbereich wurden diese Werte beibehalten. Des Weiteren waren die Standardabweichungen der ZTD-Werte nicht auffällig (1.6 Millimeter) und die Werte für Temperatur und Luftdruck passten sich im Vergleich zu den vorherigen und kommenden Werten gut in den meteorologischen Gesamtverlauf ein. Die Datenqualität der vorhandenen Daten war somit bei allen drei Stationen zufriedenstellend bis gut.

Zusätzlich zu den genannten Punkten wurde auch wieder die Signalqualität anhand der Phasenresiduen der drei Stationen begutachtet, um daraus eventuelle stationsabhängige Probleme ableiten zu können. Für Palmer und San Martin wurde jeweils der Tag 198 in 2000 als elevationsabhängige  $L_c$ -Phasenresiduen in Abbildung 7.20 aufgelistet. Für die Station O'Higgins sind an dem Tag keine GPS-Daten aufgezeichnet worden und somit wurde für diese Station der Tag 277 in 2000 untersucht.

O'Higgins weist eine durchschnittliche RMS der Phasenresiduen von 8.6 Millimeter auf, im Vergleich mit den anderen Stationen ein durchschnittliches Ergebnis. Allerdings sind unter niedrigeren Elevationen weniger Be-

obachtungen aufgezeichnet worden als im Durchschnitt. Dies ist auch in der Abbildung zu erkennen, da in den unteren Regionen nur vereinzelt oder wenige Residuen als Kreise abgebildet wurden. Mit 2.4 Millimeter ist die Standardabweichung der Zenitverzögerungen aber noch etwas kleiner, als die erzielten 3.1 mm über den gesamten Zeitraum. Diese höhere Standardabweichung für die Signalverzögerungen lässt sich auch an dieser Stelle wieder mit der geringeren Beobachtungsanzahl unter niedrigen Elevationen in Verbindung bringen. Die vorhandenen Beobachtungen weisen in den unteren Elevationsbereichen leichte Systematiken auf, die zum Teil wieder auf die Kalibrierung ohne Radome zurückgeführt werden können. Die fehlenden Beobachtungen sind von GAMIT editiert worden, da es in den unteren Elevationsbereichen zum Teil Probleme ähnlich der Station McMurdo gab, aus diesem Grund ist auch der erhöhte wrms-Wert in Kapitel 6.2.2 zu erklären.

Palmer hat demgegenüber in den, für die Wasserdampfschätzung relevanten, Bereichen der Atmosphäre mehr GPS-Beobachtungen zu verzeichnen gehabt und eine Residuen-RMS von 9.4 mm am Tag 198 erzielt. Folglich sind die Standardabweichungen der ZTD-Schätzungen für den Tag 198 mit 1.9 mm und für den gesamten Auswertzeitraum mit 1.7 mm sehr gut. Die Abbildung 7.20 lässt nur leichte Systematiken für Palmer im Vergleich zu O'Higgins erkennen und man merkt deutlich, dass bei dieser Station zum einen das Stationsumfeld adäquat war und zum anderen eine komplette Kalibrierdatei vorlag, so dass die hier aufgezeigten Ergebnisse eine gute Qualität bescheinigen können.

Die Entwicklung der Residuenkurve für San Martin ist vergleichbar mit Palmer, ab 5 Grad sind scheinbar ausreichend Beobachtungen vorhanden und mit 8.5 mm für am Tag 198 eine durchschnittliche RMS geschätzt. Die gute Signalqualität wird mit einer ZTD-Standardabweichung von 1.7 mm am Tag 198 bescheinigt. Allerdings wurde für den gesamten Zeitraum eine Standardabweichung der Signalverzögerungen von 3.8 mm erzielt, so dass der hier betrachtete Tag nicht das gesamte Ergebnis widerspiegelt. Es sind ähnlich wie bei Palmer nur leichte Systematiken zu erkennen, so dass sich auch an dieser Stelle die korrekte Kalibrierdatei und ein gutes Antennenumfeld in den Residuen durchsetzen.

- **Meteorologischer Hintergrund**

Die antarktische Halbinsel ist der nördlichste Teil des antarktischen Festlandes und ragt über den südlichen Polarkreis hinaus in Richtung des südamerikanischen Kontinentes. Wie in Kapitel 3 beschrieben, ist in dieser Region das Klima teilweise sehr gemäßigt und der größte Feuchtegehalt in der Atmosphäre zu finden. Die Halbinsel ist ca. 1200 Kilometer lang und wird durch bis zu 2000 Meter hohe Gebirgszüge charakterisiert. Abgegrenzt wird diese Region durch das Weddell-Meer im Osten und das

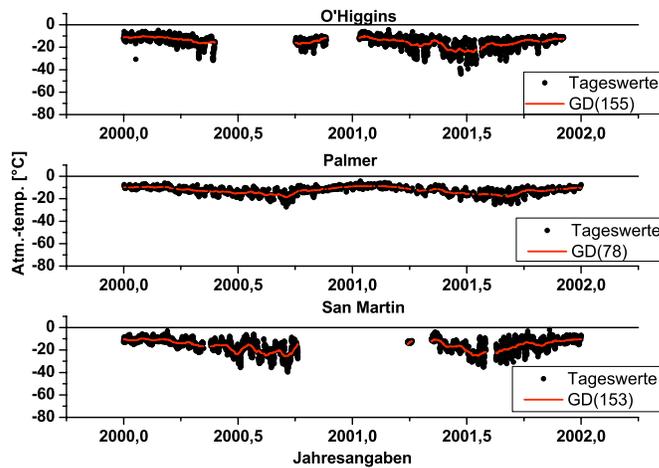


Abbildung 7.21: Mittlere atmosphärische Temperatur der Stationen O'Higgins, Palmer und San Martin

Südpolarmeer resp. die Bellingshausen-See im Westen. Auf Grund der Gebirgszüge ist an der Ostküste der Antarktis ein strengeres, kontinental geprägtes Klima zu finden und an der Westküste ein gemäßigteres, maritimeres Klima (King und Turner, 1997). Meridionale und latitudinale Gradienten der meteorologischen Einflussgrößen sind typisch für die antarktische Halbinsel und zusätzlich wirkt sie als Barriere für die circumpolare Westwindzone.

Neben der Einteilung in den östlichen und westlichen Teil der Halbinsel muss auch eine Nord-/Südausrichtung berücksichtigt werden. Im Norden herrscht auf Grund der geographischen Position ein vergleichbar gemäßigteres Klima als im Süden. Diese Aufspaltung in verschiedene Klimazonen repräsentiert die antarktische Halbinsel als eine klimatologisch sehr sensible Region.

Zur näheren Betrachtung des ausfällbaren Wasserdampfes wurden die GPS-Daten dreier Stationen ausgewertet:

**O'Higgins** wurde am nördlichen Rand der antarktischen Halbinsel erbaut und sollte demzufolge die feuchtere Atmosphäre der drei Stationen aufweisen. Sie befindet sich ca. 50 Meter von der Halbinsel entfernt auf der vorgelagerten Insel *Islote Isabel Riquelme*. **Palmer** grenzt nördlich an den südlichen Polarkreis und wurde am südlichen Ende des Palmer Bogens auf der Anvers-Insel errichtet. **San Martin** ist die einzige der drei Stationen, die sich südlich des Polarkreises befindet und folglich ein strengeres Klima aufweisen müsste. Sie wurde in der Marguerite Bucht

installiert.

Die Werte für den atmosphärischen Wasserdampfgehalt der drei Stationen auf der antarktischen Halbinsel sind in Abbildung 7.19 nach bekanntem Muster gegenübergestellt. Die durchschnittlichen Werte liegen alle sehr dicht zusammen, sind im Gesamtvergleich aber etwas höher auf Grund der besonderen Lage innerhalb der Antarktis. Bei O'Higgins ließ sich ein Gesamtwasserdampfgehalt von durchschnittlich 6.16 Millimeter feststellen. Jahreszeitliche Entwicklungen sind nur in Ansätzen zu erkennen, da während des Sommers auf der Südhalbkugel und auch während des dortigen Frühjahres ein Großteil der GPS-Daten gefehlt hat. Eine höhere Variation auf Grund des höheren Wasserdampfgehaltes lässt sich trotzdem beobachten, dies bestätigt vorangegangene Arbeiten (Schulte und Schenke, 2004). Der leichte Versatz in den negativen Bereich am Ende des ausgewerteten Zeitraumes wurde noch innerhalb des Toleranzbereiches gesehen. Die größere Variation der einzelnen Wasserdampfwerte und die höheren Werte an sich werden durch eine Korrelation mit den einzelnen Temperaturwerte der Atmosphäre von 0.57 nur leicht gestützt. Gründe für diese doch niedrigere Korrelation sind höchstwahrscheinlich die höhere Variation der Wasserdampfwerte, Ungenauigkeiten in den GPS-Schätzungen und Bodentemperaturmessungen. Die Atmosphärentemperaturen sind in Abbildung 7.21 aufgetragen worden. Die Korrelation der gleitenden Mittelwerte beider Berechnungsgrößen liegt bei 0.86 und zeigt eine stärkere Korrelation auf. Dies unterstützt die Vermutung, dass Ungenauigkeiten in den einzelnen Messungen zur geringeren Korrelation der Einzelmessungen führen. Denn wenn diese hochfrequenten Störungen und eventuelle kurzfristige resp. monatliche Saisonalitäten durch Mittelbildung herausfallen, steigt die Korrelation für den längerfristigen resp. jahreszeitlichen Vergleich. Für den Verlauf der Temperaturkurve O'Higgins gilt ähnliches wie für die GPS-Wasserdampfkurve, denn es wurden nur Werte für die Atmosphärentemperatur berechnet, wenn auch GPS-Daten vorlagen. Das für antarktische Verhältnisse wärmere und feuchtere Klima wird mit einer Durchschnittstemperatur von  $-15.24^{\circ}$  Celsius bestätigt.

Die Wasserdampfwerte der Station Palmer weisen eine ebenso hohe Variabilität auf wie O'Higgins. Jahreszeitliche Zyklen sind erkennbar, aber nicht sonderlich stark ausgeprägt wie es bei anderen antarktischen Stationen in dieser Arbeit beobachtet wurde. Zwischenzeitliches Ansteigen der Werte im Herbst und Frühjahr der Südhalbkugel kann der Kurve bzw. den gleitenden Mittelwerten ebenfalls entnommen werden. Ein durchschnittlicher Wasserdampfwert von 7.0 Millimetern und eine durchschnittliche Atmosphärentemperatur von  $-12.71^{\circ}$  Celsius geben das typische Klima der antarktischen Halbinsel wieder und reihen sich in die vorangegangenen Beschreibungen über das Klima der Westküste der Halbinsel ein. Die Korrelation der einzelnen Messwerte beträgt 0.70 und zeigt auf, dass auch die hochfrequenten Messwerte bzw. die einzelnen Variationen anders als bei

O'Higgins eng miteinander verknüpft sind. Die langzeitliche Analyse hat eine Korrelation von 0.91 ergeben und ist somit ähnlich den Korrelationen der anderen Stationen.

Bei San Martin ist eine größere Datenlücke vorhanden (501 Tage von 631 möglichen), auf die im Vorfeld schon eingegangen wurde. Diese verhindert eine jahreszeitliche Analyse, so dass lediglich vermutet werden kann auf Grund der vorhergehenden und nachfolgenden Entwicklung der gleitenden Mittelwerte, dass die Werte im Sommer ansteigen. Die höhere Variation der übrigen Werte bestätigt den maritimen Einfluss auf die Atmosphäre der westlichen Küste der Halbinsel und stimmt auch in ihrer Entwicklung mit den anderen beiden Stationen überein wie z.B. am Anfang jeder Zeitreihe in Abbildung 7.19 zu erkennen ist. Der durchschnittliche Wasserdampfwert von 5.1 Millimeter ist etwas niedriger und kann damit erklärt werden, dass San Martin im südlichen Teil der Halbinsel angesiedelt ist und dementsprechend schon neben dem maritimen Einfluss auch kontinentale Luftströme verspürt. Die Temperaturwerte der Atmosphäre zeigen teilweise ein etwas breiteres Spektrum in den Sommermonaten auf, ordnen sich aber mit einem Durchschnittswert von  $-16.18^{\circ}$  in das Klima der antarktischen Halbinsel ein. Die einzelnen Messwerte der Temperatur und des Wasserdampfes geben durch eine Korrelation von 0.73 eine ähnliche enge Verknüpfung wieder wie es bei Palmer der Fall ist, die gleitenden Mittelwerte sind mit einer Korrelation von 0.86 ähnlich eng verknüpft wie bei O'Higgins.

Alle drei Stationen sind in niedrigen Höhen installiert worden, O'Higgins auf 7.05 Metern über NN, Palmer auf 14.71 Metern und San Martin auf 18.45 Metern, so dass dies neben der geographischen Lage auch ein Grund für die entsprechenden Entwicklungen bzw. für das jeweilige feuchtere Klima ist. Die beschriebenen geographischen Lagen der einzelnen Stationen und die Eigenschaften der antarktischen Halbinsel lassen sich in den Entwicklungen der Wasserdampf- und Temperaturwerte wiedererkennen, gelitten hat die Analyse nur durch die hohen Datenausfälle.

### 7.2.6 Sanae IV

In Abbildung 7.22 ist die Wasserdampfzeitreihe der Station Sanae IV zu erkennen. Am Anfang des Kapitels wurde bereits auf die Datenproblematik an dieser Station hingewiesen. Die Hauptproblematik bestand in dem Fehlen der meteorologischen Eingangsgrößen, da die GPS-Beobachtungen über den gesamten Auswertzeitraum zumindest zu 61 % vorhanden waren. Luftdruck und Temperatur wurden allerdings erst ab Tag 162 im Jahr 2001 beobachtet und selbst ab diesem Zeitpunkt sind nur 50 % der maximalen Beobachtungsanzahl vorhanden.

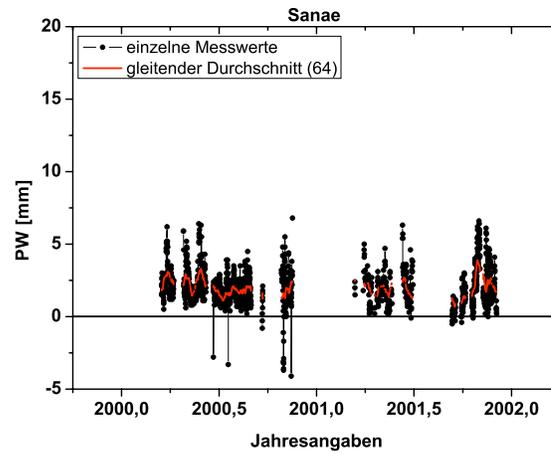


Abbildung 7.22: Ausfällbare Wasserdampfwerte aus GPS-Messungen bei der Station Sanae IV

Als Alternative wurden die Aufzeichnungen einer automatischen Wetterstation (AWS) benutzt, die ca. 3.3 km von der Forschungsstation entfernt installiert wurde, der Höhenunterschied betrug ca. 32 Meter. Die Aufzeichnungen der AWS wurden genau wie die Stationsaufzeichnungen stündlich durchgeführt, allerdings sind auch bei der AWS große Datenlücken entstanden. Über den gesamten Auswertzeitraum wurden nur 42 % der möglichen Daten aufgezeichnet. Nichtsdestotrotz wurden die Daten der AWS zur Herleitung des ausfällbaren Wasserdampfes herangezogen.

Es wurden Datenausfälle mit einem Zeitabstand von bis zu neun Stunden interpoliert, größere Lücken wurden verworfen und die Luftdruckwerte wurden mit Hilfe der barometrischen Höhenformel auf Stationshöhe umgerechnet. Das Ergebnis ist in Abbildung 7.22 zu sehen, nur 26 % der Daten als Summe der Ausfälle aus GPS-Beobachtungen und AWS-Beobachtungen könnten der Interpretation zugefügt werden. Da sich die Ergebnisse in der genannten Abbildung nicht zur Interpretation eignen, wurden lediglich unter den genannten Bedingungen die originären meteorologischen Stationswerte ab Mitte 2001 zur Herleitung der GPS-PW-Werte herangezogen und die jeweiligen PW-Werte miteinander verglichen. Ausreißer wurden in der Wasserdampfkurve nicht detektiert und beseitigt.

Der Vergleich wurde angestellt, da untersucht werden sollte, inwiefern lokale meteorologische Effekte der Temperatur und des Luftdruckes den geschätzten Wasserdampfwerte beeinflussen. Sanae IV liegt 862.4 Meter über dem Meeresspiegel an der Ostküste des antarktischen Kontinentes, folglich ist mit einem sehr geringen Wasserdampfwert zu rechnen und dementsprechend großen Einflüssen von Änderungen. Neben der größeren Höhe weist die Station ein weiteres

markantes Merkmal auf, sie wurde auf dem Nunatak Vesleskarvet erbaut. Auf Grund dieser exponierten Stellung sind die meteorologischen Bedingungen in Bodennähe einem besonderen Einfluss unterworfen.

Die mit den AWS-Daten hergeleiteten Wasserdampfwerte betragen im Durchschnitt 2 Millimeter. Die Differenz zu den Wasserdampfwerte, welche mit Hilfe der stationären meteorologischen Beobachtungen ab Mitte 2001 konvertiert wurden, liegt bei 2 Millimeter. Aus diesen Beträgen wird ersichtlich, dass die Unterschiede zu groß sind, um Interpretationen durchzuführen. Wahrscheinlich wären abgeleitete meteorologische Daten aus numerischen Wettermodellen eine Alternative zu den fehlenden Beobachtungsdaten, dies wird aber im Rahmen dieser Arbeit nicht weiter verfolgt. Die hier benutzen Daten der benachbarten automatischen Wetterstation stellen zumindest auf Grund der lokalen meteorologischen Unterschiede in Form von 7 hPa beim Luftdruck und 1.3 ° C bei der Temperatur keine Alternative zu den erwähnten meteorologischen Messsystemen dar (siehe Genauigkeitsansprüche der meteorologischen Parameter in Kapitel 5.4.1). Dementsprechend werden die Wasserdampfwerte von Sanae IV nicht weiter betrachtet.

### 7.3 Zusammenfassung

Im Rahmen dieses Kapitels wurden die Ergebnisse der GPS-Wasserdampfschätzung für 12 antarktische Referenzstationen vorgestellt. 11 GPS-Stationen waren auf Fels installiert und die Station des Südpols Amun ist auf Eis errichtet worden und unterlag im Gegensatz zu den anderen Stationen den Fließgeschwindigkeiten des antarktischen Eisschildes. Ziel dieser Arbeit ist die Erprobung der Wasserdampfschätzung anhand antarktischer GPS-Referenzstationen gewesen, d.h. wieweit die momentane GPS-Auswertung hinreichende Kriterien erfüllt, um den extrem niedrigen Wasserdampfgehalt der antarktischen Atmosphäre zu schätzen. Dies geschah unter dem Blickwinkel beweglicher und unbeweglicher Stationen, denn ein Großteil der Antarktis ist unter einem Eisschild bedeckt.

Anfangs wurden die Genauigkeitsansprüche der troposphärischen GPS-Auswertung erläutert durch den zu erreichenden nrms-Wert. Die Konvertierung der Signalverzögerung in Zenitrichtung in den Wert des ausfällbaren Wasserdampfes unter Zuhilfenahme meteorologischer Eingangsgrößen wurde anschließend dargestellt. Darauf aufbauend wurden die einzelnen Ergebnisse präsentiert, welche in Abbildung 7.23 zusammengefasst worden sind.

Für jede Station wurde zuerst die Qualität der Daten beschrieben. Diese bestand aus der Erläuterung der Ausreißerdetektierung, der detaillierten Darstellung der Datenverfügbarkeit und der Untersuchung der jeweiligen Signalqualität anhand der Phasenresiduen der  $L_c$ -Linearkombinationen. Anschließend wurden für jede Station die Ergebnisse in den meteorologischen Hintergrund integriert. Dies geschah im Zusammenhang mit der mittleren Temperatur der Atmosphäre

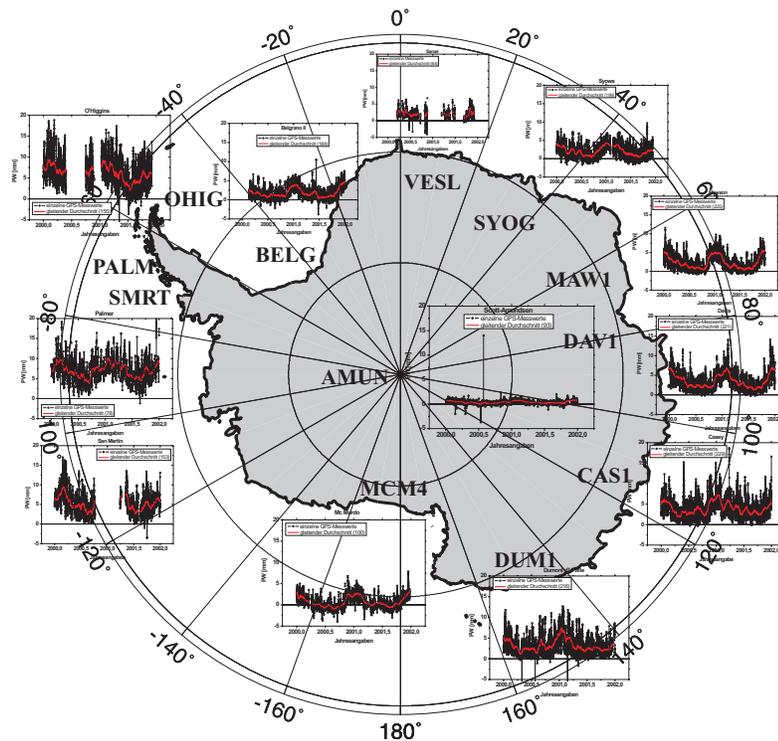


Abbildung 7.23: Zusammenfassung der GPS-Wasserdampfschätzungen

als Indikator für die Entwicklung der einzelnen Wasserdampfwerte.

Die geschätzten Signalverzögerungen haben alle die in Kapitel 5.4.1 definierten Ansprüche von neun Millimeter erfüllt. Bis auf die Stationen der antarktischen Halbinsel und Sanjaev IV konnte bei allen Untersuchungen auf eine Datenverfügbarkeit von mindestens 76 % zurückgegriffen werden. In Abbildung 7.23 und in Tabelle 7.2 sind die Unterschiede der jeweiligen Wasserdampfwerte deutlich erkennbar. Die niedrigsten Werte sind am Südpol gemessen worden auf Grund der kontinentalen Begebenheiten und der Stationshöhe von 2844 Metern. Im Gegensatz dazu sind auf der Antarktischen Halbinsel die größten Werte verzeichnet worden und die Ostküste der Antarktis hat die Einflüsse des kontinentalen Klimas bestätigt. Des Weiteren ging mit den größeren Wasserdampfwerten auch eine höhere Variation der Werte einher.

Zusätzlich zu den durchschnittlichen PW-Werten sind in Tabelle 7.2 die Korrelation zwischen der Atmosphärentemperatur und des atmosphärischen Wasserdampfes bezüglich der Durchschnittswerte und der einzelnen Werte zusammengefasst worden. Grundsätzlich weisen die Werte des gleitenden Durchschnittes eine höhere Korrelation auf als die drei-Stunden Werte, da kurzfristige und hochfrequente Störungen herausgemittelt wurden. Bis auf O'Higgins, Dumont d'Urville und Scott-Amundsen konnte eine hohe Korrelation ermittelt werden, was den meteorologischen Zusammenhang und Nutzen der GPS-geschätzten

Tabelle 7.2: Darstellung des mittleren Wasserdampfgehaltes und der Korrelation zur Atmosphärentemperatur

	<b>Amun</b>	<b>Belg</b>	<b>Cas1</b>	<b>Dav1</b>	<b>Dum1</b>	<b>Maw1</b>
$\overline{PW}$ [mm]	0.37	1.81	3.98	3.45	3.19	2.25
Korr. $T_M$	0.40/0.76	0.70/0.92	0.73/0.91	0.82/0.96	0.62/0.85	0.80/0.96
	<b>Mcm4</b>	<b>Palm</b>	<b>OHig</b>	<b>Smrt</b>	<b>Syog</b>	<b>Vesl</b>
$\overline{PW}$ [mm]	0.83	7.01	6.17	5.12	2.0	2.01
Korr. $T_M$	0.75/0.96	0.70/0.91	0.57/0.86	0.73/0.86	0.75/0.93	

Werte des atmosphärischen Wasserdampfes darlegt. Die niedrigeren Korrelationen gingen meist auf stationsabhängige Einflüsse der GPS-Referenzstation zurück.

Zu den stationsabhängigen Effekten gehören unter anderem die verbleibenden Resteffekte bei fehlender oder unvollständiger individueller Kalibrierung der GPS-Empfängerantenne und Radome. Bei den Stationen Scott-Amundsen (Amun), Casey (Cas1), Davis (Dav1), Mawson (Maw1), McMurdo (Mcm4), O'Higgins (OHig) und Syowa (Syog) konnten die systematischen Effekte anhand der  $L_c$ -Phasenresiduen zum Teil auf falsche Kalibrierungen des Phasenzentrums zurückgeführt werden, da entweder die Schutzhaube ((Ra-)Dome) nicht mitmodelliert wurde oder ein anderer Typ dieser Schutzhaube berücksichtigt wurde, so dass nicht alle Information zur vollständigen, individuellen Kalibrierung vorlagen. Andere Effekte im Nah- oder Fernfeld der GPS-Antenne konnten auch als Ursache ausgemacht werden, wie z.B. die Interferenzen auf Grund des Funkverkehrs auf der Station Belgrano (BelgII). Die Eliminierung von qualitativ minderwertigen Phasenbeobachtungen unter niedrigem Höhenwinkel u.a. bei der Station McMurdo ist darüberhinaus eine weitere Erkenntnis.

Insgesamt sind unter Berücksichtigung der extremen antarktischen Bedingungen gute Ergebnisse erzielt worden. Diese gilt es nun im nächsten Kapitel mit Hilfe der Radiosonden zu validieren.

## Kapitel 8

# Validierung der Ergebnisse mit Radiosondenmessungen

In diesem Kapitel sollen nun die Ergebnisse, die in Kapitel 7 vorgestellt wurden, mit Radiosondenauswertungen validiert werden. In der Literatur sind in der Vergangenheit verschiedene unabhängige Messmethoden zur Sicherstellung der Qualität der GPS-Wasserdampfschätzung herangezogen worden. Niell u. a. (2001) haben über einen Zeitraum von 14 Tagen im August 1995 VLBI-Messungen, Radiometer-Messungen und Radiosonden-Messungen verglichen, um stationsabhängige Effekte herausarbeiten zu können und eine qualitative Aussage hinsichtlich der GPS-Meteorologie bezogen auf Nordamerika machen zu können. Unter anderem konnte in dieser Studie festgestellt werden, dass es zwischen den Radiosondenmessungen und der GPS-Schätzung im ausfällbaren Wasserdampfgehalt nur eine Differenz von einem Millimeter gab.

Gradinarsky u. a. (2002) und Emardson u. a. (1998) haben anhand der GPS-Referenzstationen des SWEPOS-Netzwerkes <sup>1</sup> den ausfällbaren Wasserdampf über Skandinavien geschätzt und mit Mikrowellenradiometer- und Radiosondenmessungen verglichen. Gradinarsky u. a. (2002) führten eine Langzeituntersuchung durch. Emardson u. a. (1998) haben für den Vergleich Messungen über drei Monate herangezogen. Beide Untersuchungen zeigten Differenzen zwischen GPS-Wasserdampfschätzungen und Radiosondenmessungen durchschnittlich im Bereich von einem Millimeter auf und bestätigten somit die Ergebnisse von Niell u. a. (2001). Gradinarsky u. a. (2002) haben Artefakte in den GPS-Zeitreihen vor allem auf Veränderungen an der GPS-Bodenantenne zurückgeführt.

Weitere Autoren haben Radiosondenmessungen als Vergleich für verschiedene Regionen und für verschiedene Zeiträume in Anspruch genommen, um so die Qualität der GPS-basierten Bestimmung des Wasserdampfes ableiten zu können (Haase u. a., 2003; Tregoning u. a., 1998; Feng u. a., 2001). In mehreren Arbeiten wurden neben den Radiosondenmessungen auch noch alternative Verfahren angewendet, um eine bessere Abschätzung der Genauigkeiten und eine gegenseitige Kontrolle der einzelnen Verfahren zu ermöglichen, als Beispiele seien hier

---

<sup>1</sup>Swedish Permanent GPS network

die bodengebundenen Mikrowellenradiometer, die satellitengebundenen Radiometer und die VLBI-Messungen erwähnt (Rocken u. a., 1995; Van Baelen u. a., 2005; Li u. a., 2003).

Im kommenden Unterkapitel wird die Bestimmung des ausfällbaren Wasserdampfes aus Radiosondenmessungen detailliert erläutert, um darauf aufbauend die Ergebnisse vorzustellen und mit den aus GPS geschätzten Wasserdampferten zu vergleichen.

## 8.1 Herleitung der ausfällbaren Wasserdampfwerte aus Radiosondenmessungen

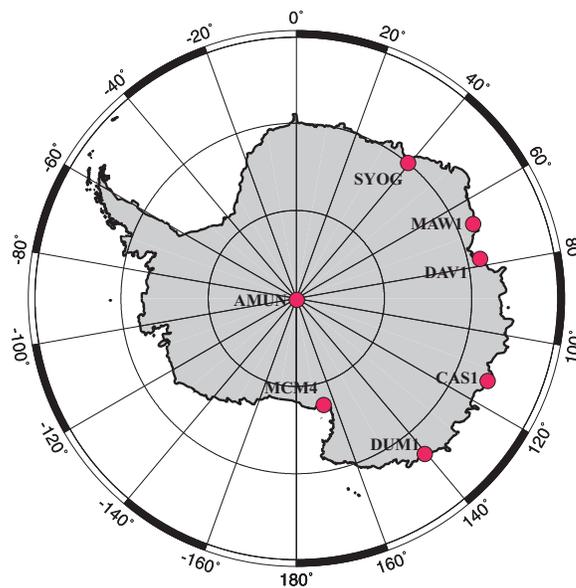


Abbildung 8.1: Radiosondenstation in der Antarktis

In Unterkapitel 5.3 wurde bereits auf die Genauigkeitseinflüsse der Temperatur- und Radiosondenmessungen hinreichend eingegangen. Zum einen müssen hauptsächlich alters- und temperaturbedingte Einflüsse an den jeweiligen Sensoren berücksichtigt werden. Zum anderen ist es trotz aller Kalibrierung unabdingbar eine Qualitätskontrolle der Messwerte einzuführen. Die Kalibrierung muss an den jeweiligen Messorten und Forschungsstationen stattfinden, so dass dies außerhalb der Reichweite dieser Arbeit liegt.

Van Baelen u. a. (2005) haben für ihre Radiosondenvergleiche die Höhe des Aufstiegpunktes der Radiosonde mit der Höhe der GPS-Station gleichgesetzt, um so einen adäquaten Vergleich gewährleisten zu können. Des Weiteren haben sie für die Bestimmung der Wasserdampfwerte nur Messungen bis zu einer Höhe von 10 km in die Auswertung eingeschlossen, da bis zu dieser Höhe ca. 99 % des Wasserdampfes in der Atmosphäre enthalten ist. Haase u. a. (2003) haben neben dieser Höhenkorrektur auch eine Qualitätskontrolle der Radiosondenprofile

durchgeführt. Im Rahmen dieser Kontrolle wurden alle Anfangsmessungen des Luftdruckes verworfen, die nicht im Bereich von  $\pm 100$  hPa der Standardwerte für die jeweilige Region lagen. Des Weiteren wurden Messungen verworfen, die größere Datenlücken aufgewiesen haben ( $\geq 200$  hPa). Haase u. a. (2003) haben die strahlungs- und altersbedingten Fehler in ihre Diskussion aufgenommen und auch in dieser Arbeit werden diese Fehler bei der Betrachtung der Ergebnisse berücksichtigt.

In Anbetracht der angeführten Literatur wurden auch für die Radiosondenwerte dieser Arbeit entsprechende Qualitätsuntersuchungen und Korrekturen angebracht. In Abbildung 8.1 sind die bereits in Unterkapitel 6.3.3 vorgestellten Stationen, welche im Rahmen dieser Arbeit zur Radiosondenauswertung herangezogen wurden, dargestellt. Daten weiterer Stationen in der Westantarktis oder auf der antarktischen Halbinsel konnten für diese Arbeit nicht gewonnen werden, da die Messungen entweder nicht öffentlich waren oder zu weit von der jeweiligen GPS-Station entfernt durchgeführt wurden.

Der theoretische Hintergrund für die Bestimmung des ausfällbaren Wasserdampfes aus Radiosondenmessungen wurde bereits in Unterkapitel 5.3.2 zusammengestellt. Um Luftdruck, Temperatur und Taupunkttemperatur an den jeweiligen Messpunkten im Radiosondenprofil für die formelle Herleitung des ausfällbaren Wasserdampfgehaltes gebrauchen zu können, sind folgende Überprüfungen durchgeführt worden:

- **Überprüfung der Startwerte**

Anfangs wurden die Startwerte des jeweiligen Profils untersucht, ob sie innerhalb der Standardwerte für die jeweilige Station liegen. Die Luftdruckwerte mussten innerhalb  $\pm 100$  hPa liegen und die Temperatur durfte nicht niedriger als die Standardtemperatur sein. Die Standardwerte wurden aus gemittelten synoptischen Messungen entnommen. Wenn die gestellten Bedingungen nicht erfüllt wurden, sind die Profile aus der Auswertung entnommen worden.

- **Vergleich Taupunkttemperatur mit Temperatur**

Es wurde im Laufe der Auswertung festgestellt, dass fehlerhafte Wasserdampfwerte ihre Begründung in fehlerhaften Taupunkttemperaturen hatten. An einigen Stellen war der Betrag der Taupunkttemperatur gleich dem der gemessenen Temperatur. Die Profile, die diese Bedingung erfüllt haben, sind deswegen aus der Auswertung genommen worden.

- **Datenlückensondierung**

Um größere Datenlücken aufzudecken, wurden Profile aus der Auswertung genommen, die weniger als 10 Profilwerte gemessen haben und deren Temperaturdifferenz zu groß war. Die Differenz nachfolgender Temperaturen durfte nicht größer als 90% des ersten der beiden Werte betragen.

Sind die genannten Bedingungen erfüllt worden, wurden fehlenden Höhen anhand der barometrischen Höhenformel (Formel:5.7) interpoliert und die Werte

der Wasserdampfberechnung zugeführt.

Station	Entfernung [m]	Höhendifferenz [m]	Typ
Amun	240	9.33	VIZ-generic
Cas1	400	-3.97	Vaisala RS80-18G
Dav1	320	13.24	Vaisala RS80-15G
Dum1	970	4.83	Vaisala RS80 +RC
Maw1	530	13.37	Vaisala RS80-18G
Mcm4	1300	126.92	VIZ-generic
Syog	790	6.40	Meisei RSII-80 +RC

Tabelle 8.1: Radiosondentypen der Jahre 2000, 2001 (RC: Radiation Correction)

In Tabelle 8.1 sind die einzelnen Radiosondentypen aufgelistet worden mit den jeweiligen Entfernungen der Aufstiegspunkte zur GPS-Station aufgeteilt in Höhendifferenz und horizontale Differenz. Die Werte für die horizontale Entfernung sind unerheblich in Anbetracht der Tatsache, dass die Radiosonden einem Drift von mehreren Kilometern unterliegen und somit diese Abweichung viel größer ist als die hier gelisteten Unterschiede. Die Höhendifferenzen (GPS-Radiosonde) wurden untersucht. Es stellt sich heraus, dass lediglich bei McMurdo mit 127 Metern ein signifikanter Unterschied zu verzeichnen war. Aus diesem Grunde wurden erst Radiosondenmessungen ab einer Höhe von 127 Metern der Auswertung zugefügt, um eine Vergleichbarkeit zu ermöglichen. Damit die Höhen der Radiosondenmessungen mit den GPS-Stationshöhen verglichen werden konnten, sind die GPS-Höhen durch das EGM96 Geoid mit einem Schwerereferenz geoid versehen worden. Bei allen anderen Stationen sind keine weiteren Unterschiede auf Grund der unterschiedlichen Messorte verzeichnet worden und somit musste dies bei der Auswertung auch nicht berücksichtigt werden.

## 8.2 Validierung der GPS-Auswertungen

In Kapitel 5.3.1 wurden die einzelnen Genauigkeiten bzw. die einflussnehmenden Größen einer Radiosondenmessung bereits vorgestellt. Wang und Zhang (2008) haben einen Vergleich der 14 gebräuchlichsten Radiosondentypen mit benachbarten GPS-Stationen durchgeführt und je nach Typ festgestellt, dass unter den beschriebenen Umständen und einer angenommenen Genauigkeit einer GPS-PW-Bestimmung von  $< 3$  Millimeter Unterschiede zwischen 1 und 4 Millimetern im ausfällbaren Wasserdampf erzielt wurden. Dies lässt somit auf eine Genauigkeit der Radiosondenmessung im globalen Massstab von ca. einem bis zwei Millimetern schließen. Die Genauigkeitsangaben variieren je nach Region und für aride Gebiete sinken die Genauigkeitsangaben meistens. Die Unsicherheiten werden hauptsächlich beeinflusst durch die Eigenschaften der jeweiligen Sensoren, einiger zeitlicher Inhomogenitäten auf Grund des Wechsel von Radiosondentypen und durch tag- und nachtspezifische Einflüsse (Wang und Zhang, 2008). Neben den genannten Ungenauigkeiten der einzelnen Mess-

methoden muss des Weiteren berücksichtigt werden, dass unterschiedliche Bereiche der Atmosphäre sondiert werden und somit auch Unterschiede in der Natur der Sache liegen. Mit dem GPS werden die geschätzten Verzögerungen zu den jeweiligen Satelliten in Zenitrichtung projiziert und Radiosonden untersucht durch die Drift beim Aufstieg im Vergleich zum GPS unterschiedliche Regionen der Atmosphäre (Liou u. a., 2001). Ob in der Antarktis ähnliche Genauigkeiten wie global bei Wang und Zhang (2008) erreicht wurden, wird im weiteren Verlauf beleuchtet.

Station	Anfang 00/01[hPa]	Ende 00/01 [hPa]	Profile 00/01	Zeiten [h]
Amun	680/679	89/93	347/415	0/12
Cas1	980/978	117/110	507/621	23/11
Dav1	985/982	128/122	569/649	23/11
Dum1	984/983	448/456	269/295	23
Maw1	986/985	114/130	570/631	23/11
Mcm4	988/985	124/121	393/430	0/12
Syog	985/983	464/474	562/582	0/12

Tabelle 8.2: Vertikale Auflösung der Radiosondenmessungen in den Jahren 2000 und 2001

Die Eigenschaften der GPS-Meteorologie werden validiert, indem für die Stationen in Abbildung 8.1 Differenzen zwischen den Radiosondenwerten und den GPS-Werten für den ausfällbaren Wasserdampf gebildet wurden. Die GPS-Werte wurden von den Radiosondenschätzungen nur dann abgezogen, wenn die Radiosondenwerte die entsprechenden Qualitätskriterien erfüllt haben und wenn die zeitliche Differenz zwischen beiden Messungen in den Jahren 2000 und 2001 nicht größer als zwei Stunden war. Zur Darstellung der Ergebnisse dieser Validierung werden im weiteren Verlauf wie im vorigen Kapitel die einzelnen Regionen untersucht und es werden neben den einzelnen Differenzen, der gleitende Durchschnitt und die Korrelation der verglichenen Wasserdampfwerte vorgestellt. Es werden nur die gleitenden Durchschnittswerte bildlich miteinander verglichen, da auf Grund der hohen zeitlichen Auflösung der GPS-Messungen im Gegensatz zu den Radiosondenmessungen ein Vergleich der Einzelwerte durch Auftragen der jeweiligen Diagramme nicht anschaulich wäre. Auch auf die Werte der vertikalen Auflösung in Tabelle 8.2 wird im Zuge des Vergleichs der einzelnen Regionen eingegangen werden.

### 8.2.1 Südpol

In Abbildung 8.2 sind die beiden Diagramme der gleitenden Mittelwerte der Radiosondenwerte und der GPS-Auswertung aufgetragen worden. Bei der Radiosondenauswertung ist nur ein Wert als Ausreißer definiert worden, ansonsten sind alle Werte in die Differenzbildung übergegangen. In Tabelle 8.1 ist die VIZ-generic als Radiosondentyp eingetragen, nach Wang und Zhang (2008) sind die Sonden dieses Typs mit einem feuchten Bias behaftet, so dass sie unter niedri-

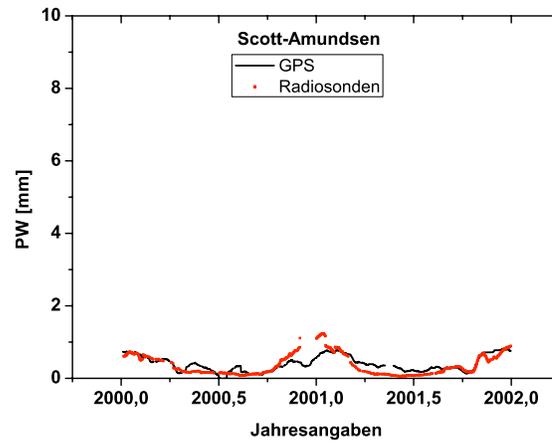


Abbildung 8.2: Werte des gleitenden Mittels aus Radiosondenmessungen und GPS-Schätzungen für den Südpol

gen Temperaturen eine zu hohe Feuchte messen. Laut Tabelle 8.2 werden zwei Radiosonden pro Tag zur Messung atmosphärischer Parameter genutzt. Die Anzahl der Profile ist durchschnittlich und die Radiosonden dieser Station haben die niedrigsten Luftdruckwerte/höchsten Höhen erreicht. Nach Wang und Zhang (2008) müssen Radiosonden mindestens eine Höhe mit einem Luftdruckwert von 300 hPa erreichen, ansonsten geben die Wasserdampf Werte nicht die realen atmosphärischen Verhältnisse wieder. Die Anfangswerte sind auf Grund der Stationshöhe so niedrig, so dass das gemessene vertikale Profil ausreichend ist.

Die Abbildung 8.2 unterstreicht die im letzten Kapitel angestellten Vermutungen hinsichtlich der fehlenden Detektierung der Jahreszeiten in den GPS-basierten Ergebnissen, denn die jahreszeitlichen Entwicklungen sind im Gegensatz zu den GPS-Werten in den durchschnittlichen Radiosondenwerten gut erkennbar. Die GPS-Schätzungen lassen diese Entwicklung nur erahnen, legen aber ansonsten eine höhere Variabilität an den Tag. Der Betrag der durchschnittlichen Differenz beträgt 0.3 Millimeter mit einer Standardabweichung von 0.7 Millimeter und ist somit nicht signifikant. Der vermutete feuchtere Bias der Radiosonde ist außer im Sommer auch nicht zu erkennen, das mag an der geringen Feuchte der Stationsatmosphäre liegen.

In Abbildung 8.3 wird die Korrelation der Werte gegenübergestellt, aus denen auch jeweils die Differenzen berechnet wurden. Die grüne Kurve bildet die Winkelhalbierende (100 % Korrelation) und die rote Gerade die ausgleichende Gerade. In Abbildung 8.2 sind ohne Berücksichtigung einzelner Datenlücken oder zeitliche Differenzen die Werte des gleitenden Mittels graphisch vergli-

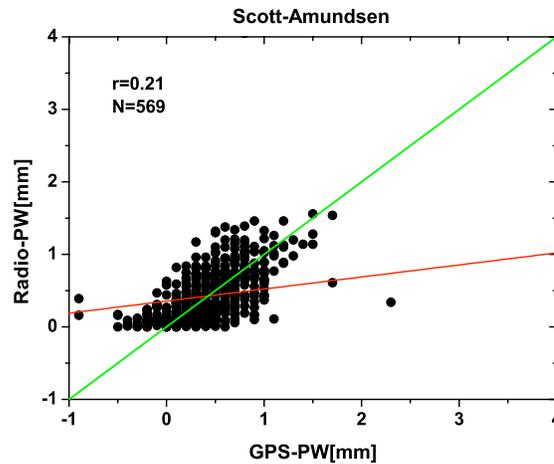


Abbildung 8.3: Korrelation zwischen Radiosondenmessungen und GPS-Wasserdampfschätzungen für den Südpol

chen worden. Eine leichte Systematik ist in Abbildung 8.3 zu sehen, die Radiosondenwerte haben eine höhere Auflösung des Wasserdampfes gemessen, zu erkennen an der “Säulenbildung” in dem Diagramm. Im Durchschnitt zeigt die ausgleichende Gerade allerdings auf Grund einiger sehr hoher Wasserdampfwerte der GPS-Schätzung, die nicht beseitigt wurden (siehe vorheriges Kapitel), ein höheres Feuchtigkeitsmittel an. Die Korrelation der 569 gegenübergestellten Werte spiegelt mit 0.21 die These wieder, dass die Entwicklungen der beiden Wasserdampfkurven nicht zueinander passen. Diese Vermutung konnte im letzten Kapitel schon auf Grund der geringen Korrelation der Einzelwerte der mittleren atmosphärischen Temperatur angenommen werden und wird hier durch die Validierung bestätigt. Unterschiedliche Entwicklungen bei so kleinen Feuchtigkeitswerten wirken sich sehr extrem aus. Die Differenz ist mit 0.3 Millimeter sehr klein, bezogen auf den durchschnittlichen GPS-Wasserdampfwert mit 0.37 Millimeter sind dies aber über 80 %. Insgesamt muss hier also festgestellt werden, dass die Grenzen der Genauigkeit unter den Bedingung extremer Trockenheit und der Stationsbewegung erreicht wurden.

### 8.2.2 Ostantarktis

Die Ostantarktis wird auch in diesem Kapitel wieder einheitlich dargestellt und verglichen. Anfangs werden die Stationen Mawson und Syowa als benachbarte Stationen gegeneinander aufgetragen, darauf folgen die Stationen Casey, Davis und Dumont d’Urville. Die beschriebene Untergliederung der Untersuchungen wird wie beim Südpol erfolgen.

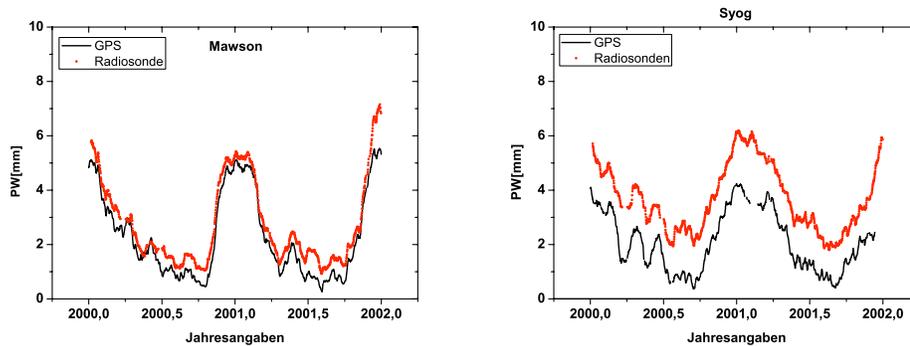


Abbildung 8.4: Vergleich der gleitenden Mittelwerte für Mawson und Syowa

- **Mawson und Syowa**

Die Werte der gleitenden Mittelwerte der jeweiligen Messmethoden für die Stationen Mawson und Syowa, die aus einem Zeitfenster von einem Monat berechnet wurden, wurden in Abbildung 8.4 aufgetragen. Für Mawson sind bei der Radiosondenauswertung keine Ausreißer detektiert worden, bei Syowa wurden 2 Werte im Jahr 2000 und ein Wert in 2001 auf Grund von hohen Werten eliminiert. In Tabelle 8.1 ist für Mawson der Radiosondentyp Vaisala RS80 und für Syowa Meisei RSII-80 eingetragen worden. Die Werte wurden den Angaben der NOAA-Internetseite <sup>2</sup> entnommen. Dementsprechend müsste man bei dem Vergleich der beiden Wasserdampf-Messungen erwarten, dass die Radiosondenmessungen von Mawson mit einem Trockenbias behaftet sind und bei Syowa mit einem Feuchtbias. In Tabelle 8.2 sind die vertikalen Auflösungen der Radiosondenmessungen zusammengefasst worden. Die durchschnittlichen Anfangsmessungen finden bei beiden Stationen in beiden Jahren auf einem einheitlichen Niveau statt, die zuletzt registrierten Messungen hingegen unterscheiden sich. Während Mawson mit 114 hPa in 2000 und 130 hPa in 2001 durch niedrige Luftdruckwerte/große Höhen eine zufriedenstellende Profillänge abgibt, enden die Messungen für Syowa schon bei 464 hPa resp. 474 hPa. Somit erreichen die Messungen nicht die geforderten 300 hPa und könnten einen geringeren Feuchtwert zur Folge haben. Bei beiden Stationen wurden zwei Radiosondenaufstiege pro Tag durchgeführt, Mawson um 23 Uhr und 11 Uhr und Syowa um Mitternacht und um 12 Uhr. Die Anzahl der Profile ähneln sich bei beiden Stationen und zeugen davon, dass es bei beiden keine größeren Datenausfälle gegeben hat.

Die Durchschnittswerte bei Mawson passen sehr gut zueinander und bestätigen auf Anhieb die hervorragende Übereinstimmung der beiden Messmethoden. Dies wird auch durch die durchschnittliche Differenz der Ein-

<sup>2</sup><http://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data/igra/igra-metadata.txt>

zelmessungen beider Methoden über den gesamten Zeitraum mit 0.7 Millimeter und einer dazugehörigen Standardabweichung von 0.7 Millimeter unterstrichen. Die zufälligen Abweichungen sind somit genauso hoch wie die systematische Abweichung und an manchen Stellen ist der durchschnittliche Unterschied nicht signifikant. Es ist deutlich zu erkennen, dass in den Wintermonaten der Südhalbkugel die Differenzen größer sind als im jeweiligen Sommer. Bei einem Anstieg der Wasserdampfwerte werden die beiden Durchschnittskurven nahezu identisch. Haase u. a. (2003) stellte schon eine saisonbedingte Varianz der Differenzen zwischen Radiosonden und GPS-Messungen fest und Wang und Zhang (2008) projizierte dies auf die unterschiedlichen Radiosondentypen. Da die Vaisala RS-80 allerdings einen Trockenbias unter extremen Temperaturen verursacht, kann die Begründung hier nicht angebracht werden. Dieses Verhalten ist auch atypisch für Radiosondenvergleiche, wird an dieser Stelle aber an den Radiosondenmessungen festgemacht, da es bislang keine erkennbaren Probleme bei der GPS-Schätzung gab für Mawson.

In Kapitel 7.2 wurde schon anhand der Analyse der  $L_c$ -Phasenresiduen darauf hingewiesen, dass GPS-Beobachtungen bei Syowa erst ab einem Höhenwinkel von 13 Grad in die Auswertung mit einfließen konnten. Darunter hat dann dementsprechend die Genauigkeit der ZTD-Beobachtungen gelitten, auch wenn sie noch im geforderten Soll von neun Millimetern geblieben sind. In Abbildung 8.4 ist deutlich erkennbar, dass es einen konstanten Offset zwischen den durchschnittlichen Radiosonden- und den GPS-Werten gibt. Im Gesamtdurchschnitt über die Einzelwerte ergibt sich eine Differenz von 1.5 Millimetern mit einer Standardabweichung von 0.7 Millimetern. Gründe für diese Abweichung können in der geringeren Genauigkeit liegen oder auch in der Benutzung der Meisei Radiosonden, die bekanntlich einen Feuchtebias verursachen. Da keine weitere Station diese Radiosonde benutzt, lässt es sich an dieser Stelle nicht weiter untersuchen.

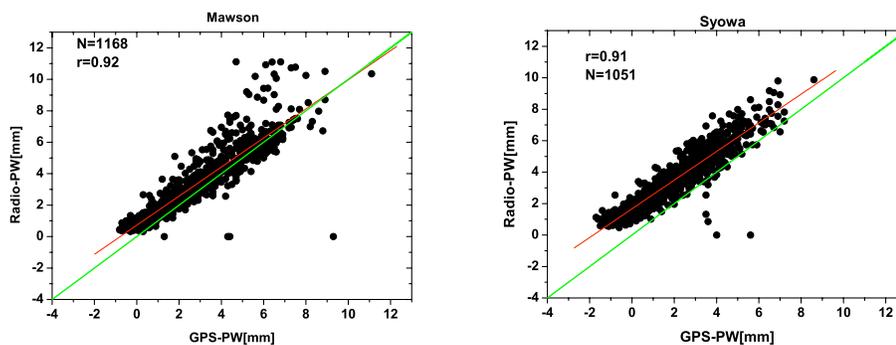


Abbildung 8.5: Korrelation zwischen Radiosondenmessungen und GPS-Wasserdampfschätzungen für Mawson und Syowa

Die Korrelation der Einzeldifferenzen sind in Abbildung 8.5 dargestellt. Bei beiden Diagrammen ist anhand der ausgleichenden roten Geraden und der grünen Winkelhalbierenden zu erkennen, dass die Radiosondenwerte eine größere Feuchte aufweisen als die GPS-Schätzungen. Bei beiden Kurven gleichen sich die Werte für höhere Feuchtigkeiten an, bei niedrigen Werten die auch niedrige Temperaturen implizieren, zeigen die Radiosondenwerte eine höhere Feuchtigkeit an. Die Station Mawson bewies mit 1168 Differenzwerten durch die Korrelation von 0.92 einen hohen Zusammenhang von GPS-Wasserdampfschätzungen und Radiosondenmessungen. Dies gelang bei der Station Syowa bei 1051 einzelnen Differenzwerten und einer Korrelation von 0.91 ebenso. Der Offset bei Syowa zeigt sich hier in der ausgleichenden Geraden und mit 1.5 Millimetern sind dies 75 % des durchschnittlichen GPS-Wasserdampfwertes. Mawson konnte mit einem Bias von 0.7 Millimeter überzeugen.

- **Casey, Davis und Dumont d’Urville**

Der Vergleich der unterschiedlichen Radiosondenwerte für die Stationen Casey, Davis und Dumont d’Urville wird anhand Abbildung 8.6 durchgeführt. Auf der Station Casey wurde die Vaisala Radiosonde des Typs RS80-18G zur Messung benutzt, bei Davis die Sonde derselben Firma des Typs RS80-15G und für Dumont d’Urville konnten nur die Angaben RS80 von Vaisala den Metadaten entnommen werden, allerdings wird hier eine Strahlungskorrektur vorgenommen, so dass die Messdaten vor Ort auf Grund der Beeinflussung durch die Strahlung/Aufheizung korrigiert werden (siehe Kapitel 5.3.1). Bei Casey wurde ein Ausreißer im Jahr 2001 aus der Auswertung gestrichen, ansonsten war die Datenqualität gut. Laut Tabelle 8.2 zeichneten die Radiosonden auf Casey durchschnittlich bei einem Luftdruck von 980 hPa in 2000 und 978 hPa in 2001 ihre Anfangswerte auf, dies entspricht der dortigen Stationshöhe, bei Davis sind mit 985 hPa in 2000 und 982 hPa in 2001 ähnliche Werte in der Tabelle angegeben und gleiches gilt mit 984 hPa in 2000 und 984 hPa in 2001 für Dumont d’Urville. Bei Casey und Davis sind ebenfalls zufriedenstellende Aufstiegshöhen der Radiosonden erreicht worden mit 117 hPa und 110 hPa für Casey in 2000/2001 und 128 hPa und 122 hPa für Davis. Dumont d’Urville verzeichnete die letzten Radiosondenmessungen durchschnittlich bei 448 hPa im Jahr 2000 und bei 456 hPa in 2001, somit ist das über dieser Station gemessene Profil nicht so umfangreich wie bei den anderen beiden Stationen. Eine ähnlich geringe vertikale Auflösung konnte schon für die Radiosondenmessungen über Syowa registriert werden. Bei Casey und Davis wurden zwei Radiosonden pro Tag um 23 Uhr und 11 Uhr in die Atmosphäre entlassen, bei Dumont d’Urville nur eine um 23 Uhr. Demzufolge sind bei Casey und Davis auch eine ausreichende Anzahl an Profile gemessen worden mit 507/621 Profile bei Casey in 2000/2001 und mit 569/649 Profile bei Davis. Auf Grund der einmaligen Nutzung von Radiosonden pro Tag bei Dumont d’Urville kann man mit der Profilan-

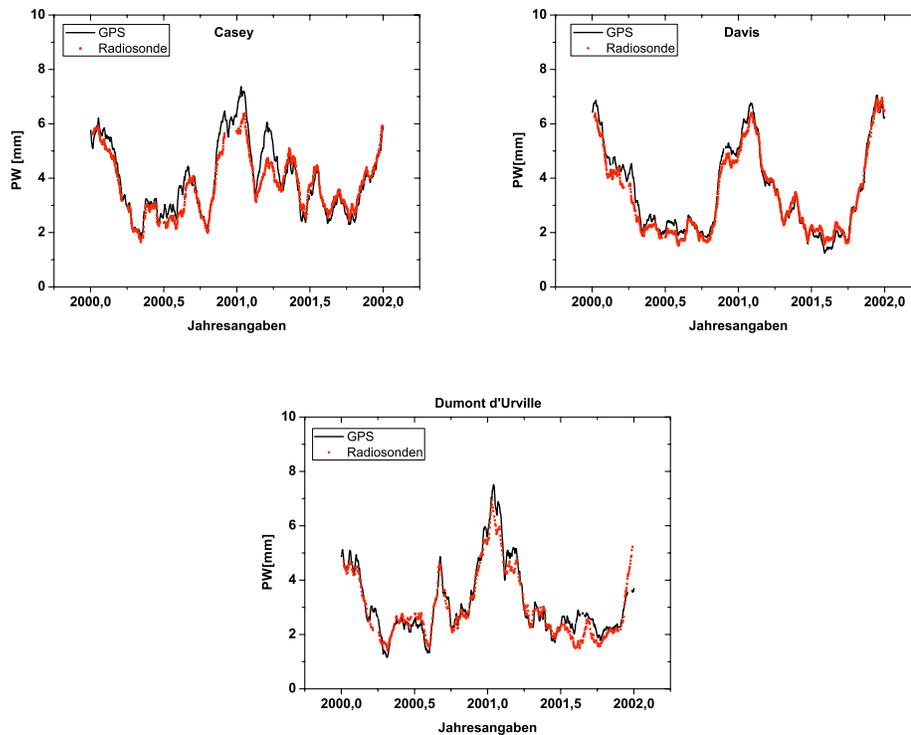


Abbildung 8.6: Vergleich der gleitenden Durchschnittswerte für Casey, Davis und Dumont d'Urville

zahl für 2000 und 2001 zufrieden sein (269/295).

Bei der Station Casey fällt die Validierung mit den Radiosondenmessungen sehr gut aus. In Abbildung 8.6 ist die gute Übereinstimmung der beiden Kurven der gleitenden Durchschnitte dargestellt. Die durchschnittliche Differenz der Einzelwerte über den gesamten Zeitraum beträgt 0.5 Millimeter mit einer Standardabweichung von 0.5 Millimeter. Insgesamt ist der vermutete Trockenbias der Vaisala Radiosonde deutlich erkennbar, wenn die Differenzen auch saisonbedingt bis zum Herbst der Südhalbkugel, also bis zu den Anfängen des Jahres 2001, variieren. Bei höheren Wasserdampferten wächst der Unterschied zwischen den durchschnittlichen Radiosondenwerten und GPS-Wasserdampfschätzungen und bei geringeren Werten scheinen sie enger zusammenzuliegen. Anfang 2001 werden die Unterschiede im Mittel wie im Einzel dann aber kontinuierlich weniger. Dies kann an der Einführung eines Schutzschildes über den Feuchtigkeitssensor zur Abschirmung strahlungsbedingter Einflüsse liegen (Wang und Zhang, 2008). In den meisten Fällen wurden die Radiosonden zwar schon Ende 2000 mit diesem Zusatzschutz ausgestattet, aber die

Grafik vermittelt einen anderen Eindruck.

Der Vergleich bei Davis endet in einem ähnlichen Ergebnis wie Casey. Die durchschnittliche Differenz der Einzelwerte ist mit 0.5 Millimeter gleich der Casey-Differenz und auch die zufällige Abweichung mit 0.5 Millimeter stimmt damit überein. Die Kurve in Abbildung 8.6 zeigt allerdings, dass die Unterschiede nicht so stark saisonbedingt differieren wie bei Casey und dass ab Anfang 2001 der vorherige Trockenbias der RS-80 in einen Feuchtbias umgewandelt wird. Auch Wang und Zhang (2008) haben festgestellt, dass der Trockenbias durch das Einführen des Schutzschildes oftmals in einen Feuchtbias übergeht.

Für Dumont d'Urville fällt der Vergleich ähnlich gut aus wie für die beiden Vorgänger. Die Einzeldifferenz ist im Durchschnitt genauso hoch wie bei den anderen Stationen dieses Abschnitts nämlich 0.5 Millimeter. Die Standardabweichung hingegen ist mit 1.2 Millimeter etwas höher, dies macht sich aber im gleitenden Mittelwert kaum bemerkbar. Zwischenzeitlich scheinen die Differenzen etwas größer zu sein wie im Winter 2001, aber im Großen und Ganzen passen die Durchschnittswerte sehr gut zueinander. Es kann hier nur zum Teil von einem Trockenbias gesprochen werden, da die Kurven sich so gut annähern, so dass einmal die Radiosondenwerte etwas mehr ausfällbaren Wasserdampf aufweisen und einmal die GPS-Schätzungen.

Die Korrelation der Einzelwerte gibt teilweise mehr Aufschluss darüber, inwiefern ein Trocken- oder Feuchtbias vorliegt und wie die Einzelwerte zueinanderpassen. In Abbildung 8.7 sind 1118 Einzeldifferenzen, die den zeitlichen Rahmen von zwei Stunden erfüllt haben, für die Station Casey gegeneinander aufgetragen worden. Mit einer Korrelation von 0.95 erkennt man deutlich den engen Zusammenhang und die gute Übereinstimmung der einzelnen Kurvenverläufe. Anhand der ausgleichenden Geraden durch die GPS-Werte auf der X-Achse und die Radiosondenwerte auf der Y-Achse wird herausgestellt, dass mit zunehmender Feuchtigkeit der Trockenbias der Radiosondenwerte verstärkt wird. Dies wurde schon anhand der Durchschnittswerte deutlich, da die Differenzen mit zunehmender Feuchtigkeit größer wurden bis zu der Einführung des Strahlungsschutzes. Insgesamt passen die Werte bei Casey aber hervorragend überein, wenn man die hohe Korrelation bedenkt und eine Differenz von 0.5 Millimeter, was wiederum nur 12 % der durchschnittlichen Wasserdampfmenge darstellt.

Bei Davis ist eine Korrelation von 0.96 für die 1165 Einzelvergleiche ermittelt worden. Auch hier stellte sich der Trockenbias erst wieder für die Werte höherer Feuchtigkeit ein. Bis ca. 3 Millimeter wurde eine leichte erhöhte Feuchtigkeit seitens der Radiosonden ermittelt, ab 3 Millimeter

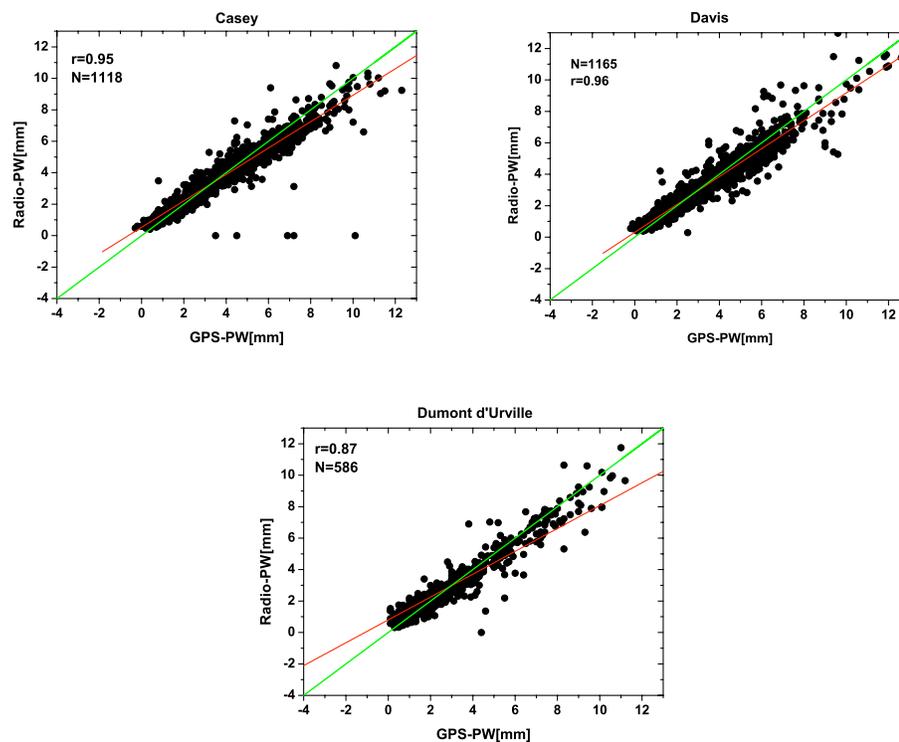


Abbildung 8.7: Korrelation zwischen Radiosondenmessungen und GPS-Wasserdampf-schätzungen für Casey, Davis und Dumont d'Urville

ging der Trend dann zum Trockenbias. Das Verhalten der Davis-Werte ist aber fast identisch mit den Werten der Station Casey. Anhand dieser Ergebnisse und der Abweichung von 0.5 Millimeter im Hinblick auf einen Gesamtwert des Wasserdampfes von 3.45 Millimeter (14 % Abweichung) passen die GPS-Schätzungen sehr gut mit den Radiosondenwerten überein.

Bei Dumont d'Urville ist eine höhere Streuung der Werte zu erkennen und eine dementsprechend etwas niedrigere Korrelation von 0.87, obwohl dies immer noch eine sehr gute Übereinstimmung der 586 Werte bescheinigt. Die Aussagen hinsichtlich dieser Station sind nicht so sicher zu treffen im Vergleich zu den anderen beiden Stationen auf Grund der geringeren Anzahl an Differenzwerten, allerdings ist hier auch für die höheren Wasserdampfmessungen ein Trend zu einem Trockenbias zu erkennen. Ansonsten lässt sich auf für diese Station eine hohe Korrelation und eine niedrige Differenz (16 % vom Gesamtwert PW) feststellen.

### 8.2.3 Westantarktis

Für die Westantarktis standen Radiosondenmessungen der Station McMurdo zur Verfügung, so dass für diese Station eine Validierung der GPS-Wasserdampfschätzung vorgenommen werden konnte. Vor allem der in Kapitel 7 herausgearbeitete Aspekt, dass ein Offset auf Grund der Schwierigkeiten mit GPS-Beobachtungen unter niedrigen Elevationswinkeln verursacht wurde, kann durch den Vergleich mit Radiosondendaten näher untersucht werden.

- **McMurdo**

Auf der Station McMurdo wurden Radiosonden des Typs VIZ-generic während der untersuchten Epoche benutzt (siehe Tabelle 8.1). Sie messen die relative Feuchte mit Karbon-Hygristoren und die Temperatur mit Thermistoren und resultieren nach Wang und Zhang (2008) in einem feuchten Bias gegenüber den GPS-Messungen, allerdings ist die globale Abweichung bei diesen Untersuchungen nur 1 Millimeter groß gewesen mit einer Standardabweichung zwischen zwei und vier Millimeter. In den hier untersuchten Radiosondenmessungen mussten nur zwei Ausreißer im Jahr 2000 beseitigt werden, ansonsten war die vorhandene Messreihe qualitativ gut. Der signifikante Höhenunterschied zwischen der GPS-Station und der Radiosondenstation wurde bei der Radiosondenauswertung berücksichtigt. Mit durchschnittlichen Werten für den gemessenen Luftdruck mit 988/985 hPa in 2000/2001 und den entsprechenden Endwerten von 124/121 hPa ist die vertikale Auflösung entsprechend geeignet für den hier angestellten Vergleich. An der Station wurden pro Tag um 0 Uhr und um 12 Uhr Messungen durchgeführt. Für zwei Messzeitpunkte pro Tag sind 393 gemessene Profile in 2000 und 430 Profile in 2001 zu wenig, so dass hier Schwierigkeiten mit den Radiosondenmessungen bzw. vorhandene Datenlücken zu vermuten sind, die auch in Abbildung 8.8 im Jahr 2000 teilweise zu erkennen sind.

Die beiden Diagramme der gleitenden Mittelwerte in Abbildung 8.8 zeigen einen extremen Feuchtbias zwischen den Radiosondendaten und den GPS-Auswertungen auf. Die auf McMurdo genutzten Radiosonden sind zwar dafür bekannt, dass sie die relative Feuchtigkeit zu hoch messen, aber dieser Unterschied ist zu groß. Für die Station Scott-Amundsen ist auch kein Feuchtigkeitsoffset beobachtet worden oder nur bedingt im Sommer, so dass der Einfluss hier sehr gering sein dürfte, dies wird auch anhand der schon erwähnten Auswertung von Wang und Zhang (2008) bestätigt. Somit werden die Vermutungen gestärkt, dass auf Grund der fehlenden  $L_2$ -Messungen unter niedrigen Höhenwinkeln der GPS-Satelliten die Genauigkeit für die GPS-basierte Schätzung des ausfällbaren Wasserdampfes nicht ausreichend ist, auch wenn die Standardabweichung der ZTD's mit 7 Millimetern noch im Rahmen der geforderten Genauigkeit bleibt. Bei den benötigten Temperatur- und Luftdruckmessungen sind soweit keine Auffälligkeiten festgestellt worden, folglich ist der Ursprung die-

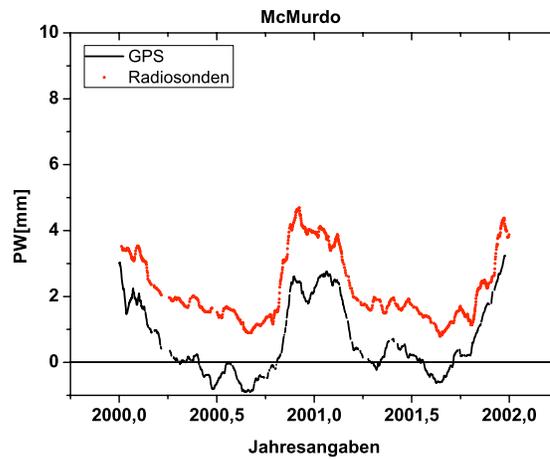


Abbildung 8.8: Werte des gleitenden Mittels aus Radiosondenmessungen und GPS-Schätzungen für McMurdo

ses Unterschiedes neben den Unsicherheiten der Radiosondenmessungen hauptsächlich in der ZTD-Schätzung zu finden. Der durchschnittliche Unterschied zwischen den beiden Messungen liegt bei 1.6 Millimeter mit einer zufälligen Unsicherheit von 0.8 Millimeter. Diese Signifikanz wird zusätzlich dadurch gefestigt, dass dieser Unterschied doppelt so hoch ist wie der durchschnittliche GPS-Wasserdampfwert und 65 % des mit Radiosonden gemessenen Wasserdampfwertes beinhaltet. Des Weiteren können die negativen Durchschnittswerte der GPS-Messungen nur unrealistisch sein, da es keinen negativen Wasserdampfgehalt geben kann.

In Abbildung 8.9 sind für die Station McMurdo die GPS-Schätzungen auf der X-Achse und die Radiosondenmessungen auf der Y-Achse in Millimeter aufgetragen worden. Für den Vergleich standen 700 Vergleichswerte zur Differenzierung für den Zeitraum 2000 und 2001 zur Verfügung. Mit einer Korrelation von 0.84 wird auch für diese Station ein enger Zusammenhang der beiden Werte bescheinigt und die Beobachtung gefestigt, dass es sich um einen Offset handelt, die Entwicklung der Wasserdampfwerte aber generell sehr ähnlich ist. Die ausgleichende Gerade verläuft auf der Seite der Radiosondenmessungen oberhalb der Winkelhalbierenden und zeigt den schon erläuterten Feuchtbias auf. Scheinbar wachsen die Werte für höhere Feuchtigkeitsangaben enger zusammen, da die ausgleichende Gerade enger an die Winkelhalbierende und somit an die GPS-Schätzung herankommt, dies ist so aus den gleitenden Mittelwerten nicht herübergekommen. Dort war dies Phänomen lediglich am Anstieg der beiden Diagramme zu erkennen. Es kann also festgehalten werden, dass ein Offset vorhanden ist, dieser aber geringer wird bei höheren oder anstei-

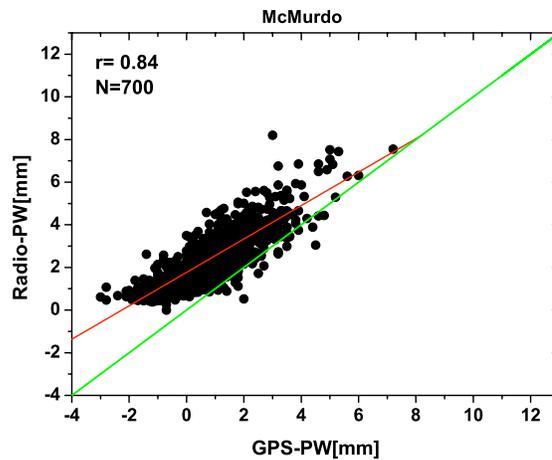


Abbildung 8.9: Korrelation zwischen Radiosondenmessungen und GPS-Wasserdampfschätzungen für McMurdo

genden Wasserdampfwerten. Obwohl die Korrelation eine ähnliche Entwicklung der beiden Messsysteme bescheinigt, sind die stationsabhängigen Schwierigkeiten der GPS-Station so gravierend, dass diese Station nur bedingt zur Analyse der Wasserdampfentwicklungen herangezogen werden konnte.

### 8.3 Ergebnisse

Dieses Kapitel soll dazu dienen, die Qualität der GPS-Wasserdampfschätzung mit Hilfe einer unabhängigen Messmethode zu validieren. Aus diesem Grunde wurden sechs GPS-Stationen in der Antarktis mit Radiosondenmessungen ausgesucht, um die GPS-Schätzungen mit den integrierten Wasserdampfwerten der Radiosonden vergleichen zu können. Für die Radiosondenmessungen wurden Qualitätskriterien festgelegt und nur die Messungen herangezogen, die neben den Qualitätskriterien innerhalb eines zeitlichen Rahmens von zwei Stunden zu den GPS-Messungen passten.

In Kapitel 5.4.1 wurden die Genauigkeitsvermutungen für die GPS-Schätzung hergeleitet. Laut den dort gemachten Angaben sollte die Genauigkeit der Schätzung ungefähr zwischen 1.13 und 1.35 Millimeter liegen. Die Radiosondenauswertung wurde in der Literatur meistens mit einer Genauigkeit von einem Millimeter je nach Abhängigkeit der Höhe der Wasserdampfwerte behaftet und die Differenz der beiden Systeme lag im globalen Mittelwert zwischen einem und vier Millimetern. Die hier erzielten durchschnittlichen Differenzen mit ihren zufälligen Abweichungen und den jeweiligen Korrelationen sind in Tabelle

Tabelle 8.3: Zusammenfassung der Ergebnisse der Differenzierung

Stationen	Amun	<b>Cas1</b>	<b>Dav1</b>	<b>Dum1</b>
Diff.[mm]	0.3	0.5	0.5	0.5
Std.abw.[mm]	0.7	0.6	0.5	1.2
Korr.	0.21	0.95	0.96	0.87
Stationen	Maw1	Mcm4	Syog	
Diff.[mm]	0.7	1.6	1.5	
Std.abw.[mm]	0.7	0.8	0.7	
Korr.	0.92	0.84	0.91	

8.3 zusammengefasst worden.

Die Untersuchungen wurden wie schon im vorherigen Kapitel auf die einzelnen Regionen der Antarktis aufgeteilt. Es existierten Radiosondenmessungen am Südpol, an fünf Stationen der ostantarktischen Küsten und eine Station an der westantarktischen Küste. Für jede Station wurden die genutzten Radiosondentypen zur Interpretation herangezogen, eine kurze Aussage über die Datenqualität gemacht und schließlich durch die Beschreibung der gleitenden Mittelwerte und der Korrelationen der Einzelwerte eine Untersuchung des Verhaltens der beiden Systeme zueinander durchgeführt.

Am Südpol an der Station Scott-Amundsen haben sich die Mutmaßungen aus dem Kapitel 7 bestätigt, denn die Differenz von 0.3 Millimeter beträgt immerhin mehr als 80 % des GPS-Wasserdampfgehaltes und eine Korrelation von 0.21 legt die Schwächen offen, so dass sich die jahreszeitlichen Entwicklungen kaum in den Entwicklungen der GPS-Schätzungen wiederfinden lassen und mit diesen niedrigen Wasserdampfwerten die Grenzen dieses Verfahrens erreicht sind. Mit dem Hintergrund, dass die Station sich mit dem Eis bewegt und eine Höhenbewegung 20 Zentimeter im Jahr durchläuft, sind dies noch beachtliche Ergebnisse.

In der Ostantarktis konnten bei Mawson jahreszeitliche Abhängigkeiten an den Differenzen entdeckt werden und bei Casey und Davis ein deutlicher Einfluss des eingeführten Strahlenschutzes an den Vaisala RS80 Radiosonden in 2001. Ansonsten haben diese Stationen sehr gute Ergebnisse erzielt und zeugen von einer hohen Korrelation und niedrigen Differenzen, die im Durchschnitt bei Casey nur 12 % des GPS-Wasserdampfgehaltes ausmachten. Bei Syowa wurden die Einflüsse des hohen Höhenwinkels bei der Aufzeichnung der GPS-Signale an der Station offensichtlich. Auch wenn die benutzte Meisei Radiosonde einen Feuchtbias verursachen kann, müsste das geringere vertikale Profil dem entgegenwirken und die Differenz von 1,5 Millimeter nimmt mit 75 % des GPS-Wasserdampfgehaltes Größenordnungen an, die durch einen Feuchtbias der Radiosonde nicht verursacht werden kann. Die hohe Korrelation mit 0.91 zeigt

allerdings, dass es sich hier um einen Offset handelt.

In der Westantarktis wurde die Station McMurdo zur Validierung herangezogen. Auch dort wurden im vorherigen Kapitel die GPS-Aufzeichnungen unter niedriger Elevation nicht in die Auswertung einbezogen. Bei dieser Station lag der Grund in stationsspezifischen Aspekten, so dass die Daten eine schlechte Qualität aufgewiesen haben und eliminiert wurden. Das Resultat wird hier ähnlich wie bei Syowa in einem Feuchtbias seitens der Radiosonden deutlich. Die Ursache liegt in dem Genauigkeitsverlust der ZTD-Schätzung auf Grund der geringeren Beobachtungsanzahl und Aspekte bezüglich der Satellitengeometrie. Scheinbar resultieren diese Unterschiede in einem Feuchtbias wie auch das Beispiel Syowa gezeigt hat. Des Weiteren offenbart sich aber eine hohe Korrelation mit 0.84 neben der hohen Differenz von 0.84 Millimeter (65 % des Radiosonden PW-Wertes), folglich ist hier ein Offset zu beobachten. Auf Grund der hohen Differenz und der negativen PW-Wert im GPS-Bereich ist diese Station neben dem Südpol nur bedingt aussagekräftig.

Insgesamt lässt sich feststellen, dass die Differenzen alle niedriger sind, als die bislang in der Literatur erzielten Ergebnisse. Dies liegt auch an den niedrigen Wasserdampferten in der Antarktis. Des Weiteren zeigen die erzielten Korrelationen für fast alle Stationen eine hohe Abhängigkeit der jeweiligen PW-Werte an. Die dick gedruckten Stationsnamen in Tabelle 8.3 zeigen Stationen an mit einem Trockenbias auf Grund der genutzten Radiosonden. Die besten Ergebnisse wurden für Casey erzielt, die schlechtesten für den Südpol und Syowa bzw. McMurdo. Die gesetzten Ansprüche mit einem Millimeter GPS-Genauigkeit und einem Millimeter bei den Radiosondenmessungen konnten ebenfalls unter den schwierigen Bedingungen der Antarktis erfüllt werden, da keine Differenz höher als 1.6 Millimeter war, wenn auch diese Genauigkeit nicht für alle Stationen ausreichend war.

## Kapitel 9

# Zusammenfassung und Ausblick

Im Rahmen dieser Arbeit wurde untersucht, inwieweit sich globale Satellitennavigationssysteme, im Speziellen das Global Positioning System, zur Schätzung des ausfällbaren Wasserdampfes in Regionen extremer Witterungsbedingungen eignen. Der atmosphärische Wasserdampf ist eine klimatologische Kenngröße, welche zur Interpretation klimatologischer und meteorologischer Entwicklungen herangezogen werden kann. Durch die enge Kopplung mit der atmosphärischen Temperatur können unter anderem Entwicklungen hinsichtlich der globalen Erderwärmung abgeleitet werden. Zusätzlich zur globalen Bedeutung können für die Antarktis Rückschlüsse hinsichtlich der Entwicklung des Eisschildes getroffen werden.

Aus diesem Grunde wurden 12 antarktische GPS-Stationen zur Untersuchung herangezogen und für die Jahre 2000 und 2001 exemplarisch pro Tag alle drei Stunden Signalverzögerungen geschätzt, welche dann unter Inanspruchnahme der meteorologischen Größen Temperatur und Luftdruck in den ausfällbaren Wasserdampf umgewandelt wurden. Die 12 Stationen waren überwiegend gleichmäßig an der Küste des antarktischen Kontinentes angesiedelt, nur eine Station lag im Inneren des Kontinentes. Neben der Untersuchung, ob so niedrige Feuchtigkeitswerte in der Atmosphäre überhaupt gesichert mit dem GPS geschätzt werden können, wurde die Tatsache betrachtet, ob sich eine Station, die sich mit der Geschwindigkeit des antarktischen Eisschildes bewegt, zur Schätzung dieser atmosphärischen Größe eignet.

GPS als Messsystem hat den Charme, dass es unabhängig von Wetter und Tageszeit zur Messung zeitlich hochauflösender Wasserdampfzeitreihen herangezogen werden kann. Für extreme Regionen wie die Antarktis kommt zudem hinzu, dass die Messsysteme nur bedingt betreut werden müssen und den Großteil des Jahres ohne personelle Betreuung vergleichbar mit automatischen Wetterstationen Daten aufzeichnen können.

Anhand heutiger Standards bei der GPS-Auswertung im Post-Processing wurde eine Genauigkeit des ausfällbaren Wasserdampfes aus GPS-Beobachtungen von ein bis zwei Millimeter hergeleitet bei angenommener Genauigkeit der Signalverzögerungen in Zenitrichtung von neun Millimetern. Um diese Genauigkeit gewährleisten zu können, wurde eine Strategie unter Einsatz neuester Modelle unter anderem für die Projektionsfunktion und die Gezeiteneffekte hergeleitet und angewandt. Aus diesem Grunde konnten auch Satellitenbeobachtungen aufgenommen werden, die unter einem sehr niedrigen Höhenwinkel der jeweiligen Satelliten aufgezeichnet wurden (drei Grad). Zusätzlich wurde ein eigener Koordinatenreferenzrahmen mit einer Geschwindigkeitsschätzung für notwendig gehalten und global durchgeführt. Durch die Kenntnis der Koordinaten und Geschwindigkeiten war es dann auch von Vorteil, dass die Koordinatenbereiche bei der Schätzung der troposphärischen Signalverzögerung möglichst eng gesteckt werden konnten, um die Bereiche der Signalverzögerungen und der Höhenänderungen voneinander zu trennen.

Die Auswertung mit der GPS-Software GAMIT hat für die geschätzten ZTD's<sup>1</sup> insgesamt Standardabweichungen unterhalb der geforderten neun Millimeter als Ergebnis geliefert. Die beste Genauigkeit resp. die niedrigste Standardabweichung wurde bei der Station Casey erreicht mit einem Millimeter und die größte Ungenauigkeit wurde bei McMurdo mit 6.6 Millimetern verzeichnet. Für die Station Sanae konnten auf Grund fehlender meteorologischer Größen größtenteils keine Wasserdampfwerte abgeleitet werden. Der niedrigste Wasserdampfwerte wurde auf dem Südpol mit 0.37 Millimetern geschätzt. Die Atmosphäre mit der größten Feuchte wurde auf Palmer auf der antarktischen Halbinsel mit sieben Millimetern ermittelt. Die Werte wurden entsprechend der jeweiligen Region in den meteorologischen Gesamtkontext integriert. Für den Südpol konnten keine jahreszeitlichen Schwankungen festgestellt werden, alle anderen Regionen wiesen je nach Feuchtigkeit mehr oder weniger größere Variationen auf. Die genauigkeitsbeeinflussenden Eigenschaften der jeweiligen GPS-Station wurden mit Hilfe der  $L_c$ -Phasenresiduen untersucht. Einflüsse des Nahfeldes auf die Signalgenauigkeit wie auch Einflüsse ungenauer Modellierungen der Phasenzentrumsvariationen der GPS-Bodenantennen samt Radomen wurden registriert. Die Korrelationen der Einzel- und gleitenden Mittelwerte mit der atmosphärischen Temperatur war überwiegend hoch, lediglich die Station des Südpols wies bei den Einzelwerten eine etwas niedrigere Korrelation auf. Dies hat den Verdacht erhärtet, dass meteorologische Variationen nicht mitgeschätzt wurden.

Um die erzielten Ergebnisse nun qualitativ eingehender beurteilen zu können, wurden für sieben Stationen die GPS-basierenden Wasserdampfwerte mit Radiosondenmessungen validiert. Die Differenzen und die Korrelationen haben zum Großteil die guten Genauigkeiten der GPS-Schätzung bestätigt. Die Differenzen sind absolut meistens unter einem Millimeter geblieben. Die Korrelationen bewegen sich in einem Bereich von 0.8 bis 0.95, lediglich der Südpol sticht

---

<sup>1</sup>Zenit Total Delays

mit 0.21 bei der Korrelation der Einzelwerte heraus. Die Wasserdampfwerte zwischen null und einem Millimeter haben die Grenzen der Genauigkeit aufgewiesen, auch wenn die Geschwindigkeiten scheinbar keinen Einfluss auf die Wasserdampfentwicklung haben. Für die Stationen Syowa und McMurdo wurden die Folgen der fehlenden Werte unter niedriger Satellitenelevation ersichtlich. Die Differenzen sind größer als der Durchschnitt, die GPS-Werte wurden zu niedrig geschätzt. Die Genauigkeit der GPS-geschätzten Signalverzögerungen hat unter den fehlenden Beobachtungen gelitten, interessanterweise wurde aber eine hohe Korrelation hergeleitet, so dass die Entwicklungen der Werte stark abhängig voneinander war und lediglich ein Offset produziert wurde. Für die Stationen mit einer Vaisalla Radiosonde konnten die bekannten Trockenoffsets beobachtet werden, diese nahmen allerdings nach dem Einsatz von Schutzfolien gegen den Einfluss der Sonnenstrahlung ab. Insgesamt wurde durch den Vergleich mit den Radiosondenmessungen ein hohes Potential der GPS-Schätzung hergeleitet.

Die Untersuchungen haben gezeigt, dass sich der meteorologische Einsatz des GPS in der Antarktis lohnt. Auf Grund der geringen Feuchtigkeit sind aber besondere Maßnahmen vonnöten. Besonders das Stationsumfeld muss sorgsam ausgesucht werden, um jeglich Interferenz zu vermeiden und eine besondere Dokumentation der GPS-Aufzeichnung samt eingesetztem Material ist unbedingt notwendig. Unter diesen Bedingungen sind in Zukunft viele der vornehmlich unter einem anderen Gesichtspunkt stattfindenden GPS-Kampagnen auch zur meteorologischen Verwendung geeignet. Vor allem unter dem Blickpunkt zukünftiger Navigationssysteme wie Galileo oder Compass und einem voll ausgebauten Glonass werden die Genauigkeit und Zuverlässigkeit der GPS-Beobachtungen höher sein. Dies macht die Nutzung der troposphärischen Signalverzögerung für numerische Wettermodelle als Eingangsgrößen attraktiver und lässt verbesserte Aussagen in klimatologischer Hinsicht zu. Sicherlich ist eine gewisse zeitliche Beobachtungslänge über mehrere Jahrzehnte erforderlich, um solche Interpretationen zu ermöglichen, aber dies ist im Stile der automatischen Wetterstationen möglich und sollte auch vermehrt genutzt werden.

# Anhang A

## GPS-Auswertung

### A.1 GPS-Software

#### A.1.1 GAMIT

In Abbildung A.1 ist vereinfacht die Funktionsweise der GAMIT-Software dargestellt. Das Programm wird auf dem UNIX-Betriebssystem installiert. Mit den Modulen Makexp, Ngstot+Arc (ausgeführt durch das Skript sh\_sp3fit), makej, makex und fixdrv werden die jeweiligen Einstellung der Prozessierung und die verschiedenen Stationskonfigurationen berücksichtigt. Mit Hilfe dieser Module wird ein batch-Skript erstellt, welches die weitere Prozessierung automatisch durchführt. Die jeweiligen Module, welche zur Erstellung des Skriptes herangezogen werden, haben folgende Aufgabe und werden in folgender Reihenfolge ausgeführt:

- Makexp: Benötigt die jeweiligen RINEX-Dateien der einzelnen Stationen, die Datei mit den Stationskonfigurationen (station.info), die Datei mit den Satelliteninformationen und Parameter über die jeweilige Auswertung wie z.B. Frequenz der Beobachtungen, Epochenlänge, Jahres- und Tagesangabe, um daraus eine Datei zu erschaffen, auf die GAMIT dann im Rahmen der Module Makex und Makej zugreift.

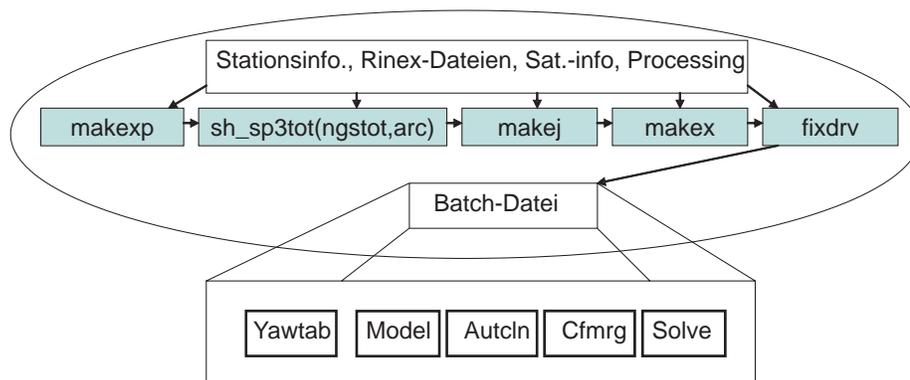


Abbildung A.1: Schema der GAMIT-Prozessierung

- **Ngstot, Arc:** Diese beiden Module werden zusammen mit dem Skript `sh_sp3fit` ausgeführt. Dieses Skript dient dazu, die hochgenauen Satellitenbahninformationen des IGS, die final IGS-Dateien in ein programminternes Format zu konvertieren.
- **Makej:** Dieses Modul nimmt sich die Satelliteninformationsdatei und erstellt mit diesen Informationen eine neue Datei für die weitere Prozessierung. Diese Informationen werden benötigt, um das Verhalten der Satelliten- und Empfängeruhr zu modellieren.
- **Makex:** GPS-Beobachtungen werden unter anderem im RINEX (**R**eceiver **I**ndependent **E**xchange Format) Format aufgezeichnet. Dies ist ein standardisiertes, empfängerunabhängiges Datenformat, welches von den gängigen Auswertepaketen unterstützt wird (Gurtner (1994)). GAMIT nutzt ebenfalls dieses Dateiformat, um daraus dann ein programminternes Format zu erschaffen. Die Rinex-Dateien der einzelnen GPS-Stationen werden in ein programminternes Format konvertiert.
- **Fixdrv:** Die Datei für die weitere automatisierte Auswertung wird mit diesem Modul erstellt. Hierfür werden noch die Datei mit den gewählten Prozessierungseinstellungen (`sestbl.`) und die Datei mit den a-priori meteorologischen Parametern und den Zwängen auf die a-priori Koordinaten (`sittbl.`) benötigt.

Das Skript für die automatisierte Prozessierung aktiviert die in Abbildung A.1 dargestellten Module `Yawtab`, `Model`, `Autcln`, `Cfmrg`, `Solve`.

**Yawtab** modelliert aus den Satellitenbahninformationen Abweichungen auf Grund von Satellitenbewegungen.

**Model** berechnet die a-priori Informationen für die Signalverzögerungen in Zenitrichtung und die partiellen Ableitungen, welche dann für die Ausgleichung nach kleinsten Quadraten benötigt werden (Niemeier, 2002). Außerdem werden hier die Beobachtungsgrößen und deren Residuen gebildet.

**Autcln** sucht nach Phasenabrissen und beseitigt diese. Phasenabriss sind Unterbrechungen der Satellitensignale während einer Beobachtungsepoche. Diese Unterbrechungen können erhebliche Schwierigkeiten bei der Lösung der Mehrdeutigkeiten verursachen und somit die Genauigkeit negativ beeinflussen. Des Weiteren untersucht das Programm die Residuen der Beobachtungsgrößen auf Ausreißer.

**cfmrg** bereitet eine Datei mit zu schätzenden Parametern vor.

**Solve** führt die Ausgleichung nach kleinsten Quadraten durch und schätzt somit die relativen Koordinaten, Signalverzögerungen und alle anderen gesuchten Parameter.

Aus der Ausgleichung werden zwei Lösungen produziert. Zum einen wird eine Lösung mit den Zwängen berechnet, die der Anwender für die zu schätzenden Beobachtungen gewählt hat. Diese Lösung wird als strenge Lösung bezeichnet. Unter einem Zwang versteht man die Vorgaben, die der Anwender für die jeweilige Größe vorgibt. Wenn man realistische a-priori Genauigkeitsangaben für Satellitenbahnen und Koordinaten hat, kann man den Spielraum der zu schätzenden Koordinate eingeben, so dass im Rahmen der Ausgleichung nicht fälschlicherweise andere Effekte als Koordinatenfehler ausgelegt werden.

Zum anderen gibt es am Ende eine lockere Lösung. Diese Parameter wurden mit freien Zwängen berechnet. Die Lösung wird für das Programm Globk/Glorg benötigt, um dann daraus Koordinaten und Geschwindigkeiten zu schätzen.

Die Qualität der GAMIT-Auswertung wird mit Hilfe des nrms-Wertes überprüft also des "normalized root mean squares".

$$nrms = \sqrt{\frac{\sum r^2}{s^2 df}} \quad (\text{A.1})$$

Dieser Wert wird durch die Residuen  $r$ , dividiert durch deren Standardabweichungen  $s$ , und durch die Freiheitsgrade  $df$  berechnet. Bei einer idealen Auswertung liegt dieser Wert bei 1, wenn er kleiner 1 ist, sind die Werte zu positiv geschätzt worden, ist dieser größer 1, liegen schlechte Daten vor oder Probleme im Modell. In der GPS-Praxis ist immer ein Wert von ca. 0.25 akzeptiert worden, da auf Grund einiger theoretischer Annahmen in der Fehlerfortpflanzung der Wert zu niedrig geschätzt wird. Wenn ein nrms-Wert größer als 0.5 am Ende der GPS-Auswertung als Ergebnis vorliegt, lag meistens ein Datenproblem mit einer oder mehrerer der Stationen vor, welcher sich dann auf das ganze Netz ausgewirkt hat.

Neben den nrms-Werten sind die wrms-Werte noch als Qualitätssiegel im GAMIT/GLOBK-Paket gebräuchlich. WRMS ist die Abkürzung für weighted root mean square und wird ähnlich dem nrms-Wert aus den Verbesserungen samt Standardabweichungen berechnet. Allerdings spielen bei diesem Wert noch die Gewichte der Koordinaten eine Rolle also die Inverse der Standardabweichungen. Anhand dieses Wertes wird die von Ausreißern bereinigte Qualität der jeweiligen Koordinatenzeitreihe beurteilt.

### A.1.2 GLOBK

Die Grundlage der Kalman-Filterung ist die Beschreibung des dynamischen Verhaltens eines System durch eine Bewegungsgleichung. In unserem Fall werden aus den Quasi-Beobachtungen einheitliche Koordinaten der jeweiligen Stationen, deren Geschwindigkeiten sowie Erdrotationsparameter und Satelliten-

bahnparameter geschätzt. Der Anfang der Ausgleichung mit Hilfe der Kalman-Filterung lässt sich nach Dong u. a. (1998) folgendermaßen darstellen:

$$L_K = A_K X_K + \epsilon_K \quad (\text{A.2})$$

Mit der Beobachtungsgleichung werden aus den Quasi-Beobachtungen im Vektor  $L_K$  die gesuchten Parameter im Parametervektor  $X_K$  zur Epoche K nach der Methode der kleinsten Quadrate geschätzt. Die Design-Matrix  $A_K$  enthält die partiellen Ableitungen nach den einzelnen Parametern.  $\epsilon$  sind die Residuen aus der Ausgleichung nach kleinsten Quadraten. Die Kalman-Filterung zur Beschreibung der Systemdynamik wird nun im folgenden Schritt realisiert:

$$X_{K+1} = T_K X_K + q_K \quad (\text{A.3})$$

Mit der Systemgleichung A.3 werden die Parameter  $X_{K+1}$  für die nächste Epoche K+1 mit Hilfe der Transitionsmatrix prädiziert. Die Matrix  $T_K$  gibt das Verhalten der einzelnen Parameter zwischen den einzelnen Epochen wieder (Dong u. a. (1998)). Im Vektor  $q_K$  werden stochastische Größen bzw. zufällige Abweichungen geschätzt.

Aus dem Unterschied des wirklichen Systemzustandes und des nach A.3 prädizierten Systemzustandes wird unter Anwendung einer Kalman-Matrix und eines Innovationsvektors ein ausgeglichener Parametervektor  $\hat{X}_{K+1}$  geschätzt (Dong u. a., 1998). Die Kalman-Matrix wird aus den Genauigkeiten (Varianz-Kovarianzmatrix) der Quasi-Beobachtungen und der prädizierten Parameter aufgestellt und der Innovationsvektor spiegelt die Unterschiede zwischen den prädizierten und den gemessenen Systemzuständen wider.

$$\hat{X}_{K+1} = X_{K+1} + K_{K+1}(L_{K+1} - A_{K+1}X_{K+1}) \quad (\text{A.4})$$

Wenn mehrere Beobachtungsepochen existieren, geht die ausgeglichene Größe  $\hat{X}_{K+1}$  als Eingangsgröße in die Systemgleichung A.3 ein, um für die Epoche K+2 den prädizierten Parametervektor zu errechnen.

Auf die Darstellung und Herleitung der Transitionsmatrix und der Kalman-Matrix wird im Rahmen dieser Arbeit verzichtet, da diese in Dong u. a. (1998) hergeleitet wurden und diese Herleitung nicht im Rahmen dieser Arbeit stattgefunden hat.

Zusammengefasst läßt sich die Berechnung der Geschwindigkeiten, der Koordinaten und der übrigen Parameter des gesamten Beobachtungszeitraumes folgendermaßen darstellen:

1. Berechnung der Koordinaten  $X_K$  zur Anfangsepoche K mit A.2
2. Prädiktion der Parameter  $X_{K+1}$  mit T nach A.3
3. Aufstellen des Kalman-Filters K und Berechnung der ausgeglichenen Parameter  $\hat{X}_{K+1}$  nach A.4

4. Prädiktion der Parameter  $X_{K+2}$  mit Hilfe von  $T_{K+2}$  und  $\hat{X}_{K+1}$
5. Aufstellen von  $K_{K+2}$  und Berechnung von  $\hat{X}_{K+2}$  mit A.4
6. Die Schritte 3 bis 5 werden bis zum Ende der Beobachtungsreihe wiederholt.

Für diese Berechnung benutzt die Software GLOBK die unter freien Zwängen in GAMIT berechneten Koordinaten. Die freien Zwänge sind notwendig, um die Quasi-Beobachtungen miteinander kombinieren zu können. Diese Koordinaten werden in einer Datei mit dem Anfangsbuchstaben H geschrieben. Die H-Dateien werden für GLOBK in ein binäres Format mit dem GLOBK-Modul `htoglb` konvertiert. Die H-Dateien werden zur Kalman-Filterung herangezogen. Nach Herring (2002) werden die Parameter unter GLOBK üblicherweise auch ohne Einwirkung strenger Zwänge geschätzt, so dass man zwar eine einheitliche Lösung herausbekommt, aber diese keine Koordinatengrundlage hat. Dieser Bezug wird mit dem Modul GLOGR im Rahmen einer Transformation hergestellt. Mit dem Programmmodul GLOGR wird eine sieben Parametertransformation

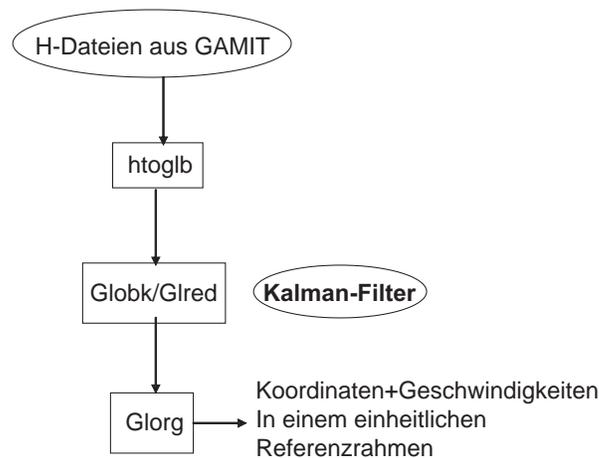


Abbildung A.2: Aufbau der Globk-Prozessierung

durchgeführt. Der Auswerter wählt eine gewisse Anzahl von Stationen in seinem Netz als Fixpunkte. Diese Fixpunkte müssen hohe Datenqualität aufweisen und im Auswertungszeitraum permanent Daten geliefert haben. Anhand dieser Punkte und mit Hilfe der a-priori Koordinaten dieser Stationen wird dann das Netz in das jeweilige Referenznetz transformiert, so dass damit ein einheitlicher Bezug hergestellt wird. Eine einfache schematische Darstellung der Globk-Prozessierung ist in Abbildung A.2 zu sehen.

Die Güte der jeweiligen Ausgleichung mit Hilfe der Kalman-Filterung wird mit der statistischen Kenngröße  $\chi^2$  (Niemeier (2002)) überprüft. Die Berechnung dieser Kenngröße ist in Dong u. a. (1998) angegeben. Unter GLOGR wird eine  $\chi^2$  Größe berechnet und anhand dieses Wertes kann festgestellt werden, inwiefern die berechnete Lösung fehlerhaft ist oder nicht. Beispiele werden im

Rahmen der weiteren Arbeit vorgestellt werden. Für die Herleitung dieser  $\chi^2$  Parameter wird auf Dong u. a. (1998) Gleichung 13 verwiesen.

## A.2 GPS-Stationen und deren Abkürzungen

Nr.	Abkürzung	Ort	Land	Institut
1	ALBH	Victoria	Kanada	GSC
2	ALGO	Algonquin Park	Kanada	NRCan/GSD
3	ALIC	Alice Springs	Australien	GA
4	AMC2	Colorado Springs	U.S.A.	USNO
5	AMUN	Scott-Amundsen	Antarktis	USGS
6	ANKR	Ankara	Türkei	BKG und GCM
7	AOML	Miami	U.S.A.	NOAA
8	AREQ	Arequipa	Peru	JPL
9	ARTU	Arti	Russland	RDAAV-Iris
10	ASC1	Ascension Island	Ascension Island	JPL
11	AUCK	Whangaparaoa Peninsula	Neuseeland	GNS
12	BAHR	Manama	Bahrain	NGA
13	BAKO	Cibinong	Indonesien	Bakosurtanal
14	BARN	Bartlett	U.S.A.	FSL/NOAA
15	BELG	Belgrano II	Antarktis	AWI/IAA
16	BILI	Bilibino	Russland	RDAAC-Iris
17	BJFS	Fangshan	China	NGCC
18	BRAZ	Brasilia	Brasilien	DGFI
19	BRMU	Bermuda	UK	NOAA-NGS
20	CAGL	Cagliari	Italien	ASI
21	CAS1	Casey	Antarktis	GA
22	CEDU	Ceduna	Australien	GA
23	CHAT	Waitangi	Neuseeland	
24	CHUR	Churchill	Kanada	NRCan/GSD
25	CLGO	Fairbanks	U.S.A.	GI/UoA
26	CORD	Cordoba	Argentinien	JPL
27	CRO1	Christiansted	U.S. Virgin Island (U.S.A.)	JPL
28	DAEJ	Daejeon	Korea	KASI
29	DARW	Darwin	Australien	GA
30	DAV1	Davis	Antarktis	GA
31	DGAR	Diego Garcia Island	U.K. Territory	JPL
32	DRAO	Penticton	Kanada	GSC
33	DUBO	Lac du Bonnet	Kanada	GSC
34	DUM1	Dumont d'Urville	Antarktis	ENS/CNRS
35	EISL	Easter Island	Chile	JPL
36	ELAT	Eilat	Israel	GSM
37	ESTI	Esteli	Nicaragua	Ineter
38	FAIR	Fairbanks	U.S.A.	JPL
39	FALE	Faleolo	Samoa	CNS
40	FLIN	CFS Flin Flon	Kanada	GSC
41	GALA	Galapagos Island	Ecuador	JPL
42	GLSV	Kiew	Ukraine	MAO
43	GODE	Greenbelt	U.S.A.	JPL

44	GOL2	Goldstone	U.S.A.	JPL
45	GOLD	Goldstone	U.S.A.	JPL
46	GOUG	Gough	Dependet territory of U.K.	AWI
47	GUAM	Dededo	Guam	JPL
48	HARB	Pretoria	Republik Südafrika	CNES
49	HERS	Hailsham	England	NSGF
50	HOB2	Hobart	Australien	GA
51	HRAO	Krugerddorp	Republik Südafrika	JPL
52	IISC	Bangalore	Indien	JPL
53	INEG	Aguascalientes	Mexiko	Inegi
54	IRKT	Irkutsk	Russland	DEOS-DUT
55	JAMA	Kingston	Jamaika	NOAA-NGS
56	JPLM	Pasadena	U.S.A.	JPL
57	KARR	Karratha	Australien	GA
58	KERG	Port aux Francais	Kerguelen Island	CNES
59	KIT3	Kitab	Uzbekistan	GFZ
60	KOKB	Kokee Park, Waimea	U.S.A	JPL
61	KOSG	Kootwijk	Niederlande	DEOS-Dut
62	KOUR	Kourou	Französisch Guyana	ESOC
63	KSTU	Krasnoyarsk	Russland	GFZ
64	KUNM	Kunming	China	Nasa/JPL
65	KWJ1	Kwajalein Atoll	Marshall Islands	JPL
66	LAE1	Lae	Papua Neu Guinea	JPL
67	LHAS	Lhasa	China	BKG
68	LPGS	La Plata	Argentinien	GFZ
69	MAC1	MacQuarie Island	Süd Ozean	GA
70	MAD2	Robledo	Spanien	JPL
71	MADR	Robledo	Spanien	JPL
72	MAG0	Magadan	Russland	RDAAC-Iris
73	MANA	Managua	Nicaragua	Ineter
74	MAS1	Maspalomas	Spanien	ESOC
75	MATE	Matera	Italien	ASI
76	MAW1	Mawson	Antarktis	GA
77	MCM4	McMurdo/Ross Island	Antarktis	JPL
78	MDO1	Fort Davis	U.S.A.	JPL
79	MIA3	Miami	U.S.A.	USCG
80	MKEA	Mauna Kea	U.S.A.	JPL
81	NKLG	Libreville	Gabon	CNES
82	NLIB	North Liberty	U.S.A.	JPL
83	NOUM	Neukaledonien	Frankreich	DoL
84	NRC1	Ottawa	Kanada	NRCan/GSD
85	NRIL	Norilsk	Russland	CMIS
86	NTUS	Singapur	Rep. Singapur	NTU
87	NYA1	Ny-Alesund	Norwegen	NMA
88	NYAL	Ny-Alesund	Norwegen	NMA
89	OHIG	O'Higgins	Antarktis	BKG
90	ONSA	Onsala	Schweden	LMV

91	PALM	Palmer	Antarktis	USGS
92	PARC	Punta Arenas	Chile	G2
93	PERT	Perth	Australien	ESOC
94	PETP	Petropavlovsk-Kamchatka	Russland	KOMSP
95	PIE1	Pie Town	U.S.A.	JPL
96	PIMO	Quezon City	Philippinen	JPL
97	POL2	Bishkek	Kirgistan	JPL
98	POTS	Potsdam	Deutschland	GFZ
99	PRDS	Calgary	Kanada	NRCan/GSD
100	REYK	Reykjavik	Island	BKG
101	RIOG	Rio Grande	Argentinien	GFZ
102	RIOP	Riobamba	Ecuador	JPL
103	SANT	Santiago	Chile	JPL
104	SCH2	Schefferville	Kanada	NRCan/GSD
105	SELE	Almaty	Kasachstan	JPL
106	SHAO	Sheshan	China	JPL
107	SMRT	San Martin	Antarktis	AWI/IAA
108	STJO	St. Johns	Kanada	NRCan/GSD
109	SUTH	Sutherland	Rep. Südafrika	GFZ
110	SUWN	Suwon-shi	Korea	NGII
111	SYOG	Syowa/East Ongle Island	Antarktis	GSI
112	TEGU	Tegucigalpa	Honduras	IGN
113	THTI	Papeete	Tahiti (Französ. Polynesien)	CNES
114	THU1	Thule Airbase	Grönland	DNSSC
115	TID2	Tidbinbilla	Australien	JPL
116	TIDB	Tidbinbilla	Australien	JPL
117	TIXI	Tixi	Russland	SST YEMSP
118	TOW2	Cape Ferguson	Australien	GA
119	TRO1	Tromsoe	Norwegen	NMA
120	TROM	Tromsoe	Norwegen	NMA
121	TSKB	Tsukuba	Japan	GSI
122	UNSA	Salta	Argentinien	GFZ
123	URUM	Urumqi	China	GFZ
124	USNO	Washington	U.S.A.	USNO
125	USUD	Usuda	Japan	JPL
126	VESL	Sanae IV	Antarktis	AWI
127	VILL	Villafranca	Spanien	ESOC
128	WES2	Westford	U.S.A.	NOAA-NGS
129	WHIT	Whitehorse	Kanada	NRCan/ GSD
130	WILL	Williams Lake	Kanada	GSC
131	WSRT	Westerbork	Niederlande	DUT/DEOS
132	WTZR	Wetzell	Deutschland	BKG
133	WUHN	Wuhan	China	JPL
134	XIAN	Lintong	China	JPL
135	YAKT	Yakutsk	Russland	RDAAC-Iris
136	YAR1	Dongara	Australien	GA
137	YELL	Yelloknife	Kanada	NRCan/GSD

138 YSSK

Yuzhno-Sakhalinsk

Russland

RDAAC-Iris

### A.3 Stationsumfeld



Abbildung A.3: Stationsumfeld der GPS-Station Scott-Amundsen



Abbildung A.4: Stationsumfeld der GPS-Station Belgrano II



Abbildung A.5: Stationsumfeld der GPS-Station Casey



Abbildung A.6: Stationsumfeld der GPS-Station Davis



Abbildung A.7: Stationsumfeld der GPS-Station Dumont d'Urville



Abbildung A.8: Stationsumfeld der GPS-Station Mawson



Abbildung A.9: Stationsumfeld der GPS-Station McMurdo



Abbildung A.10: Stationsumfeld der GPS-Station O'Higgins



Abbildung A.11: Stationsumfeld der GPS-Station Palmer



Abbildung A.12: Stationsumfeld der GPS-Station San Martin



Abbildung A.13: Stationsumfeld der GPS-Station Syowa



Abbildung A.14: Stationsumfeld der GPS-Station Sanae IV

## Anhang B

# Methoden der Wasserdampfmessung

### B.1 Beziehungen zwischen der mittleren Temperatur der Atmosphäre und der Bodentemperaturen

Tabelle B.1: Koeffizienten aus der linearen Regression zur Bestimmung der mittleren atmosphärischen Temperatur aus Bodentemperaturmessungen (Schueler, 2001)

CAS1:	$T_M = -12.6 + 0.674 \cdot T_s$	$r = 0.95$	$\sigma = 1.3^\circ C$
DAV1:	$T_M = -12.9 + 0.814 \cdot T_s$	$r = 0.97$	$\sigma = 1.3^\circ C$
MAW1:	$T_M = -12.3 + 0.866 \cdot T_s$	$r = 0.98$	$\sigma = 1.2^\circ C$
MCM4:	$T_M = -12.5 + 0.823 \cdot T_s$	$r = 0.98$	$\sigma = 1.2^\circ C$
OHIG:	$T_M = -11.9 + 1.417 \cdot T_s$	$r = 0.80$	$\sigma = 1.7^\circ C$
SYOG:	$T_M = -13.4 + 0.794 \cdot T_s$	$r = 0.95$	$\sigma = 1.2^\circ C$
VESL:	$T_M = -13.9 + 0.758 \cdot T_s$	$r = 0.91$	$\sigma = 1.5^\circ C$
Antarktis:	$T_M = -11.4 + 0.877 \cdot T_s$	$r = 0.96$	$\sigma = 1.6^\circ C$

$T_M$  : Mittlere atmosphärische Temperatur  
 $T_s$  : Temperatur am Boden

# Anhang C

## Strategie

### C.1 Überprüfung des Einflusses verschiedener Ozean- gezeitenmodelle

Stationen	FES2004- Mittel [mm]	Stdabw [mm]	CSR4- Mittel [mm]	Stdabw [mm]	CSR3- Mittel [mm]	Stdabw [mm]
AMUN	-0,00473	0,42898	0,00888	0,48878	-0,00414	0,47651
BELG	0,38225	2,05867	0,32426	1,83295	0,35917	2,04827
CAS1	0,07692	1,3717	0,08757	1,24189	0,08817	1,32875
DAV1	0,06686	1,0137	0,08284	0,89363	0,06864	0,9775
DUM1	0,17407	1,7189	0,16667	1,68619	0,16481	1,76735
MAW1	0,17515	1,3625	0,17574	1,38884	0,13195	1,50607
MCM4	0,15148	3,35707	0,1284	2,7518	0,1071	2,9121
PALM	-0,04065	2,53158	-0,03806	2,4049	-0,0871	2,56438
OHIG	0,0645	7,9187	0,01183	8,16151	-0,09231	8,39221
SMRT	0,09882	2,97155	0,17396	3,17084	0,1858	3,2212
SYOG	0,1929	3,31742	0,28166	3,06244	0,27101	3,28065
VESL	0,09412	1,38494	0,14314	1,34652	0,08301	1,36188
Stationen	TPXO.6.2 [mm]	Stdabw [mm]				
AMUN	-0,01893	0,4401				
BELG	0,19882	1,62686				
CAS1	0,0787	1,33703				
DAV1	0,06686	0,97387				
DUM1	0,16173	1,80225				
MAW1	0,14793	1,47273				
MCM4	0,16391	3,28893				
PALM	-0,07355	2,49808				
OHIG	0,02426	7,6898				
SMRT	0,19231	3,44855				
SYOG	0,21657	3,13349				
VESL	0,07712	1,32026				

Tabelle C.1: Vergleich der Abweichungen der Zenitverzögerungen unter dem Einfluss der einzelnen Gezeitenmodelle in Millimeter

# Anhang D

## Ergebnisse

### D.1 Koordinaten und Geschwindigkeiten

Station	Breite [Grad]	Länge [Grad]	Höhe [m]
Amun	-89.99798633	139.10909268	2815.8129
Belg	-77.87480287	325.37325190	245.8471
Cas1	-66.28335920	110.51970589	22.4520
Dav1	-68.57732290	77.97261347	44.4032
Dum1	-66.66508433	140.00193292	-1.3749
Maw1	-67.60476654	62.87071554	59.1321
Mcm4	-77.83834901	166.66932688	98.0056
Ohig	-63.32072308	302.09966049	30.6978
Palm	-64.77509047	295.94887656	31.0383
Smrt	-68.12965099	292.89675803	26.1710
Syog	-69.00695735	39.58374381	50.0046
Vesl	-71.67379662	357.15821731	862.3573

Tabelle D.1: Ellipsoidische Koordinaten der antarktischen GPS-Stationen

Station	N-Geschw. [m/yr]	O-Geschw. [m/yr]	H-Geschw. [m/yr]
Amun	-9.9755	-0.1694	-0.1944
Belg	0.0117	0.0056	-0.0012
Cas1	-0.0107	0.0009	0.0005
Dav1	-0.0052	-0.0029	-0.0020
Dum1	-0.0116	0.0087	0.0008
Maw1	-0.0020	-0.0034	-0.0012
Mcm4	-0.0118	0.0088	-0.0058
Ohig	0.0090	0.0150	0.0066
Palm	0.0084	0.0142	0.0017
Smrt	0.0081	0.0142	-0.0002
Syog	0.0036	-0.0027	0.0017
Vesl	0.0087	0.0013	-0.0010

Tabelle D.2: Geschwindigkeiten der antarktischen GPS-Stationen

Station	Std.abw Nord [mm]	Std.abw Ost [mm]	Std.abw. Höhe [mm]
Amun	0.8	0.7	1.4
Belg	0.5	0.5	1.1
Cas1	0.2	0.3	0.7
Dav1	0.3	0.3	0.6
Dum1	0.3	0.3	0.9
Maw1	0.3	0.3	0.7
Mcm4	0.3	0.3	1.4
Ohig	0.4	0.5	1.2
Palm	0.4	0.4	0.9
Smrt	0.4	0.3	0.8
Syog	0.4	0.5	1.2
Vesl	0.4	0.4	1.0

Tabelle D.3: Standardabweichungen des Mittels der Koordinaten

Station	Std.abw Vn [mm/yr]	Std.abw Vo [mm/yr]	Std.abw.Vh [mm/yr]
Amun	3.0	2.4	1.7
Belg	1.6	1.6	1.7
Cas1	0.4	0.8	1.2
Dav1	0.5	0.7	1.1
Dum1	0.6	0.6	1.4
Maw1	0.6	0.7	1.3
Mcm4	0.4	0.5	1.6
Ohig	0.7	0.8	1.6
Palm	0.8	0.7	1.5
Smrt	0.9	0.7	1.5
Syog	0.7	0.8	1.4
Vesl	0.8	0.8	1.3

Tabelle D.4: Standardabweichungen des Mittels der Geschwindigkeiten

## D.2 Koordinatenzeitreihen

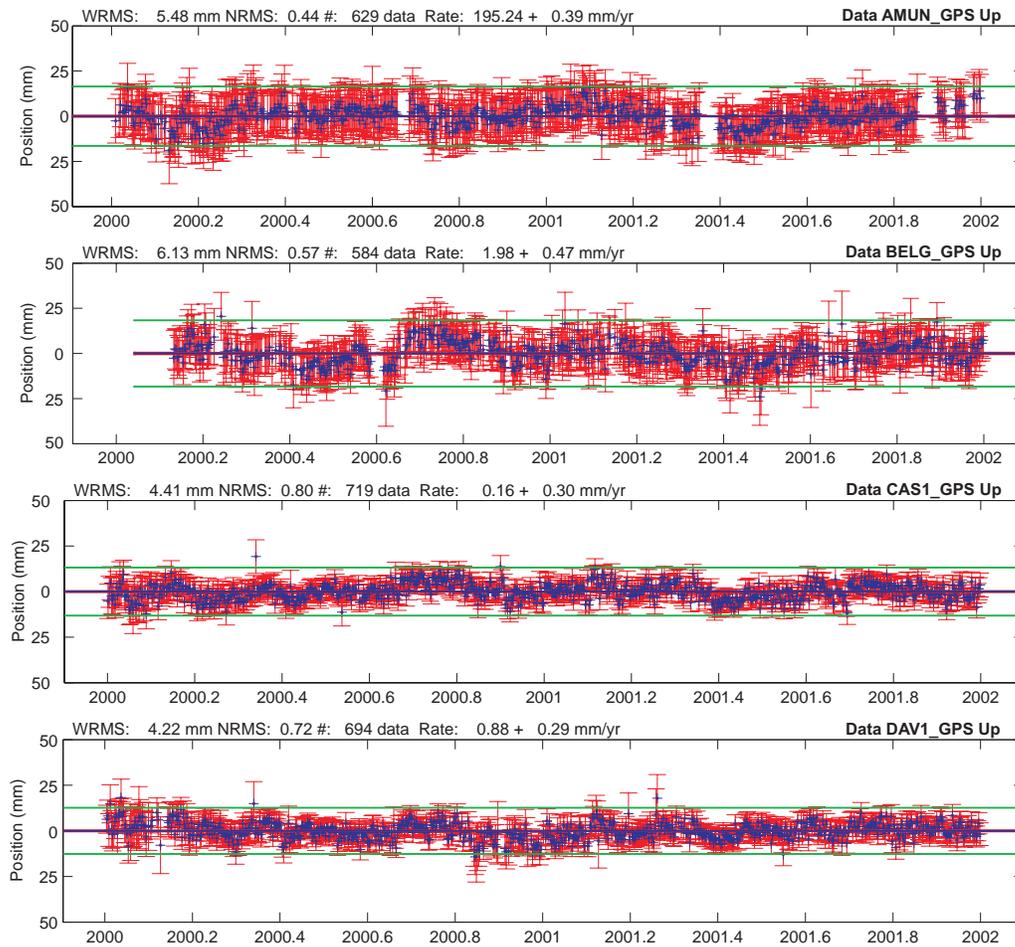


Abbildung D.1: Zeitreihen der endgültigen Höhenkomponenten

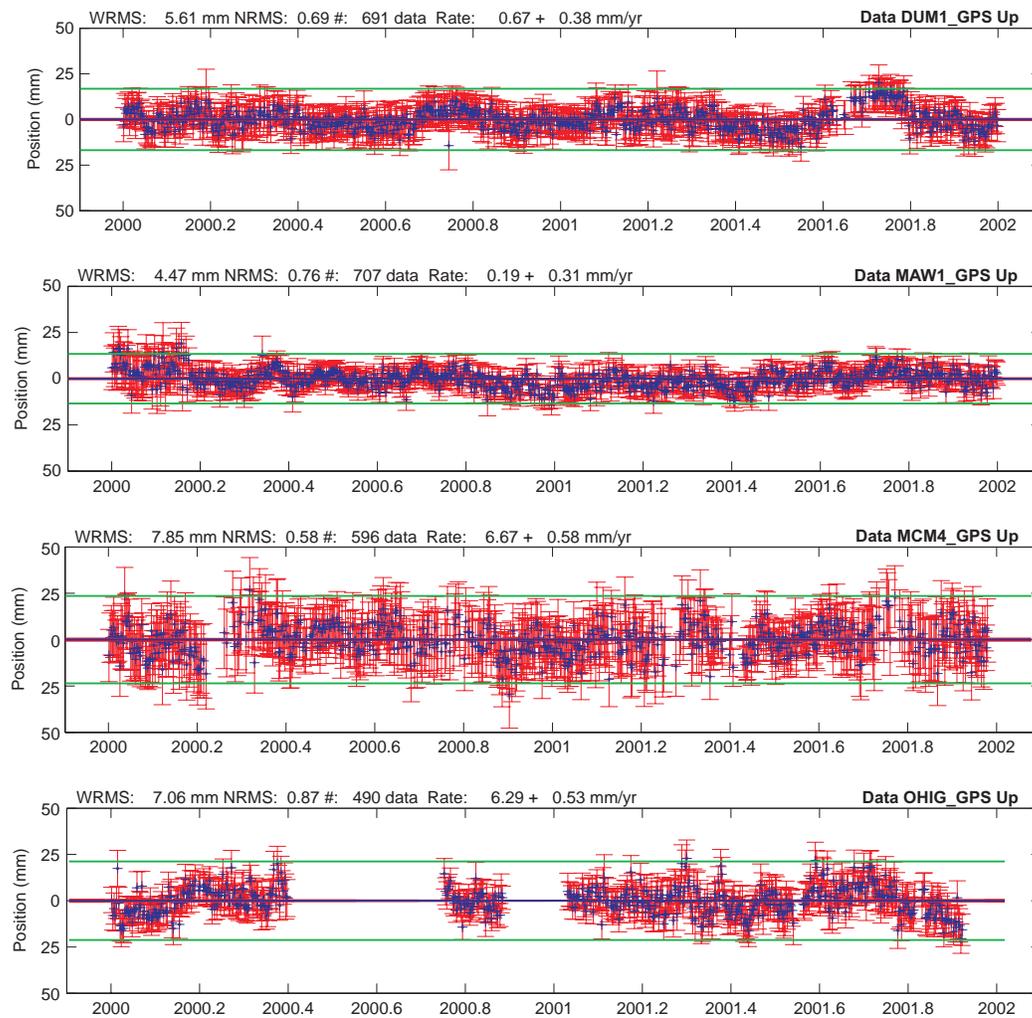


Abbildung D.2: Zeitreihen der endgültigen Höhenkomponenten

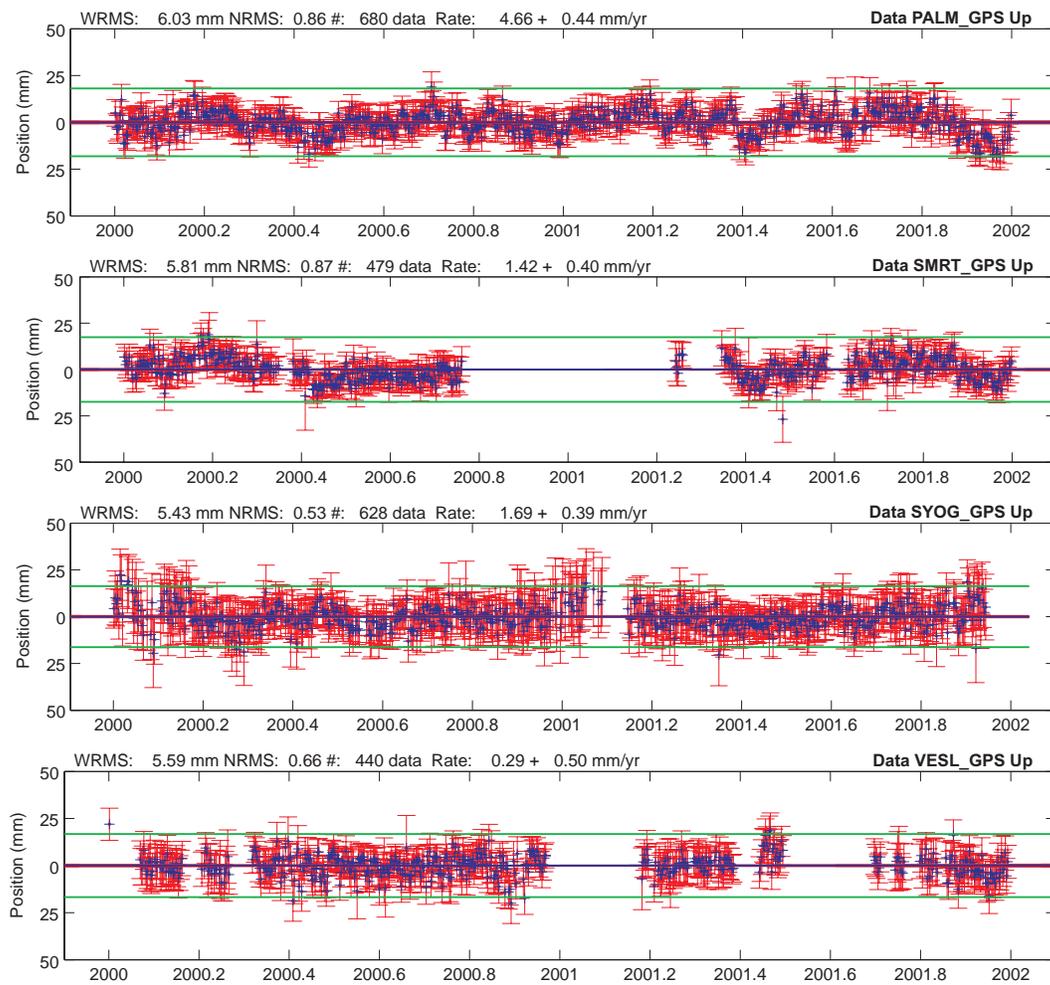


Abbildung D.3: Zeitreihen der endgültigen Höhenkomponenten

# Literaturverzeichnis

- Altamimi, Z., X. Collilieux, J. Legrand, B. Garayt und C. Boucher, 2007. ITRF2005: A new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and Earth Orientation Parameters. *Journal of Geophysical Research* 112(B09401). doi: 10.1029/2007JB004949.
- Altamimi, Z., P. Sillard und C. Boucher, 2003. The impact of a No-Net-Rotation Condition on ITRF2000. *Geophysical Research Letters* 30(2). doi: 10.1029/2002GL016279.
- Bevis, M., S. Businger und S. Chiswell, 1994. GPS Meteorology: Mapping Zenith Wet Delays onto Precipitable Water. *Journal of Applied Meteorology* 33, S. 379–386.
- Bevis, M., S. Businger, T. A. Herring, C. Rocken, R. A. Anthes und R. H. Ware, 1992. GPS Meteorology: Remote Sensing of Atmospheric Water Vapor using the GPS. *Journal of Geophysical Research* 97(D14), S. 15,787–15,801.
- Blackmore, W. und B. Taubwurtzel, 1999. Environmental Chamber Tests of NWS Radiosonde Relative Humidity Sensors. In: *15th International Information and Processing Systems (AMS)*. American Meteorological Society.
- Bock, O., J. Tarniewicz, C. Thom und J. Pelon, 2002. The effect of inhomogeneities in the lower atmosphere on coordinates determined from GPS measurements. *Physics and Chemistry of the Earth* 27, S. 323–328.
- Bock, Y., S. A. Gourevitch, C. C. Counselman, R. King und R. I. Abbot, 1986. Interferometric analysis of GPS phase observations. *Manuscripta geodaetica* 11, S. 282–288.
- Boehm, J., R. Heinkelmann und H. Schuh, 2007. Short Note: A global model of pressure and temperature for geodetic applications. *Journal of Geodesy* (doi:10.1007/s00190-007-0135-3).
- Boehm, J., G. Hulley, A. Niell und E. Pavlis, 2007. IERS conventions Chapter 9: Models for propagation delays. Forschungsbericht, BIPM/USNO. <ftp://tai.bipm.org/iers/convupdt/chapter9/icc9.pdf>.
- Boehm, J., A. Niell, P. Tregoning und H. Schuh, 2006. Global Mapping Function: A new empirical mapping function based on numerical weather model data. *Geophysical Research Letters* 33(L07304).

- Boehm, J. und H. Schuh, 2003. Vienna Mapping Functions. In: BKG (Hrsg.), *Proceedings of the 16th Working Meeting on European VLBI for Geodesy and Astrometry in Leipzig*, S. 131 – 143. Verlag des BKG.
- Boehm, J. und H. Schuh, 2004. Vienna Mapping functions in VLBI analyses. *Geophysical Research Letters* 31(L01603).
- Boehm, J., B. Werl und H. Schuh, 2006. Tropospheric mapping functions for GPS and VLBI from ECMWF operational analysis data. *Journal of geophysical research* 111(B02406).
- Bromwich, D., 1988. Snowfall in High Southern Latitudes. *Reviews of Geophysics* 26, S. 149–168.
- Bromwich, D. und T. R. Parish, 1998. Meteorology of the Antarctic. In: D. Karoly und D. Vincent (Hrsg.), *Meteorology of the Southern Hemisphere*, Volume 27 of *Meteorological Monographs*, S. 175–200. Boston, Massachusetts, American Meteorological Society.
- Businger, S., S. R. Chiswell, M. Bevis, J. Duan, R. A. Anthes, C. Rocken, R. H. Ware, M. Exner, T. VanHove und F. S. Solheim, 1995. The promise of GPS in atmospheric monitoring. *Bulletin of the American Meteorological Society* 77, S. 5–18.
- Cartwright, D. E., 2000. *Tides: A scientific history*. Cambridge University Press.
- Chen, G. und T. Herring, 1997. Effects of atmospheric azimuthal asymmetry on the analysis of space geodetic data. *Journal of Geophysical Research* 102(B9), S. 20.489–20.502.
- Colwell, S., 2008. Persönliche Kommunikation. British Antarctic Survey.
- Connolley, W. und J. King, 1993. Atmospheric water-vapour transport to Antarctica inferred from radiosonde data. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 119, S. 325–342.
- Dach, R., 2000. *Einfluß von Auflasteffekten auf präzise GPS-Messungen*. Dissertation, Technische Universität Dresden.
- Dach, R. und R. Dietrich, 2000. Influence of the ocean loading effect on GPS derived precipitable water vapor. *Geophysical Research Letters* 27(18), S. 2953–2958.
- Dach, R., U. Hugentobler, P. Fridez und M. Meindl, 2007. *Bernese GPS Software Version 5.0*. Astronomical Institute, University of Bern.
- Davis, J. L., T. A. Herring, I. I. Shapiro, A. E. Rogers und G. Elgered, 1985. Geodesy by radio interferometry: Effects of atmospheric modelling errors on estimates of baseline length. *Radio Science* 20, S. 1593–1607.

- Deeter, M., 2007. A new satellite retrieval method for precipitable water vapor over land and ocean. *Geophysical Research Letters* 34(L02815).
- Dilßner, F., 2007. *Zum Einfluss des Antennenumfeldes auf die hochpräzise GNSS-Positionsbestimmung*. Dissertation, Fakultät für Bauingenieurwesen und Geodäsie, Universität Hannover. Nr. 271.
- Dong, D. und Y. Bock, 1989. Global Positioning System network analysis with phase ambiguity resolution applied to crustal deformation studies in California. *Journal of Geophysical Research* 94, S. 3949–3966.
- Dong, D., T. Herring und R. King, 1998. Estimating regional deformation from a combination of space and terrestrial geodetic data. *Journal of Geodesy* 72(4), S. 200–214.
- Duan, J., M. Bevis, P. Fang, Y. Bock, S. Chiswell, S. Businger, C. Rocken, F. Solheim, T. v. Hove, R. Ware, S. McClusky, T. Herring und R. King, 1995. GPS Meteorology: Direct estimation of the absolute value of precipitable water. *Journal of applied meteorology* 35, S. 830–838.
- DWD, 1987. *Allgemeine Meteorologie*. Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes. Deutscher Wetterdienst.
- Eanes, R. J., 1994. Diurnal and semidiurnal tides from TOPEX/POSEIDON altimetry. *EOS Trans. AGU* 75(16), S. 108.
- Eanes, R. J. und S. Bettadpur, 1995. The CSR 3.0 global ocean tide model. Forschungsbericht, Center for Space Research, University of Texas, Austin. Technical Memorandum CSR-TM-95-06.
- ECMWF, 2006. Received observation data coverage. [http://www.ecmwf.int/products/forecasts/d/charts/monitoring/coverage/dcover!temp!00!pop!od!mixed!w\\_coverage!latest!/](http://www.ecmwf.int/products/forecasts/d/charts/monitoring/coverage/dcover!temp!00!pop!od!mixed!w_coverage!latest!/).
- Egbert, G., A. Bennet und M. Foreman, 1994. TOPEX/POSEIDON tides estimated using a global inverse model. *Journal of Geophysical Research* 99(C12), S. 24,821–24,852.
- Elgered, G., 1993. *Atmospheric Remote Sensing by Microwave Radiometry*, Chapter Tropospheric Radio-Path Delay from Ground-Based Microwave Radiometry, S. 215–258. Wiley and Sons.
- Elgered, G., J. Davis, T. Herring und I. Shapiro, 1991. Geodesy by radio interferometry: Water vapor radiometry for estimation of the wet delay. *Journal of geophysical research* 96, S. 6541–6555.
- Elliot, W. und D. Gaffen, 1991. On the Utility of Radiosonde Humidity Archives for Climate Studies. *Bulletin American Meteorological Society* 72, S. 1507–1520.

- Elliot, W., D. Gaffen, A. Betts, F. Bretherton, A. D. Genio, A. Gruber, R. Hoff, M. McCormick, E. Rasmusson, R. Rosen, E. Ruprecht, G. Stephens und G. Stokes, 1995. Water Vapor in the Climate System. In: *American Geophysical Union Special Report*. [www.agu.org/sci\\_soc/mockler.html](http://www.agu.org/sci_soc/mockler.html).
- Elosegui, P., J. Davis, R. Jaldehag, J. Johansson, A. Niell und I. Shapiro, 1995. Geodesy using the Global Positioning System: The effects of signal scattering on estimates of site position. *Journal of Geophysical Research* 100(B7), S. 9921–9934.
- Emardson, T., G. Elgered und J. Johansson, 1998. Three months of continuous monitoring of atmospheric water vapor with a network of Global Positioning System receivers. *Journal of geophysical research* 103(D2), S. 1807–1820.
- Fang, P., M. Bevis, Y. Bock, S. Gutman und D. Wolfe, 1998. GPS meteorology: Reducing systematic errors in geodetic estimates for zenith delay. *Geophysical Research Letters* 25(19), S. 3583–3586.
- Feng, Y., P. Bai, P. Fang und A. Williams, 2001. GPS water vapor experimental results from observations of the Australian Regional GPS Network (ARGN). In: *A spatial odyssey: 42nd Australian Surveyors Congress*, S. 18 pp.
- Fischer, H., M. Birk, C. Blom, B. Carli, M. Carlotti, T. von Clarmann, L. Delbouille, A. Dudhia, D. Ehhalt, M. Endemann, J. Flaud, R. Gessner, A. Kleinert, R. Koopman, J. Langen, M. Lopez-Puertas, P. Mosner, H. Nett, H. Oelhaf, G. Perron, J. Remedios, M. Ridolfi, G. Stiller und R. Zander, 2008. MIPAS: an instrument for atmospheric and climate research. *Atmospheric Chemistry and Physics* 8(8), S. 2151–2188.
- Ge, M., E. Calais und J. Haase, 2002. Sensitivity of zenith total delay accuracy to GPS orbit errors and implications for near-real-time GPS meteorology. *Journal of geophysical research* 107(D16). doi: 10.1029/2001JD001095.
- Gendt, G. und T. Nischan, 2008. 2003/2004 Analysis Coordinator Report. Forschungsbericht, IGS Central Bureau, eds. Pasadena CA, JPL.
- Gradinarsky, L., J. Johansson, H. Bouma und H.-G. Scherneck, 2002. Climate monitoring using GPS. *Physic and Chemistry of the Earth* 27, S. 335–340.
- Gurtner, W., 1994. RINEX: Receiver Independent Exchange Format. *GPS-world* 5(7), S. 48–52.
- Haase, J., M. Ge, H. Vedel und E. Calais, 2003. Accuracy and Variability of GPS Tropospheric Delay Measurements of Water Vapor in the Western Mediterranean. *Journal of Applied Meteorology* 42(11), S. 1547–1568.
- Hagemann, S. und L. Bengtsson, 2003. On the determination of atmospheric water vapor from GPS measurements. *Journal of geophysical research* 108(D21). doi: 10.129/2002JD003235.

- Herring, T., 1992. Modelling atmospheric delays in the analysis of space geodetic data. In: J. DeMunk und T. Spoelstra (Hrsg.), *Symposium on Refraction of Transatmospheric Signals in Geodesy*, 36, S. 157–164. Ned. Comm. voor Geod.: Netherlands Geod. Commis.
- Herring, T., 2002. *Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program*. Massachusetts Institute of Technology.
- Herring, T., 2003. Matlab Tools for viewing GPS velocities and time series. *GPS Solutions* 7(3), S. 194–199.
- Hopfield, H., 1969. Two-quartic tropospheric refractivity profile for correcting satellite data. *Journal of geophysical research* 74(18), S. 4487–4499.
- Hurd, S. R., 2002. *An Investigation of glaciological and meteorological parameters in the Lambert Glacier Basin using high precision GPS strategies*. Dissertation, Centre for spatial information science, University of Tasmania, Hobart.
- Ifadis, I., 1986. The atmospheric delay of radio waves: Modeling the elevation dependence on a global scale. Forschungsbericht 38L, School of electr. and comp. eng., Chalmers Univ. of Technol., Gothenburg.
- IGS, 2004. International GNSS Service Products. <http://igsbc.jpl.nasa.gov/components/prods.html>.
- IPCC, 2007. Klimaänderung 2007: Zusammenfassung für politische Entscheidungsträger. Forschungsbericht, UNO/Intergovernmental Panel on climate change.
- Jin, S. und J. Wang, 2004. Impacts of stochastic modeling on GPS-derived ZTD estimations. *Geomatics Research Australasia* 81, S. 19–29.
- Johansson, J., T. Emardson, P. Jarlemark, L. Gradinarsky und G. Elgered, 1998. The Atmospheric Influence on the results from the Swedish GPS Network. *Physics and Chemistry of the Earth* 23(1), S. 107–112.
- Kahmen, H., 2005. *Agenwandte Geodäsie: Vermessungskunde*, Volume 20. Auflage. Walter de Gruyter.
- King, J. und J. Turner, 1997. *Antarctic Meteorology and Climatology*. Cambridge, UK, Cambridge University Press.
- King, M., 2002. *The dynamic of the Amery Ice Shelf from a combination of terrestrial and space geodetic data*. Dissertation, University of Tasmania.
- King, M. und L. Padman, 2005. Accuracy assessment of ocean tide models around Antarctica. *Geophysical Research Letters* 32(L23608).
- King, M., N. Penna und P. Clarke, 2005. Validation of ocean tide models around Antarctica using onshore GPS and gravity data. *Journal of Geophysical Research* 110(B08401).

- King, R., 2009. persönliche Kommunikation. Herleitung der ZTD-Standardabweichungen.
- King, R. und Y. Bock, 2000. *Documentation for the GAMIT GPS analysis software*, Volume 10.0. Mass. Inst. of Technol., Cambridge.
- King, R. und Y. Bock, 2006. *Documentation for the GAMIT GPS processing software; Release 10.3*. MIT Cambridge.
- King, R. und S. McClusky, 2008. *GAMIT/GLOBK/TRACK Course at UNAVCO, Boulder*. Mass. Inst. of Technol., Cambridge.
- Kleusberg, A. und P. J. G. Teunissen, 1996. *GPS for Geodesy*. Springer.
- Kraus, H., 2001. *Die Atmosphäre der Erde*, Volume 2. Springer-Verlag. ISBN: 978-3-540-20656-9.
- Kuo, Y., B. Chao und L. Lee, 1999. A constellation of microsatellites promises to help in a range of geoscience research. *Eos, Transactions* 80(40), S. 467–471.
- Larsen, G., K. Lauritsen, F. Rubek und M. Sørensen, 2005. *Earth Observation with CHAMP: Results from three years in orbit*, Chapter Processing of CHAMP Radio Occultation Data using GRAS SAF Software. Springer Verlag.
- Le Provost, C., 2002. FES2002 - A new version of the FES tidal solution series. In: *Abstract volume*, Jason-1 Science working team meeting, Biarritz, France.
- Li, Z., J.-P. Muller und P. Cross, 2003. Comparisons of precipitable water vapor derived from radiosonde, and moderate-Resolution Imaging Spectrometer measurements. *Journal of geophysical research* 108(D20), S. 4651. doi:10.1029/2003JD003372.
- Liou, Y.-A., Y.-T. Teng, T. van Hove und J. Liljegren, 2001. Comparison of precipitable water observations in the near tropics by GPS, microwave radiometer and radiosondes. *Journal of applied meteorology* 40, S. 5–15.
- Luers, K. und R. Eskridge, 1998. Use of Radiosonde Temperature Data in Climate Studies. *Journal of Climate* 11(5), S. 1002–1019.
- Mader, G., 1999. GPS Antenna Calibration at the National Geodetic Survey. *GPS Solutions*, S. 50–58. doi: 10.1007/PL00012780.
- Marini, J., 1972. Correction of satellite tracking data for an arbitrary tropospheric profile. *Radio Science* 7(2), S. 223–231.
- McCarthy, D. und G. Petit, 2004. *IERS Conventions (2003)*. IERS technical note no. 32. Verlag des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie.

- Meindl, M., S. Schaer, U. Hogentobler und G. Beutler, 2003. Tropospheric Gradient Estimation at CODE: Results from Global Solution. In: *Proceedings of the International Workshop on GPS Meteorology*. Japan International Organisation Science and Technology Exchange Center.
- Melfi, S., D. Whiteman und R. Ferrare, 1989. Observation of Atmospheric Fronts Using Raman Lidar Moisture Measurements. *Journal of Applied Meteorology* 28, S. 789–806.
- Mendes, V., G. Prates, L. Santos und R. Langley, 2000. An evaluation of the accuracy of models for the determination of the weighted mean temperature of the atmosphere. In: *Proceedings of ION 2000*. National Technical Meeting: Institute of Navigation, Anaheim CA.
- Menge, F., 2003. *Zur Kalibrierung der Phasenzentrumsvariationen von GPS-Antennen für die hochpräzise Positionsbestimmung*. Dissertation, Universität Hannover. Nr. 247.
- Miao, J., K. Kunzi, G. Heygster, T. A. Lachlan-Cope und J. Turner, 2001. Atmospheric water vapor over Antarctica derived from Special Sensor Microwave/Temperature 2 data. *Journal of Geophysical Research* 106(D10), S. 10.187–10.203.
- Miloshevich, L., H. Vömel, S. Oltmans und A. Paukkunen, 2003. In Situ Validation of a Correction for Time-Lag and Bias Errors in Vaisala RS80-H Radiosonde Humidity Measurements. In: *Thirteenth ARM Science Team Meeting Proceedings*.
- Monaghan, A.-J., D. Bromwich, J. Powers und K. Manning, 2005. The Climate of the McMurdo, Antarctica, Region as Represented by one year of forecasts from Antarctic Mesoscale Prediction System. *Journal of Climate* 18, S. 1174–1189.
- Niell, A., 1996. Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths. *Journal of Geophysical Research* 101(B2), S. 3227–3246.
- Niell, A., 2001. Preliminary Evaluation of Atmospheric Mapping Functions Based on Numerical Weather Models. *Phys. Chem. Earth* 26(6-8), S. 475–480.
- Niell, A. und L. Petrov, 2003. Using a numerical weather model to improve geodesy. In: *State of GPS vertical positioning precision: Separation of earth processes by space geodesy*. European Central for Geodynamics and Seismology, Luxembourg City, Luxembourg.
- Niell, A. E., 2000. Improved atmospheric mapping functions for VLBI and GPS. *Earth, Planets, and Space* 52, S. 699–702.
- Niell, A. E., A. Costers, F. Solheim, V. Mendes, P. Toor, R. Langley und C. Upham, 2001. Comparison of Measurements of Atmospheric Wet Delay by Radiosonde, Water Vapor Radiometer, GPS, and VLBI. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 18(6), S. 830–850.

- Niemeier, W., 2002. *Ausgleichsrechnung*. Walter de Gruyter.
- Nilsson, T. und G. Elgered, 2008. Long-term trends in the atmospheric water vapor content estimated from ground-based GPS data. *Journal of geophysical research* 113(D19101). DOI:10.1029/2008JD010110.
- NSIDC, 2009. Historical Arctic Rawinsonde Archive (HARA) Radiosonde System. [http://nsidc.org/data/docs/daac/radiosondes\\_instrument.gd.html/](http://nsidc.org/data/docs/daac/radiosondes_instrument.gd.html/). National Snow and Ice Data Center.
- Oerlemans, J. und R. Bintanja, 1995. Snow and ice cover and climate sensitivity. In: *The Role of Water and the Hydrological Cycle in Global Change*, Volume I 31 of *NATO ASI Series*, S. 189–198.
- Padman, L., H. Fricker, R. Coleman, S. Howard und L. Erofeeva, 2002. A new tide model for the Antarctic ice shelves and seas. *Annals of glaciology* 34, S. 247–254.
- Park, K.-D., R. Nerem, M. Schenewerk und J. Davis, 2004. Site-specific multipath characteristics of global IGS and CORS GPS sites. *Journal of geodesy* 77, S. 799–803.
- Ray, J., D. Dong und Z. Altamimi, 2004. IGS reference frames: status and future improvements. *GPS solutions* 8(4). doi: 10.1007/s10291-004-0110-x.
- Ray, R. D., 1999. A global ocean tide model from TOPEX/POSEIDON altimetry: GOT99.2. NASA Tech. Memo. TM-209478 58 pp., NASA.
- Reilinger, R., S. McClusky, P. Vernant, S. Lawrence, S. Ergintav, C. Rahsan, H. Ozener, F. Kadirov, I. Guliev, R. Stepanyan, M. Nadariya, G. Hahubia, S. Mahmoud, K. Sakr, A. ArRajehi, D. Paradissis, A. Al-Aydrus, M. Prilepin, T. Guseva, E. Evren, A. Dmitrotsa, S. Filikov, F. Gomez, R. Al-Ghazzi und G. Karam, 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research* 111(B5). B05411 doi: 10.1029/2005JB004051.
- Remondi, B., 1991. NGS second Generation ASCII and Binary Orbit Formats and Associated Interpolated Studies. In: *Proceedings of the Twentieth General Assembly, Vienna*, S. 28 pp. International Union of Geodesy and Geophysics: International Union of Geodesy and Geophysics.
- Rocken, C., T. van Hove, J. Johnson, F. Solheim und R. Ware, 1995. GPS/STORM-GPS Sensing of Atmospheric Water Vapor for Meteorology. *Bulletin American Meteorological Society*.
- Rocken, C., R. Ware, T. van Hove, F. Solheim, C. A. J. Johnson, M. Bevis und S. Businger, 1993. Sensing Atmospheric Water Vapor with the Global Positioning System. *Geophysical Research Letters* 20(23), S. 2631–2634.

- Rothacher, M., 1999. Bestimmung von Variationen der Antennenphasenentren mit GPS-Beobachtungen: Vergleiche und Kombination. In: J. Campbell und J. Görres (Hrsg.), *Proceedings Workshop zur Festlegung des Phasenzentrums von GPS-Antennen*. Geodätische Institut der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn.
- Saastamoinen, J., 1972. *The use of artificial satellites for geodesy*, Chapter Atmospheric correction for troposphere and stratosphere in radio ranging of satellites, S. 247–251. Geophysical Monograph 15. American Geophysical Union.
- Santerre, R., 1991. Impact of GPS satellite sky distribution. *Manuscripta geodaetica* 16, S. 28–53.
- Schaffrin, B. und Y. Bock, 1988. A unified scheme for processing GPS dual-band phase observations. *Bulletin Géodésique* 62, S. 142–160.
- Scherneck, H.-G. und M. Bos, 2002. Ocean Tide and Atmospheric Loading. In: *IVS 2002 General Meeting Proceedings 2002*, S. 205–214. <http://ivscc.gsfc.nasa.gov/publications/gm2002/scherneck>.
- Schmid, R., M. Rothacher, D. Thaller und P. Steigenberger, 2005. Absolute phase center corrections of satellite and receiver antennas. *GPS solutions* 9, S. 283–293. doi: 10.1007/s10291-005-0134-x.
- Schoen, S., H. Kutterer, M. Mayer und B. Heck, 2001. A Study on the Transfer of the ITRF Datum to a GPS Network in Antarctica. In: M. Sideris (Hrsg.), *Gravity, Geoid and Geodynamics 2000*, Volume 123, S. 29–34. International Association of Geodesy Symposia: Springer, New York, Berlin and Heidelberg.
- Schueler, T., 2001. *On Ground-Based GPS Tropospheric Delay Estimation*. Dissertation, Universität der Bundeswehr München.
- Schulte, D. und H.-W. Schenke, 2004. GPS-meteorology: Validation of GPS-measurements for remote-sensing of atmospheric water vapour in Antarctica. In: *SCAR open science conference Bremen*. Scientific Committee on Antarctic Research.
- Seeber, G., 2003. *Satellite Geodesy*. Walter de Gruyter.
- Snajdrova, K., J. Boehm, P. Willis und R. Haas, 2006. Multi-technique comparison of tropospheric zenith delays derived during the CONT02 campaign. *Journal of Geodesy* 79, S. 613–623.
- Steigenberger, P., M. Rothacher, R. Dietrich, M. Fritsche, A. Rülke und S. Vey, 2006. Reprocessing of a global GPS network. *Journal of geophysical research* 111(B5). doi: 10.1029/2005JB003737.
- Steigenberger, P., V. Tesmer, M. Krügel, D. Thaller, R. Schmid, S. Vey und M. Rothacher, 2007. Comparisons of homogeneously reprocessed GPS and

- VLBI long time-series of troposphere zenith delays and gradients. *Journal of geodesy*. doi 10.1007/s00190-006-0124-y.
- Thayer, D., 1974. An improved equation for radio refractive index of air. *Radio Science* 9, S. 803–807.
- Tregoning, P., R. Boers, D. O'Brien und M. Hendy, 1998. Accuracy of absolute precipitable water vapor estimates from GPS observations. *Journal of Geophysical Research* 103(22), S. 28701–28710.
- Tregoning, P. und T. Herring, 2006. Impact of a priori zenith hydrostatic delay errors on GPS estimates of station heights and zenith total delays. *Geophysical Research Letters* 33(L23303). DOI:10.1029/2006GL027706.
- Vaisala, 2006. personal communication. RS80.
- Van Baelen, J., J.-P. Aubagnac und A. Dabas, 2005. Comparison of Near-Real Time Estimates of Integrated Water Vapor Derived with GPS, Radiosondes and Microwave Radiometer. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 22(2), S. 201–210.
- Vey, S., 2007. *Bestimmung und Analyse des atmosphärischen Wasserdampfgehaltes aus globalen GPS-Beobachtungen einer Dekade mit besonderem Blick auf die Antarktis*. Dissertation, Technische Universität Dresden, Institut für planetare Geodäsie.
- Vey, S., R. Dietrich, M. Fritsche und A. Rülke, 2006. Influence of mapping function parameters on global GPS network analyses: Comparisons between NMF and IMF. *Geophysical Research Letters* 33(L01814).
- Vey, S. E. C., M. Llubes, N. Florsch, G. Woppelmann, J. Hinderer, M. Amalvict, M. Lalancette, B. Simon, F. Duquenne und J. Haase, 2002. GPS measurements of ocean loading and its impact on zenith tropospheric delay estimates: a case study in Brittany, France. *Journal of Geodesy* 76, S. 419–427.
- Wang, J., H. Cole, D. Carlson, E. Miller, K. Beierle, A. Paukkunen und T. Laine, 2002. Corrections of Humidity Measurement Errors from the Vaisala RS80 Radiosonde-Application to TOGA COARE Data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*.
- Wang, J. und L. Zhang, 2008. Systematic Errors in Global Radiosonde Precipitable Water Data from Comparisons with Ground-Based GPS Measurements. *Journal of Climate* 21(10), S. 2218–2238.
- Wang, J., L. Zhang und A. Dai, 2005. Global estimates of water-vapor-weighted mean temperature of the atmosphere for GPS applications. *Journal of Geophysical Research* 110(D21101). DOI: 10.1029/2005JD006215.
- Wanninger, L., 2000. *Präzise Positionierung in regionalen Referenzstationsnetzen*. Deutsche Geodätische Kommission, Reihe C. Universität Hannover, Fachrichtung Vermessungswesen. Nr. 508.

- Watson, C., P. Tregoning und R. Coleman, 2006. Impact of solid Earth tide models on GPS coordinate and tropospheric time series. *Geophysical Research Letters* 33(L08306).
- Wells, D., 1987. *Guide to GPS Positioning*. Canadian GPS Associates.
- Wessel, P. und W. Smith, April 2007. *The Generic Mapping Tools*. University of Hawaii.
- Wickert, J., 2002. *Das CHAMP-Radiookkultationsexperiment: Algorithmen, Prozessierungssystem und erste Ergebnisse*. Dissertation, Karl-Franzens-Universität zu Graz.
- Wickert, J., R. Galas, T. Schmidt, G. Beyerle, C. Reigber, C. Förste und M. Ramatschi, 2004. Atmospheric sounding with CHAMP: GPS ground station data for occultation processing. *Physics and Chemistry of the Earth* 29, S. 267–275.
- Wickert, J., G. Beyerle, R. König, S. Heise, L. Grundwaldt, G. Michalak, C. Reigber und T. Schmidt, 2005. GPS radio occultation with CHAMP and GRACE: A first look at a new and promising satellite configuration for global atmospheric sounding. *Annales Geophysicae*.
- Wickert, J., G. Michalak, T. Schmidt, G. Beyerle, C.-Z. Cheng, S. Healy, S. Heise, C.-Y. Huang, N. Jakowski, W. Kohler, C. Mayer, D. Offiler, E. Ozawa, A. Pavelyev, M. Rothacher, B. Tapley und C. Arras, 2009. GPS Radio Occultation: Results from Champ, Grace and Formosat-3/Cosmic. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 20. doi:10.3319/TAO.2007.12.26.01(F3C).
- Willgalis, S., 2006. Stationsspezifische Aspekte zum Redesign von GPS-Referenzstationen. In: *Festschrift Univ.-Prof. Dr.-Ing. Prof.h.c. G. Seeber zum 65. Geburtstag*, Number 258 in Wissenschaftliche Arbeiten der Fachrichtung Geodäsie und Geoinformation der Universität Hannover, S. 149–160. Universität Hannover.
- Wuebbena, G. und S. Willgalis, 2001. State Space Approach for Precise Real Time Positioning. In: *Proceedings of the International Symposium on Kinematic Systems in Geodesy, Geomatics and Navigation (KIS2001)*, S. 72–79. University of Calgary and Institute of Navigation.
- Wübbena, G., 1989. The GPS Adjustment Software Package -GEONAP- Concepts and Models. In: *Proceedings of the Fifth International Symposium on Satellite Positioning, Las Cruces, New Mexico*.
- Yuan, L., R. Anthes, R. Ware, C. Rocken, W. Bonner, M. Bevis und S. Businger, 1993. Sensing Climate Change using the Global Positioning System. *Journal of geophysical research* 98(D8), S. 14.925–14.937.
- Zumberge, J., M. Hefflin, D. Jefferson, M. Watkins und F. Webb, 1997. Precise Point Positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks. *Journal of Geophysical Research* 102(B3), S. 5005–5017.