

Michael Mayer

**Modellbildung für die Auswertung von GPS-Messungen
im Bereich der Antarktischen Halbinsel**

München 2006

**Verlag der Bayerischen Akademie der Wissenschaften
in Kommission beim Verlag C. H. Beck**

Modellbildung für die Auswertung von GPS-Messungen
im Bereich der Antarktischen Halbinsel

Zur Erlangung des akademischen Grades eines
Doktor-Ingenieurs (Dr.-Ing.)
von der Fakultät für
Bauingenieur-, Geo- und Umweltwissenschaften
der Universität Fridericiana zu Karlsruhe (TH)
genehmigte
Dissertation

vorgelegt von
Dipl.-Ing. Michael Mayer
aus Mühlacker

München 2006

Adresse der Deutschen Geodätischen Kommission:

Deutsche Geodätische Kommission

Alfons-Goppel-Straße 11 • D – 80 539 München

Telefon +49 - (0)89 - 23 031 -0 / -1113 • Telefax +49 - (0)89 - 23 031 -1283 / -1100

E-mail hornik@dgfi.badw.de • <http://dgk.badw.de>

Hauptreferent: Prof. Dr.-Ing., Dr.-Ing. E.h. Bernhard Heck, Universität Karlsruhe (TH)

Korreferent: Dipl.-Ing. Dr.techn., O.Univ.-Prof. Fritz K. Brunner, TU Graz

Tag der mündlichen Prüfung: 03. Februar 2005

© 2006 Deutsche Geodätische Kommission, München

Alle Rechte vorbehalten. Ohne Genehmigung der Herausgeber ist es auch nicht gestattet,
die Veröffentlichung oder Teile daraus auf photomechanischem Wege (Photokopie, Mikrokopie) zu vervielfältigen

*It's something unpredictable
but in the end it's right.*
(GREEN DAY *Good Riddance (Time Of Your Life)*)

Zusammenfassung

Globale Satellitennavigations- und Positionierungssysteme stellen heute ein Standardwerkzeug zur Bestimmung von Punktpositionen dar. Im Besonderen ist hierbei das originär militärisch genutzte Globale Positionierungssystem GPS anzuführen, welches in den letzten zwei Jahrzehnten die geodätische Positionierungstechnik revolutionierte. Dies gilt sowohl für Echtzeitanwendungen, bei denen die Geschwindigkeit der Datenverarbeitung im Vordergrund steht, als auch für Anwendungen, bei denen das Hauptaugenmerk unabhängig von Rechenzeiten auf einer bestmöglichen Modellbildung liegt, damit verbunden sind i.d.R. hohe Ergebnisgenauigkeiten. Die im Rahmen der vorliegenden Arbeit für den Bereich der Antarktischen Halbinsel ermittelte optimierte Strategie zielt auf solche sog. Post-Processing-Auswertungen ab.

Unter Verwendung des GPS werden heutzutage bspw. im Rahmen des International GNSS Service mehr als 350 GPS-Stationen weltweit und kontinuierlich betrieben. Daraus können routinemäßig bspw. hochauflösende Zeitreihen bzgl. des Bewegungsverhaltens von an der Erdoberfläche gelegenen Punkten bestimmt werden. Diese Information findet u.a. Eingang bei der Ermittlung von geokinematischen oder plattentektonischen Modellen. In Gebieten, die sich durch eine gute räumliche IGS-Auflösung auszeichnen, können somit genaue und zuverlässige Ergebnisse ermittelt werden. Im Gegensatz dazu stellt die hochgenaue Positionierung in extremen z.B. polaren Regionen noch immer eine Herausforderung dar, sowohl in Bezug auf die Logistik und der damit einhergehenden Datenerfassung als auch bzgl. der Auswertemodelle.

Im hier behandelten Anwendungsfall des Verdichtungsnetzes der tektonisch aktiven Antarktischen Halbinsel wird die Bedeutung einer im Rahmen der GPS-Datenauswertung verwendeten bestmöglichen Modellbildung aufgezeigt. Im Speziellen werden die Einflüsse des Ausbreitungsmediums (Ionosphäre, Neutrosphäre) und stationspezifische Fehlerinflüsse (z.B. Empfangsantennenmodell, Mehrwegeeffekte) sowohl theoretisch kritisch betrachtet, als auch die Auswirkungen unterschiedlicher Auswertetechniken auf die geschätzten Parameter untersucht.

Dabei wird u.a. auf Basis der Signalstärke der empfangenen GPS-Beobachtungen eine stations- und kampagnenspezifische Gewichtungsfunktion entwickelt; eine solche Verbesserung wirkt direkt auf das stochastische Modell der GPS-Auswertung ein und trägt Einflüssen Rechnung, welche bspw. durch eine i.d.R. eingesetzte azimutinvariante, mit abnehmender Zenitdistanz abnehmende Gewichtung der verarbeiteten Phasenmessungen nicht beschrieben werden können.

Daneben werden ausführlich die Parameter erörtert, die eine korrekte und ganzheitliche Modellierung der Einflüsse der elektrisch neutralen Atmosphärenbereiche garantieren (z.B. Realgasfaktoren). Da im Untersuchungsgebiet nahezu keine hochgenauen Radiosondierungen der Erdatmosphäre vorliegen und lediglich für eine geringe Anzahl von GPS-Beobachtungsstationen Oberflächenmeteorologie verfügbar ist, werden alternativ Wettermodelldaten (National Center for Environmental Prediction/NOAA CIRES AMIP-II DOE Reanalysis) verwendet, um die standardmäßig genutzte neutrosphärische GPS-Modellbildung zu verifizieren. Im Speziellen werden für das Untersuchungsgebiet repräsentative Temperatur- und Wasserdampfdruckgradienten bestimmt, wodurch eine angepasste neutrosphärische Modellbildung möglich wird.

Als Resultat wird ein relatives Bewegungsmodell für den Bereich der Antarktischen Halbinsel präsentiert, das für die horizontale Lagekomponente gegenüber bekannten tektonischen und im Rahmen der vorliegenden Arbeit beschriebenen Modellen keine signifikanten Unterschiede aufweist. Es ist jedoch einerseits durch eine für einzelne Stationen nahezu zehnjährige Datenbasis, andererseits durch eine sorgsame Handhabung von kritischen Einflussgrößen erstmalig möglich, Aussagen bzgl. vertikalen Relativbewegungen zu treffen. So sind bspw. im Bereich der Bransfield Strait Bewegungen von ca. 4 mm pro Jahr detektierbar.

Summary

In these days global navigation satellite systems are used as a state-of-the-art tool when point positions have to be determined. Especially the primarily for military applications developed Global Positioning System GPS has widely affected the geodetic point positioning techniques during the past two decades. This is valid for real time applications as well as for post-processing applications. Compared to real time applications, which aim at a fast determination of point positions, the main focus of post-processing applications concentrates on an optimum modelling, which guarantees precise results. The presented work focuses on post-processing applications and develops a GPS data processing strategy for the area of the Antarctic Peninsula.

Actually, within the framework of the International GNSS Service more than 350 GPS sites exist world-wide and collect GPS data permanently. Evaluating these data, time series and movement rates of GPS sites, situated on the Earth's surface, could easily be determined with a high temporal resolution. These rates are very useful for the estimation of plate tectonic models. In regions, which are covering a large number of IGS sites, the precision as well as the accuracy measures of these models are very satisfying; in polar regions, in contrast, highly precise point positioning is due to logistic and data processing aspects still challenging.

Using the GPS data of the densification network of the Antarctic Peninsula the importance of an optimum data processing strategy is shown. The area of the Antarctic Peninsula is tectonically highly active and therefore of great geoscientific interest. The propagation of the GPS signals through the Earth's atmosphere (ionosphere, neutrosphere) as well as site-specific effects (e.g. receiver antenna, multipath effects) are discussed in detail. Therefore the effects of various data processing strategies on estimated parameters are analysed.

To overcome the incorrectness of the stochastic model of standard data processing strategies site-specific and observation campaign related weighting functions based on the signal strength of the GPS data are developed. In contrast to standard processing approaches, these weighting functions consider the azimuthal signal direction as well as elevation angles.

To guarantee a correct and extensive GPS model for the neutral atmosphere within the data processing the parameters, which are affecting the models of the neutral atmosphere, are investigated (e.g. compressibility factors). In the analysed area almost no radiosounding profiles are available, in addition, the number of sites, which register surface meteorology, is small, therefore weather model data (National Center for Environmental Prediction/NOAA CIRES AMIP-II DOE Reanalysis) is used to verify the standard neutrospheric models of GPS-based data processing. Especially, representative temperature and water vapour gradients are determined, thus enabling a modified and an adapted neutrospheric modelling.

Handling all above mentioned parameters carefully the determination of relative movement models of the Antarctic Peninsula is feasible. The horizontal movement models do not differ significantly compared with known plate-tectonic models. Due to the almost ten year covering time span of collecting GPS data in the area of the Antarctic Peninsula relative vertical movement rates, e.g. yearly rates in the range of 4 mm in the area of the Bransfield Strait, are determinable.

Inhaltsverzeichnis

1.	Einführung	11
2.	Geologische und geodynamische Situation im Bereich der Antarktischen Halbinsel	13
2.1	Geodynamik der geologischen Struktureinheit der Antarktischen Halbinsel	13
2.2	Zur geologischen Situation im Bereich der Antarktischen Halbinsel	14
2.3	Zum Konzept der GPS-Beobachtungskampagnen zur Ermittlung von rezenten Krustenbewegungen .	17
3.	GPS-Datenbasis für den Bereich der Antarktischen Halbinsel	19
4.	Auswertung von GPS-Phasenmessungen bei statischen Anwendungen	25
4.1	Exkurs: Codemessung	25
4.2	Das Prinzip der Phasenmessung	26
4.2.1	Linearkombinationen	29
4.2.2	Differenzbildung	31
4.2.3	Das Bermuda-Polygon der phasenbasierten Positionsbestimmung	34
4.2.4	Festsetzung von Trägerphasenmehrdeutigkeiten	35
4.2.4.1	Grundlegendes zur Mehrdeutigkeitslösung	35
4.2.4.2	Ausgewählte Lösungsalgorithmen	36
5.	Stations- und satellitenspezifische Einflussfaktoren	38
5.1	Ungenauigkeit der Bahndaten als Einflussfaktor	38
5.1.1	Grundlegendes zu Bahndaten	38
5.1.2	Bahndaten für das Gebiet der Antarktischen Halbinsel	40
5.2	Zum Einfluss von Mehrwege- und Beugungseffekten	41
5.2.1	Grundlagen und ausgewählte Lösungsansätze	42
5.2.2	Untersuchungen zum Mehrwegeverhalten im Verdichtungsnetz Antarktische Halbinsel	43
5.3	Zur Antennenmodellierung als Einflussfaktor	46
5.3.1	Einführende Bemerkungen zur GPS-Antennenmodellierung	46
5.3.2	Korrekturmodelle für GPS-Empfangsantennen	47
5.3.2.1	Relative GPS-Antennenkalibrierung	47
5.3.2.2	Absolute Kalibrierverfahren	49
5.3.3	Zum Einfluss der GPS-Antennenmodellierung	50
5.3.4	Schlussfolgerungen zur Antennenmodellierung	51
5.3.5	Antennenmodellierung innerhalb des Verdichtungsnetzes Antarktische Halbinsel	52
5.4	Beeinflussung der Signalqualität durch stationsspezifische Einflussfaktoren	58
5.4.1	Zur Nutzung der Signalqualität bei GPS-Beobachtungen	58
5.4.2	Gewichtung von GPS-Beobachtungen	59
5.4.3	Nutzung der Signalqualität zur Kompensation von stationsspezifischen Einflüssen im Bereich der Antarktischen Halbinsel	66
5.5	Sonstige Fehlerquellen und Einflussfaktoren	69
5.5.1	Signalverschlechterung durch den Systembetreiber	69
5.5.2	Restriktionen durch das Raumsegment	70
5.5.3	Einfluss datumsgebender Punkte	70
6.	Zur Erdatmosphäre als Ausbreitungsmedium	73
6.1	Der Aufbau der Atmosphäre	73
6.1.1	Die Ionosphäre	74
6.1.2	Die Neutrosphäre	75
6.2	Die Erdatmosphäre als Ausbreitungsmedium für GPS-Signale	77

7.	Das Ausbreitungsmedium Ionosphäre	81
7.1	Ionosphärische Refraktion	81
7.2	Modellierung des Einflusses der Ionosphäre	82
7.3	Klassifikation und Quantifizierung ionosphärischer Aktivität	85
7.3.1	Zeitliche Variationen des Erdmagnetfeldes	85
7.3.2	Geographische Klassifikation der ionosphärischen Aktivität	87
7.3.3	Ionosphärische Effekte und Störungen	87
7.3.4	Ionosphärische Indizes als Hilfsmittel zur Beurteilung ionosphärischer Aktivität	89
7.4	Problemspezifische Überlegungen im regionalen GPS-Netz Antarktische Halbinsel	89
7.4.1	Ionosphärische Aktivität im Bereich der Antarktischen Halbinsel	90
7.4.2	Modellierung der Ionosphäre im Bereich der Antarktischen Halbinsel	92
7.4.3	Festsetzung der Mehrdeutigkeiten im Bereich der Antarktischen Halbinsel	94
8.	Neutrosphärische Refraktion	95
8.1	Das Ausbreitungsmedium Neutrosphäre	95
8.1.1	Signalausbreitung nach dem Prinzip von Fermat	96
8.1.2	Einführende Bemerkungen zur neutrosphärischen Modellbildung	98
8.2	Meteorologische Sensoren und Modelle	100
8.2.1	Meteorologische Sensoren	100
8.2.1.1	Oberflächenmeteorologie	100
8.2.1.2	Wasserdampfadiometer	101
8.2.1.3	Radiosondierung	102
8.2.1.4	Weitere terrestrische Sensoren	103
8.2.1.5	Nicht-terrestrische Sensoren	103
8.2.2	Numerische Wettermodelle	104
8.2.3	Diskussion der nutzbaren meteorologischen Daten für das GPS-Verdichtungsnetz im Bereich der Antarktischen Halbinsel	105
8.2.4	Die Standardatmosphäre als theoretisches Modell	109
8.3	Berechnung des Brechungsindex in der Neutrosphäre	112
8.3.1	Zweigeteilte Modellierung der Neutrosphäre	113
8.3.2	Modellierung des Wasserdampfdrucks	115
8.3.3	Einfluss der Realisierung des absoluten Temperaturnullpunkts	118
8.3.4	Modellierung der neutrosphärischen Brechungszahl unter der Idealgasannahme	119
8.3.4.1	Das Modell nach Essen und Froome	119
8.3.4.2	Das Modell von Smith und Weintraub	120
8.3.4.3	Weitere Ansätze zur Bestimmung der Brechungszahl	121
8.3.4.4	Einfluss der Koeffizienten k_i	122
8.3.5	Modellbildung abweichend von der Idealgasannahme	122
8.3.6	Die Rueger-Modelle.....	124
8.4	Einfluss der Modellierung der Brechungszahl auf die neutrosphärische Laufzeitverzögerung	128
8.4.1	Bestimmung der Oberflächenmeteorologie auf Basis von numerischen Wettermodellldaten	128
8.4.2	Einfluss und Berechnung der mittleren atmosphärischen Temperatur	131
8.4.3	Berechnungen der Brechungszahl basierend auf NCEP-Druckflächendaten	132
8.5	Modelle zur Berechnung der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung	134
8.5.1	Die Hopfield-Modelle	135
8.5.2	Die Modelle von Saastamoinen	139
8.5.3	Untersuchungen zur Anpassung von Prädiktionsmodellen an die Bedingungen des Verdichtungsnetzes Antarktische Halbinsel	143
8.5.3.1	Bestimmung von meteorologischen Parametern basierend auf NCEP-Wettermodellldaten	143
8.5.3.2	Validierung der NCEP-basierten Meteorologieparameter unter Verwendung der mittleren atmosphärischen Temperatur	150
8.5.3.3	Validierung von NCEP-basierten Meteorologieparametern durch Werte der zenitalen neutrosphärischen Laufzeitverzögerung	152
8.5.4	Weitere Neutrosphärenmodelle	156

8.6	Kettenbruch-basierte Modelle für Mikrowellensignale.....	157
8.6.1	Das Modell von Chao	159
8.6.2	Das CfA-Modell	160
8.6.3	Die Modelle von Ifadis	163
8.6.4	Das MTT-Modell (Herring-Mapping-Funktion)	163
8.6.5	Niell-Mapping-Funktion	166
8.6.6	Resümee und aktuelle Entwicklungen	168
8.7	Erweiterte neutrosphärische Modellbildung	172
8.7.1	Absolute und relative neutrosphärische Fehler	172
8.7.2	Verbesserung der Prädiktionsmodellierung	174
8.7.2.1	Prädiktionsverbesserung durch stationsspezifische neutrosphärische Zusatzparameter	175
8.7.2.2	Prädiktionsverbesserung durch horizontale neutrosphärische Gradienten	188
9.	Verbessertes Bewegungsmodell der Antarktischen Halbinsel	191
10.	Schluss und Ausblick	198
11.	Literaturverzeichnis	201

1. Einführung

Anfang der Neunziger Jahre des letzten Jahrhunderts begann das globale satellitengestützte, originär militärische Navigations- und Positionierungssystem GPS die zivile geodätische Messtechnik zu revolutionieren. Dieses System erlaubte erstmalig die hochgenaue räumliche Positionsbestimmung rund um die Uhr, Tag für Tag, unabhängig von klimatischen Bedingungen oder Wettergeschehen sowie ohne die Notwendigkeit einer direkten Sichtverbindung zwischen Vermessungspunkten. Dieses System hielt anschließend sukzessive Einzug in geodätische Standardanwendungen, erschloss jedoch auch neue Arbeits- und Aufgabengebiete. Im Besonderen wurde ein kontinuierliches und hochauflösendes punktorientiertes dreidimensionales Überwachen bspw. großräumiger Gebiete ermöglicht, wodurch GPS zu einem prädestinierten Sensor wurde, um plattentektonische Bewegungen zu detektieren.

Heute ist GPS ein Routinewerkzeug zur Positionsbestimmung; es ist bekannt, dass dabei die horizontalen Lagekomponenten einer dreidimensionalen Position deutlich besser und genauer ermittelbar sind als die korrespondierende Höheninformation. Dies kann einerseits anschaulich begründet werden, andererseits erbringt die Analyse der angewandten Modellbildung interessante und erklärende Resultate: Da die GPS-Satelliten als hochfliegende Festpunkte verwendet werden und der Aufbau des von den Satelliten gebildeten Raumsegments zwar nahezu eine Überdeckung aller azimutalen Richtungsbereiche ermöglicht, ergeben sich durch die i.d.R. erdnah durchgeführte Positionsbestimmung Restriktionen für den Signalempfang in Abhängigkeit von der Zenitdistanz bzw. von der Elevation, die darin bestehen, dass der Empfang von GPS-Signalen nur oberhalb des lokalen Horizonts möglich ist. Aus diesem Grund ist zu erwarten, dass die Höhe mit GPS schlechter bestimmbar ist als die vergleichend betrachtete horizontale Lage. Im Rahmen der Modellbildung resultieren zwischen den geschätzten Parametern Satellitenbahnposition (radiale Komponente), Empfängeruhr, elektrisch neutrale Atmosphäre und Höhenkomponente auf Grund der schwer möglichen Trennbarkeit hohe Korrelationen, die lediglich unter Verwendung von horizontnah erfassten GPS-Beobachtungen herabgesetzt werden können. Eine Verwendung solcher Daten führt jedoch zu einer Problemverlagerung, da andere Einflussfaktoren in den Vordergrund gedrängt werden; im Speziellen sind hierbei die Beeinflussung der GPS-Signale durch die Erdatmosphäre, die GPS-Antennen sowie die in Stationsnähe auftretenden Mehrwege- und Beugungseinflüsse anzuführen. Eine hochgenaue und zuverlässige Positionsbestimmung - im Besonderen der Höhenkomponente - basiert somit auf einer Datenverarbeitung, bei der alle o.g. Einflussfaktoren sorgfältig behandelt werden. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wird ein solches Vorgehen am Beispiel des GPS-Netzes der Antarktischen Halbinsel erläutert, welches im antarktischen Sommer 1994/95 angelegt wurde, um eine Grundlage für alle geowissenschaftlichen Folgearbeiten in diesem Bereich der Erde zu schaffen. Es wurden in der Folgezeit im Rahmen von nationalen und internationalen Kooperationen Wiederholungsmessungen unterschiedlichen Umfangs durchgeführt, so dass eine Ermittlung von zuverlässigen Punktpositionen und -bewegungsraten prinzipiell möglich wurde. Die bis einschließlich zum Jahre 1998 ausgeführten GPS-Messungen, erfasst während Beobachtungskampagnen und auf eingerichteten permanent operierenden Beobachtungsstationen, und deren anschließende Auswertung fanden auf Grund der erzielten Qualität Eingang in den internationalen Referenzrahmen ITRF2000. Des Weiteren konnten, basierend auf diesen GPS-Daten, im Gebiet der Antarktischen Halbinsel rezente horizontale Bewegungen einzelner GPS-Stationen sowie von Punktgruppen bestimmt werden. Die seit dem Jahre 1999 erfassten Beobachtungsdaten wurden bisher jedoch nicht detailliert deformationsanalytisch betrachtet. Diese Daten werden im Rahmen der vorliegenden Arbeit zusammen mit den Beobachtungsdaten der Jahre 1995-1998 ausgewertet und analysiert, woraus u.a. eine nahezu zehn Jahre umfassende Zeitbasis resultiert; dies kann gesicherte und zuverlässigere Aussagen sowohl für horizontale Bewegungen als auch für Höhenänderungen erbringen. Gestützt kann dieses Bestreben durch eine Anpassung und Optimierung der angewandten Auswertestrategie an die speziellen Aspekte werden, die für GPS-Auswertungen von im antarktischen Bereich erfassten Beobachtungsdaten zu beachten und zu untersuchen sind; diese Optimierung steht im Vordergrund der vorliegenden Arbeit.

Das Kapitel 2 gibt einen Überblick über veröffentlichte, vornehmlich geologisch motivierte Bewegungsmodelle, die im Rahmen dieser Arbeit verifiziert werden können. Im Speziellen soll geklärt werden, inwieweit bestehende Modellvorstellungen horizontaler Lagebewegungen signifikant verbessert werden können und ob erstmalig für das Untersuchungsgebiet signifikante vertikale Bewegungen festgestellt werden können.

Hierzu werden im Folgenden GPS-Beobachtungen unter Verwendung von wissenschaftlicher Auswertesoftware ausgewertet, bevor sie deformationsanalytisch betrachtet werden; aus diesem Grund wird die verwendete geodätische Datenbasis in Kapitel 3 beschrieben. Dabei wird auf typische Gegebenheiten eingegangen, die eine gesicherte Betrachtung und Verarbeitung der im Untersuchungsgebiet vorliegenden GPS-Daten erschweren (z.B. GPS-Empfangsantennentausch).

Das anschließende Kapitel 4 vermittelt die Grundlagen zur GPS-Positionierung unter Verwendung von Phasenbeobachtungen und führt die wichtigsten Einflussfaktoren erstmalig an. Im Besonderen wird die oben angeführte, nur eingeschränkt mögliche Trennbarkeit der die Bestimmung der Vertikalkomponente beeinflussenden Faktoren diskutiert.

Dies motiviert eine detaillierte, in Kapitel 5 durchgeführte Erörterung der kritischen, auf die GPS-Beobachtungen einwirkenden satelliten- und stationsspezifischen Faktoren. Dabei werden die Einflussfaktoren Bahndaten, Antennenmodelle und Mehrwegeeffekte aufgegriffen und eine Modifikation des stochastischen Modells von GPS-Auswertungen angestrebt. Dies ermöglicht die Ermittlung von realistischen Genauigkeitsmaßen und beeinflusst somit ebenso die im Rahmen der Deformationsanalyse durchgeführten statistischen Tests.

Neben den o.g. Einflussfaktoren unterliegen die im L-Band abgestrahlten elektromagnetischen GPS-Signale einer Beeinflussung durch die Erdatmosphäre; es ist deshalb sinnvoll die grundlegenden funktionalen Zusammenhänge der Auswirkungen der Erdatmosphäre auf die Ausbreitung von GPS-Signalen zusammenzustellen und zu diskutieren. Bevor dies in Kapitel 7 für die signifikant elektrisch geladenen Bereiche (Ionosphäre) und in Kapitel 8 für die elektrisch neutralen Atmosphärenbereiche (Neutrosphäre) stattfindet, wird Kapitel 6 dem Aufbau der Erdatmosphäre gewidmet. Sowohl für die Iono- als auch für die Neutrosphäre wird herausgearbeitet, dass die Verwendung von Standardmodellen im Untersuchungsgebiet überdacht werden muss. Dies ist im Falle der Ionosphäre v.a. durch die GPS-Datenbasis des International GNSS-Service, der Produkte zur Verfügung stellt, die in hierarchischer Form in die GPS-Auswertung eingeführt werden, selbst begründet; im Gegensatz dazu wird der Einfluss der Neutrosphäre durch Modelle kompensiert, die bspw. für mittlere nördliche Breiten entwickelt wurden und somit nicht zwangsläufig für das Untersuchungsgebiet Gültigkeit besitzen müssen. Zur Validierung und Anpassung werden Wettermodelle sowie rudimentär vorliegende meteorologische Beobachtungen verwendet.

Nachdem mit dem vorangegangenen Kapitel eine optimierte Strategie zur Auswertung von im Bereich der Antarktischen Halbinsel erfassten GPS-Beobachtungen bereitgestellt wurde, werden in Kapitel 9 neue, verbesserte Bewegungsmodelle präsentiert.

Den Abschluss der Arbeit bildet Kapitel 10, das ein Resümee enthält und gleichzeitig einen Ausblick auf weiterführende Arbeiten gibt.

2. Geologische und geodynamische Situation im Bereich der Antarktischen Halbinsel

In diesem Kapitel sollen die geologischen Zusammenhänge im Gebiet der Antarktischen Halbinsel beschrieben werden. Ebenso soll ein Einblick in die geodynamischen Gesichtspunkte gegeben werden, die dieses geologisch und geophysikalisch aktive Gebiet der Erde prägen (Kapitel 2.1). Abschließend wird in Kapitel 2.2 die Durchführung von GPS-Beobachtungskampagnen diskutiert, die zum Ziel haben, rezente Krustenbewegungen dieser aktiven Erdregion aufzudecken.

Die Geologie ist die Wissenschaft vom Aufbau, von der Zusammensetzung und der Struktur der Erde. Hierzu sind Kenntnisse der physikalischen Eigenschaften der Erde bzw. von Teilbereichen ebenso notwendig wie Kenntnisse die Entstehungs- und Entwicklungsgeschichte betreffend. Die Geologie beschäftigt sich somit mit den Prozessen, die die Erde formten und auch heute noch formen. Die Geodynamik hingegen befasst sich mit Bewegungsvorgängen an der Erdoberfläche und im Erdinneren und setzt diese in Beziehung zu den Kräften, die mit dem Bewegungsvorgang in Zusammenhang stehen. Die dabei bearbeiteten Gebiete variieren in ihrer Größe - von kleinräumigen, lokalen Phänomenen (z.B. Hangrutschungen) bis zu interkontinentalen, plattentektonischen Dimensionen - sehr stark.

Seit die Menschheit Interesse an der Entstehungsgeschichte des Systems Erde und der Erdkontinente zeigt, wird versucht, die Geologie des Erdkörpers und im Speziellen des Kontinents Antarktis zu beschreiben. Dabei war die Arbeit des deutschen Wissenschaftlers Alfred Wegener (1880-1930) grundlegend, der u.a. auf Grund der Kongruenz der atlantischen Küstenlinien eine revolutionäre Kontinentalverschiebungshypothese aufstellte. Wegener postulierte erstmalig selbstständige horizontale Bewegungen ganzer Kontinente, entstanden aus Gondwana, dem Urkontinent der südlichen Hemisphäre (SCHWARZBACH 1980). Motiviert durch diese Theorie entwickelte sich ein neues Kapitel auf den Gebieten der geologischen und geophysikalischen Forschung. Dieses gilt im Besonderen für den Bereich der Antarktis. Im Gegensatz zu horizontalen Bewegungen waren vertikale Bewegungen wie isostatische Ausgleichsbewegungen bekannt, nachgewiesen und wissenschaftlich anerkannt. Teile von Wegeners Hypothese finden sich im heute akzeptierten Grundkonzept der Plattentektonik wieder. Hierbei wird die gesamte Erde in tektonische Platten eingeteilt und das Bewegungsverhalten dieser Platten beschrieben (RICHTER 1992). Im Rahmen dieser geodynamischen Theorie können unter Verwendung des physikalisch und chemisch motivierten Schalenbaumodells des Erdkörpers (Erdkruste, -mantel, -kern) Prozesse, die an der Oberfläche (Erdkruste) beobachtet werden, mit Abläufen im Erdinneren in Beziehung gesetzt werden. Dabei erfolgt eine Einteilung in kontinentale und ozeanische Erdkruste, die zusammen mit den obersten Teilen des Erdmantels die sog. Lithosphäre bilden. Die Plattentektonik beschreibt und erforscht Relativbewegungen der gekrümmten Lithosphärenplatten. Hierbei sind divergente (Rücken) und konvergente (Subduktionszonen) Plattengrenzen sowie sog. Transformstörungen (Horizontalbewegung) zu unterscheiden.

Um im Rahmen der Theorie der Plattentektonik das rezente Bewegungsverhalten einzelner Plattenbestandteile exakt bestimmen zu können, werden an repräsentativen, i.d.R. an der Erdoberfläche gelegenen Örtlichkeiten geologische und geophysikalische Untersuchungen durchgeführt. Basierend auf den Untersuchungsergebnissen sowie Modellannahmen werden geologische Modelle generiert, die das Bewegungsverhalten einzelner Plattenbestandteile in der Vergangenheit (Zeitbasis > Ma) beschreiben. Durch Extrapolation der Modelle können künftige Positionen vorhergesagt werden. Dabei kommt dem Bewegungsverhalten der verschiedenen Platten rund um den antarktischen Kontinent eine wichtige Rolle zu, da einerseits noch keine exakten Informationen hinsichtlich horizontaler Bewegungsrichtung und -geschwindigkeit der antarktischen Platte vorliegen, andererseits diese Region auf Grund ihrer Vielzahl von aktiven Plattengrenzen von hohem geowissenschaftlichen Interesse ist.

U.a. deshalb ist die rezente Geologie der Antarktischen Halbinsel Thema aktueller wissenschaftlicher Arbeiten, welche sich sowohl mit der Bewegung relativ zur direkt benachbarten Ostantarktis als auch zu umliegenden geologischen Großplatten beschäftigen. Das Bewegungsverhalten des antarktischen Bereichs in geologischen Zeiträumen (Ma) ist bspw. in GRUNOW (1993) beschrieben, der die Bewegungsabläufe beginnend mit dem Auflösen des Urkontinents Gondwana erläutert. Weitere wichtige und aktuelle geologische bzw. geophysikalische Arbeiten sind durch STUDINGER UND MILLER (1999), GHIDELLA ET AL. (2002) und JOKAT ET AL. (2003) gegeben.

2.1 Geodynamik der geologischen Struktureinheit der Antarktischen Halbinsel

Die geologische Struktureinheit der Antarktischen Halbinsel erstreckt sich ausgehend vom Kontinent Antarktis bis ca. 1800 km in Richtung Südamerika, ihr nördlicher Teil ist Hauptuntersuchungsgebiet der vorliegenden Arbeit.

Es existieren diverse geologische und geophysikalische Modelle, welche sowohl das horizontale als auch das vertikale Bewegungsverhalten der Antarktischen Halbinsel in geologischen Zeiträumen beschreiben (PELTIER (1998), HUYBRECHTS UND LE MEUR (1999), IVINS ET AL. (2000), IVINS ET AL. (2002)). Die Genauigkeiten dieser Modelle werden bspw. in DIETRICH ET AL. (2004) mit einigen Millimetern pro Jahr angegeben.

NIEMEIER UND SALBACH (1996) sowie SALBACH (2000) haben sich mit der Geologie dieser Region im Hinblick auf durchzuführende geodätische Deformationsmessungen und -analysen befasst und die wichtigsten Modelle zusammengetragen, aufbereitet und ausführlich diskutiert, so dass diese Literaturstellen als Ausgangspunkt für ein erweitertes Studium der im Folgenden kurz beschriebenen komplexen geologischen Eigenschaften des Bereichs um die Antarktische Halbinsel aus geodätischer Sicht angesehen werden können. VEIT UND MILLER (2000) diskutieren die Situation des Bereichs der Antarktischen Halbinsel unter geologischen Gesichtspunkten. Sie validieren und überarbeiten dabei die in GRUNOW ET AL. (1992) dargestellte tektonische Situation der Westantarktis. Abbildung 2-1 beschreibt die Geologie der Westantarktis nach VEIT UND MILLER (2000).

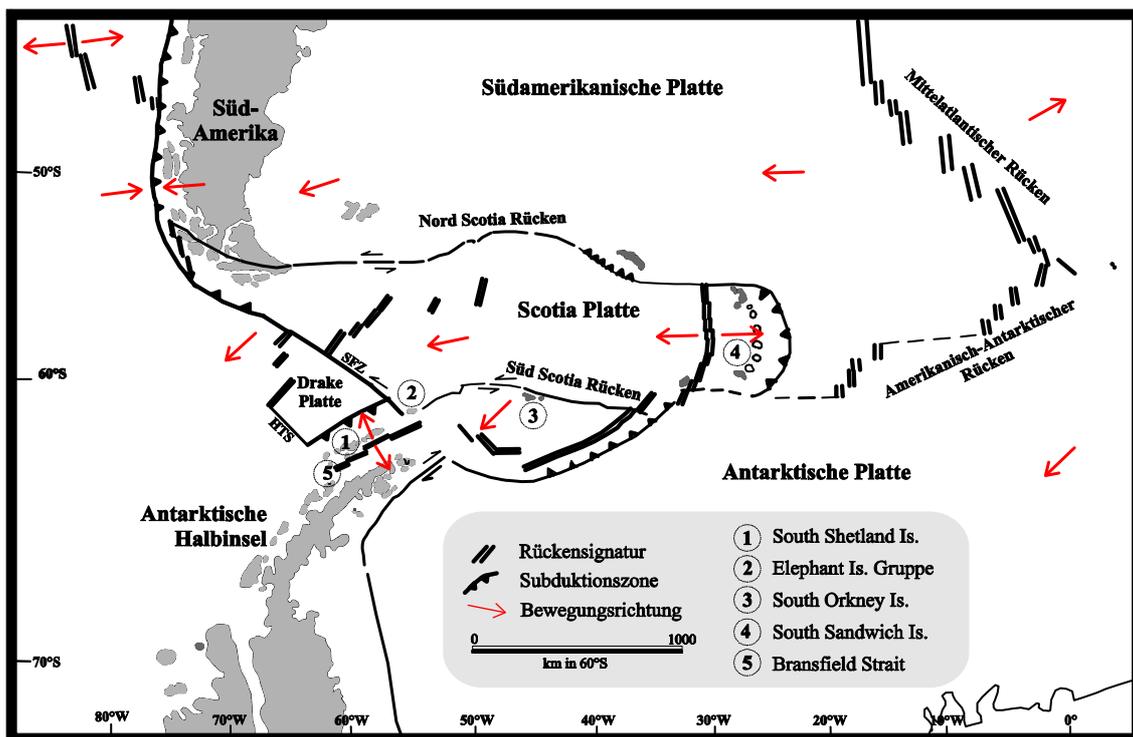


Abbildung 2-1: Die Geologie der Westantarktis (nach VEIT UND MILLER (2000))

2.2 Zur geologischen Situation im Bereich der Antarktischen Halbinsel

Die Großplatte des antarktischen Kontinents wird i.Allg. in die zwei Bereiche des ostantarktischen Schildes (Ostantarktis) einerseits und der Westantarktis andererseits unterteilt, wobei die Westantarktis ihrerseits aus einer Vielzahl von Mikroplatten besteht. Nahezu alle die Antarktis umgebenden Großplatten unterliegen den Einflüssen aktiver ozeanischer Rücken (z.B. Mittelatlantischer Rücken). Die Antarktische Halbinsel ist dabei der Westantarktis zugehörig und erstreckt sich in Nord-Süd-Richtung im Bereich 60°-75° s.Br. bzw. in Ost-West-Richtung im Bereich 55°-75° w.Gr. (Abbildung 2-1). Nördlich der Antarktischen Halbinsel grenzt die antarktische Großplatte an die Scotia-Platte, welche pufferartig zwischen antarktischer und südamerikanischer Großplatte liegt und gänzlich aus ozeanischer Kruste besteht. Die Bewegungsmodelle von BRITISH ANTARCTIC SURVEY (1991), BARKER UND LAWVER (1988) und MINSTER UND JORDAN (1978) geben das Bewegungsverhalten zwischen der Großplatte Antarktis und dem südamerikanischen Kontinent mit Geschwindigkeiten zwischen 10 ... 24 mm/a in Ost-West-Richtung an. Die Scotia-Platte wird auf Grund von Konvektionsströmungen im Bereich der South Sandwich Islands an der antarktischen Großplatte in westlicher Richtung vorbeibewegt (Süd-Scotia-Rücken). Diese Westbewegung der Scotia-Platte wird im Bereich des Nord-Scotia-Rückens, welcher die Grenze zur südamerikanischen Platte darstellt, durch eine Subduktionsbewegung überlagert. Im Bereich der sog. Shakelton-Fracture-Zone (SFZ) bewegen sich Scotia- und Drake-Platte aneinander vorbei. Neben der Bewegung der Scotia-Platte wird die Tektonik der Antarktischen Halbinsel weiterhin von dem innerhalb der Bransfield Strait vorhandenen aktiven Rücken geprägt. Auf Grund der Divergenz im geologisch jungen und vulkanisch aktiven

Gebiet der Bransfield Strait entfernen sich der südöstliche und nordwestliche Teil der Bransfield Strait voneinander. Der nordwestliche, sich in Richtung Südamerika bewegende Teil der Bransfield Strait (South-Shetland-Block) wird gleichzeitig teilweise unter die Drake-Platte subduziert. Die nicht subduzierten Bereiche bewegen sich südlich an der Drake-Platte vorbei, wodurch die sog. Hero-Transformstörung (HTS) entsteht.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit werden GPS-Beobachtungstationen innerhalb von Blöcken zusammengefasst. Dies setzt einerseits voraus, dass die Blockbewegung durch das Bewegungsverhalten aller Einzelpunkte eines Blocks repräsentiert ist, andererseits werden starre, nicht deformierbare Blöcke angenommen. Die Modellvorstellung von starren Blöcken wurde bspw. ebenso im Plattenmodell NNR NUVEL 1A verwendet. Das NNR NUVEL 1A teilt die Lithosphärenstrukturen der Erde in zwölf tektonische Großplatten (z.B. Antarktis) ein, wobei Deformationen innerhalb von und zwischen Platten ausgeschlossen werden (DE METS ET AL. 1994). Die Modellvorstellung der starren Blöcke ist v.a. im Plattenrandbereich von Deformationszonen nicht vollständig korrekt, siehe hierzu bspw. GORDON (1995) oder BIRD (2003). Im nördlichen Bereich der Antarktischen Halbinsel entspricht die 52 tektonische Platten umfassende Modellbildung nach BIRD (2003) der oben beschriebenen, da neben einer antarktischen Großplatte die Shetland-, die Scotia- und die Sandwich-Platte modelliert werden. Auf Grund der geringen Punktzahl der o.g. Blöcke erfolgt jedoch im Rahmen der Analyse der Punktbewegungen keine erweiterte, Deformationszonen berücksichtigende Modellbildung. Ein solches Vorgehen erscheint ebenso im Hinblick auf die ITRF-basierten und im Rahmen der GPS-Auswertung verwendeten IGS-Produkte, wie z.B. Bahndaten (siehe Kapitel 5.1) oder Atmosphärenmodelle (z.B. Kapitel 7) sinnvoll, da diese Produkte u.a. basierend auf dem NNR NUVEL 1A erzeugt wurden.

Aus der oben beschriebenen Situation ergibt sich aus geologischen Gesichtspunkten für ein regionales GPS-Netz die Einteilung der Netzpunkte in die im Folgenden aufgeführten fünf geologischen Blöcke:

- Halbinsel-Block
- Südöstlicher Bransfield-Strait-Block (SÖBSB)
- South-Shetland-Block (SSB)
- Elephant-Island-Block (EIB)
- South-Orkney-Block

In Abbildung 2-2 sind diese Blöcke zusammen mit den Namen der wichtigsten Stationen veranschaulicht.

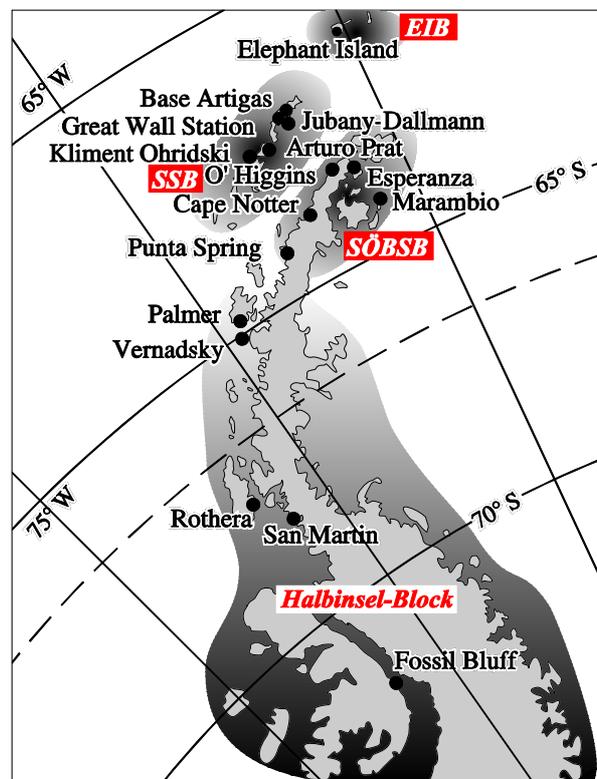


Abbildung 2-2: Blockbildung

Der Halbinsel-Block umfasst Punkte, die geologischen Strukturen zugeordnet sind, die mit dem antarktischen Kontinent fest verbunden sind. Hierzu sind die südlichen Stationen *Fossil Bluff*, *San Martin*, *Rothera*, *Vernadsky* und *Palmer* zu

zählen. Inwieweit nördlicher gelegene Stationen auf Grund ihres Bewegungsverhaltens dieser Punktgruppe zugehörig sind, kann bspw. mittels Deformationsanalysen untersucht und entschieden werden. Für Punkte, die dieser Gruppe angehören, sind keine signifikanten Bewegungen zu erwarten, da der antarktische Kontinent als lagestabil angesehen wird.

Der südöstliche Bransfield-Strait-Block grenzt im Süden direkt an den Halbinsel-Block, wobei der Übergang durchaus als fließend bezeichnet werden kann. Dieser geologischen Formation können die auf den Stationen *O'Higgins*, *Esperanza*, *Marambio*, *Cape Notter* und *Punta Spring* vorhandenen GPS-Marker zugeordnet werden. Inwieweit südlicher gelegene Stationen dieser Punktgruppe zugehörig sind, kann bspw. mittels Deformationsanalysen untersucht und entschieden werden. Die Punkte dieser Gruppe stehen unter dem Einfluss des aktiven Rückens, der sich in der Bransfield Strait befindet, und entfernen sich deshalb mit einer prognostizierten Geschwindigkeit von 2.5-7.5 mm/a vom nordwestlichen South-Shetland-Block (GONZALEZ-FERRAN 1991). Im Gegensatz zu den durch aeromagnetische Messungen bestimmten Bewegungsbeträgen von GONZALEZ-FERRAN (1991) gibt bspw. SALBACH (2000) jährliche Beträge von 1-2 cm an. Beide Modelle stimmen hinsichtlich der Bewegungsrichtung (Divergenz: NW-SO) überein. Die Bestimmung der genauen Geschwindigkeit und die Konkretisierung der Bewegungsrichtung kann ebenso mittels Deformationsanalysen erfolgen wie die Verifikation des Bewegungsverhaltens der Punkte dieses Blocks relativ zum stabilen Halbinsel-Block.

Der South-Shetland-Block kann auf Grund seiner Lage nordwestlich der Bransfield Strait auch als nordwestlicher Bransfield-Strait-Block bezeichnet werden. Der South-Shetland-Block umfasst eine nahezu 500 km lange, aus mehr als 100 einzelnen Inseln bestehende Inselkette, zu der u.a. King George Island gehört. Der South-Shetland-Block stellt die Fortsetzung des Süd-Scotia-Rückens über den im Folgenden beschriebenen Elephant-Island-Block hinaus dar. Zu dieser Punktgruppe gehören die GPS-Marker der Stationen *Base Artigas*, *Great Wall*, *Jubany/Dallmann*, *Kliment Ohridski*, *Arturo Prat*, *Arctowski* und *Commandante Ferrez*. Die beiden zuletzt genannten Stationen sind aus Gründen der Übersichtlichkeit und der geringeren Wichtigkeit für die vorliegende Arbeit in Abbildung 2-2 nicht berücksichtigt. Einerseits übt der aktive Rücken der Bransfield Strait auf alle Punkte dieser Gruppe Einfluss aus, andererseits wird der South-Shetland-Block von der im Nordwesten angrenzenden Drake-Mikroplatte subduziert. Neben der Verifizierung der prognostizierten Bewegung des South-Shetland-Blocks relativ zum südöstlichen Bransfield-Strait-Block ist die Bewegung des South-Shetland-Blocks relativ zum stabilen Halbinsel-Block von Interesse.

Der Elephant-Island-Block wird im Gegensatz zu den bisher aufgeführten Blöcken lediglich durch einen Einzelpunkt (*Elephant Island*) repräsentiert. Der Elephant-Island-Block ist auf Grund seiner geographischen Lage eigentlich dem South-Shetland-Block zuzuordnen. Da sich die lediglich 20 km² große Insel Elephant Island allerdings im Grenzbereich zwischen der Scotia- und Drake-Platte befindet, nimmt dieser Bereich eine Sonderstellung ein, dem durch die Definition eines eigenen Blocks Rechnung getragen wird. Aus Deformationsanalysen können Aussagen hinsichtlich der Zugehörigkeit dieses Blockes bspw. zum South-Shetland-Block getroffen werden.

Der South-Orkney-Block wird - wie der Elephant-Island-Block - durch lediglich eine einzelne Station (*Signy*) repräsentiert. Die South Orkney Islands bestehen aus vier Hauptinseln und überdecken eine Fläche von ca. 620 km². Sie sind zwar nach geologischen Gesichtspunkten der antarktischen Großplatte zugehörig, allerdings ist die Entfernung zur Scotia-Platte sehr gering, so dass hier ein eigenständiger Block eingeführt wird. Durch das Hilfsmittel der koordinatenbezogenen Deformationsanalyse können Aussagen hinsichtlich des Bewegungsverhaltens der Station *Signy* relativ zu den übrigen vier Blöcken getroffen werden.

Den oben beschriebenen Bewegungen in geologischen Zeiträumen stehen aktuelle Ergebnisse gegenüber, die die rezente Geodynamik der Antarktischen Halbinsel untersuchen. MAYER ET AL. (2000b), NIEMEIER ET AL. (2000) und SALBACH (2000) stellen GPS-basierte Ergebnisse vor, die unter Verwendung von unterschiedlichen GPS-Auswerteprogrammen erhalten wurden. MAYER ET AL. (2000b) verwendeten die Berner GPS-Software (HUGENTOBLE 2001b), während in NIEMEIER ET AL. (2000) und SALBACH (2000) die ebenfalls wissenschaftliche Auswertesoftware Geonap (WÜBBENA (1989), WÜBBENA (1991)) zur Anwendung kommt. Neben unabhängigen GPS-Auswerteprogrammen werden auch unabhängige Weiterverarbeitungsprogramme zur Deformationsanalyse genutzt (MAYER ET AL. (2000b): Codeka, siehe hierzu ILLNER ET AL. (1996), NIEMEIER ET AL. (2000) und SALBACH (2000): Panda, siehe hierzu NIEMEIER UND TENGEN (1990)). Als Ergebnis konnten signifikante horizontale Bewegungen in Abhängigkeit vom gewählten, geologisch motivierten Ansatz nachgewiesen werden, während u.a. auf Grund der kurzen dreijährigen Zeitbasis sowie den im Rahmen der GPS-Auswertung verwendeten Techniken keine signifikanten vertikalen Relativbewegungen aufgedeckt werden konnten. In Abbildung 2-3 sind ausgewählte Ergebnisse nach MAYER ET AL. (2000b) dargestellt.

SALBACH (2000) bestätigt diese Ergebnisse weitestgehend. Hierbei wurden die Punkte *Fossil Bluff*, *Signy*, *San Martin* und *Punta Spring* als stabil erachtet, woraus sich Bewegungen der südöstlichen Bransfield Strait repräsentiert durch *Esperanza*, *Marambio*, *O'Higgins* und *Cape Notter* von 2 mm/a (Azimut: 152°) bzw. der nordwestlichen Bransfield

Strait (*Base Artigas, Jubany/Dallmann, Arturo Prat*) von 7 mm/a (Azimut: 328°) ergeben. Weiterhin wurden Blockbewegungen relativ zum stabilen Halbinselbereich (*Esperanza, Marambio, O'Higgins, Cape Notter*) von 7 mm/a (Azimut: 324°) ermittelt, die die Ergebnisse von MAYER ET AL. (2000b) bestätigten.

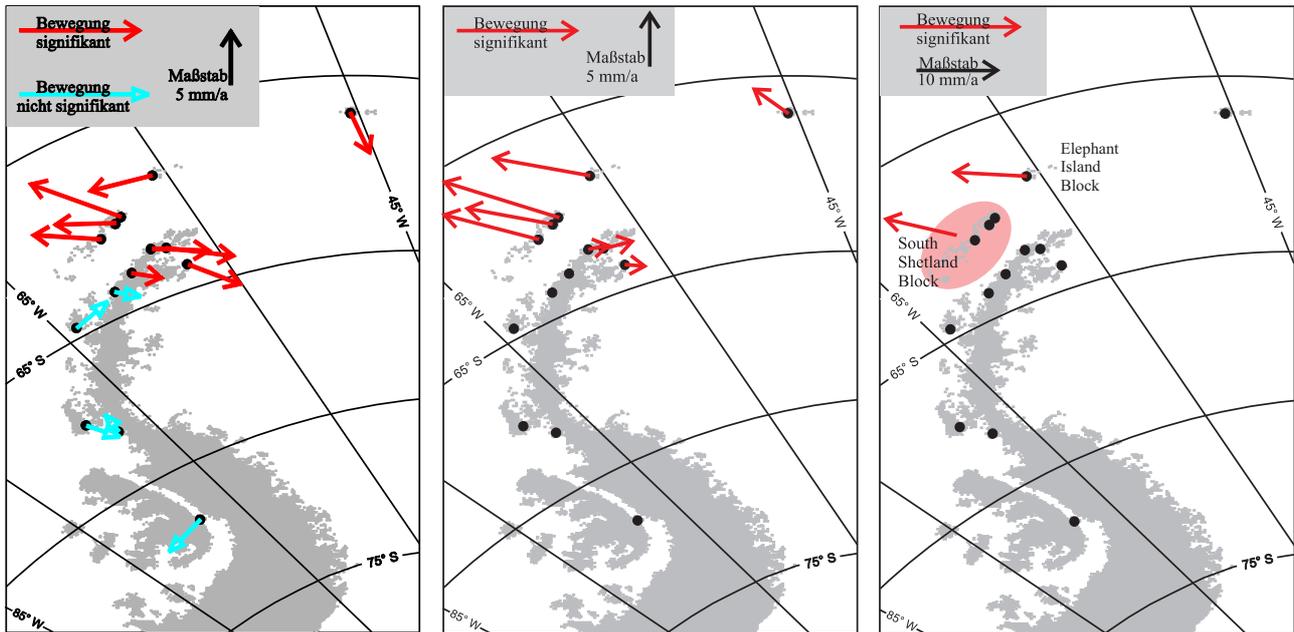


Abbildung 2-3: Ausgewählte Resultate nach MAYER ET AL. (2000b); links: Einzelpunktbewegungen; Mitte: Einzelpunktbewegungen im Bereich der Bransfield Strait relativ zur stabilen südlichen Antarktischen Halbinsel; rechts: Blockbewegung der nordöstlichen Bransfield Strait relativ zur stabilen Halbinsel (Teststatistik: 5%)

2.3 Zum Konzept der GPS-Beobachtungskampagnen zur Ermittlung von rezenten Krustenbewegungen

Nach MILLER (1989) werden Bewegungen der Erdkruste in kontinuierlich kriechende und episodische Bewegungsformen klassifiziert. Dabei sind Krustenbewegungen stetig, wenn sie sich innerhalb geologisch kurzer Zeiträume (wenige Jahrmillionen) vollziehen. In kürzeren Zeiträumen (wenige Jahrzehnte) kann die Eigenschaft der Kontinuität für Krustenbewegungen keineswegs garantiert werden, da auf Grund von vorübergehenden Spannungsentlastungen kurzfristig sogar rückläufige Bewegungen auftreten können. Deshalb wird in solchen geologisch kurzen Zeiträumen von einem episodisch-linearen Verhalten ausgegangen. Dabei ist der Zeitraum, innerhalb welchem Linearität der Bewegung angenommen werden kann, abhängig von der tektonischen Aktivität. Als Indiz für tektonische Aktivität dienen z.B. Erdbeben. Für den Zeitraum zwischen zwei aufeinander folgenden tektonischen Aktivitäten wird meist von einem zeitlich linearen Verhalten ausgegangen. Für die Region der Antarktischen Halbinsel, welche nach PELAYO UND WIENS (1989) viele aktive Prozesse aufweist, werden lineare Bewegungen lediglich für einen Zeitabschnitt von wenigen Monaten erwartet (MILLER 1989). Werden diese Ausführungen auf das im Bereich der Antarktischen Halbinsel vorhandene Verdichtungsnetz übertragen, so darf für den Zeitraum zwischen 1995 und 2002 a priori weder von Kontinuität noch von episodischer Linearität ausgegangen werden.

Ein optimaler Ansatz zur Bestimmung von genauen und zuverlässigen hochauflösenden Informationen das zeitliche Bewegungsverhalten des gesamten Erdkörpers oder ausgewählter Bereiche betreffend besteht in der kontinuierlichen Überwachung einer diskreten Anzahl von repräsentativen Punkten auf der Erdoberfläche. Die Punkte werden weiterhin unter Berücksichtigung logistischer Gesichtspunkte ausgewählt. Klammert man Diskussionen hinsichtlich der räumlichen Auflösung aus und setzt eine korrekte und vollständige Modellbildung im Rahmen der Parameterschätzung voraus, so sind beste Genauigkeits- und Zuverlässigkeitsmaße unter Verwendung des Sensors GPS mittels bestmöglicher Abtastfrequenzen bestimmbar. Mit Etablierung des GNSS-Netzes des IGS²⁻¹ (IGS 2004) stellt dieses erdumspannende kontinuierliche GPS-Netz die beste Möglichkeit dar, global und regional lang- und kurzfristige Bewegungsabläufe an der Erdoberfläche zu beobachten. Daneben existieren v.a. im Bereich geophysikalisch aktiver Gebiete (z.B. Japan, West-USA) lokale, räumlich besser auflösende GPS-Netze. Ist auf Grund von fehlenden oder nicht repräsentativen Punkten die Nutzung von IGS-Beobachtungsinformation nicht möglich, so wird die Durchführung und Bearbeitung von

²⁻¹ International GNSS Service

wiederholten GPS-Kampagnen notwendig, welche sowohl räumlich als auch zeitlich diskretisiert sind. Somit sind Überlegungen hinsichtlich einer geeigneten Abtastrate anzustellen und im Beobachtungsplan zu berücksichtigen, um repräsentative Bewegungsraten ermitteln zu können. Abbildung 2-4 visualisiert die damit einhergehende Problematik idealisiert, ohne Verformungen der dargestellten geologischen Formation Rechnung zu tragen, siehe hierzu bspw. EISBACHER (1996).

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit werden GPS-Beobachtungen, die auf Stationen der Antarktischen Halbinsel erfasst wurden, unter besonderer Berücksichtigung satellitengeodätischer Aspekte untersucht und ausgewertet. Für diesen speziellen Anwendungsfall stellt sich aus logistischen, klimatischen und ökologischen Gründen die Frage der zeitlichen Abtastrate nur sehr eingeschränkt, da auf Grund extremer klimatischer Bedingungen GPS-Beobachtungskampagnen nur in einem kurzen Zeitfenster möglich sind. Unter diesen Grundvoraussetzungen sind die ermittelten Ergebnisse, die ohne Anspruch auf eine Modellierung des jährlichen Bewegungsverhaltens präsentiert werden, zu betrachten.

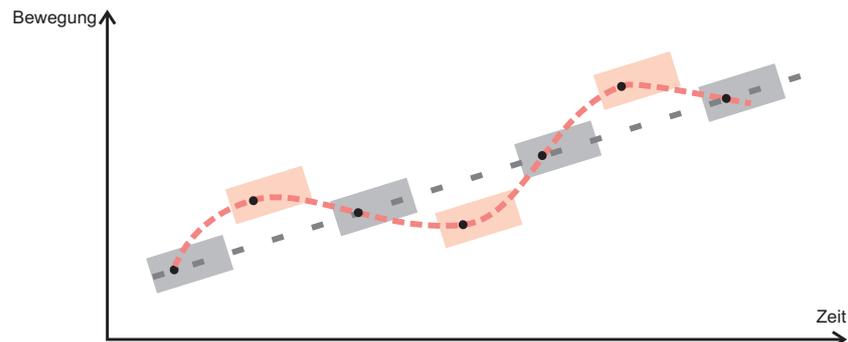


Abbildung 2-4: Nicht detektierbare Deformationen, kritischer Aspekt der nicht kontinuierlichen Deformationserfassung

Es wird hierbei weiterhin vorausgesetzt, dass die GPS-Beobachtungen auf für das Bewegungsverhalten der tektonischen Formationen, in welche sie eingebracht wurden, repräsentativen Punkten ausgeführt wurden. Deshalb wurden im Vorfeld der GPS-Messungen die Vermarkungen einerseits unter geologischen Gesichtspunkten in stabiles anstehendes Grundgestein eingebracht, andererseits wurde bei den verwendeten Vermarkungsmaterialien auf eine sehr gute Langzeitstabilität geachtet, so dass keine Relativbewegungen zum anstehenden Gestein zu erwarten sind. Siehe hierzu HECK ET AL. (1996) und LINDNER ET AL. (2000).

3. GPS-Datenbasis für den Bereich der Antarktischen Halbinsel

Kapitel 2 beschreibt die geologische und geodynamische Situation des Bereichs der Antarktischen Halbinsel, da diese Arbeit einen Beitrag zur rezenten Geodynamik dieses Bereichs der Erde leistet. Um die Modellvorstellungen der rezenten Krustenbewegungen zu verifizieren und bei Bedarf zu verbessern, wird heutzutage verstärkt die GNSS-Positionierung verwendet. Da diese Arbeit weiterhin eine optimierte GPS-Modellbildung für den Bereich der Antarktischen Halbinsel zum Ziel hat, wird im weiteren Verlauf dieses Kapitels die GNSS-Datenbasis diskutiert, die zur Erarbeitung und Verifikation dieser verbesserten Auswertestrategie verwendet wurde.



Abbildung 3-1: Stationen des Referenznetzes Antarktis

Unter Verwendung von satellitengestützten Navigations- und Positionierungssystemen besteht neben geologischen und geophysikalischen Methoden eine alternative Möglichkeit für die Ermittlung von dreidimensionalen Bewegungsraten; dies kann in einem übergeordneten absoluten Referenzrahmen (z.B. ITRF³⁻¹) oder in regionalen, relativen Deformationsnetzen erfolgen. Zur besseren Interpretierbarkeit können dreidimensionale Bewegungsraten in horizontale und vertikale Bewegungen umgerechnet werden. Diese Bewegungen ergeben sich als Summe von globalen Großplattenbewegungen, tektonischen Bewegungen begründet durch kleinere geologische Einheiten sowie lokalen Phänomenen (z.B. Rutschungen, Markeralterung) und vertikalen großräumigen Bewegungen bspw. hervorgerufen durch Eismassenänderungen. Bspw. durch GPS besteht somit die Möglichkeit aktuelle, diskrete, genaue und zuverlässige Bewegungsraten zu ermitteln; dies wurde im Rahmen von zwei vom BMBF³⁻² geförderten Verbundprojekten am Beispiel des antarktischen Kontinents nachgewiesen. Unter der Schirmherrschaft des SCAR (Scientific Committee on Antarctic Research) wurden hierzu GPS-Beobachtungen auf dem antarktischen und auf benachbarten Kontinenten erfasst. Hierzu kooperierten Wissenschaftler verschiedener Universitäten Deutschlands (Dresden, Braunschweig, Hannover, Karlsruhe, München), das Bundesamt für Kartographie und Geodäsie (BKG, Außenstelle Leipzig) und das Alfred-

³⁻¹ International Terrestrial Reference Frame

³⁻² Bundesministerium für Bildung und Forschung

Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (Bremerhaven). Die im Rahmen dieser Kooperation, welche als Hauptziel die Etablierung eines zeitabhängigen ITRF-Verdichtungsnetzes für den Bereich der Antarktis hatte, entstandenen wissenschaftlichen Arbeiten sind in den Heften Nr. 304 und 310 der Reihe B der Deutschen Geodätischen Kommission zusammengestellt. Als Referenzrahmen wurde dabei das ITRF96 gewählt. Dieses Resultat fand u.a. auf Grund seiner hohen Qualität neben den routinemäßig einfließenden Beiträgen im Rahmen der Realisierung des ITRF2000 Berücksichtigung, was nach ALTAMIMI ET AL. (2002) einmalig in der bisherigen Historie des IERS (International Earth Rotation and Reference System Service) ist. DIETRICH ET AL. (2000) beschreiben die Datengrundlage ausführlich. In Abbildung 3-1 sind die innerhalb der o.g. Verbundprojekte genutzten GPS-Stationen der südlichen Hemisphäre veranschaulicht. Neben den verfügbaren IGS-Stationen wurden auf weiteren Stationen teilweise erstmalig GPS-Beobachtungen registriert. Solche Stationen werden im Folgenden als GAP³⁻³-Stationen bezeichnet. Im weiteren Verlauf der Arbeit soll jedoch ausschließlich der Bereich der Antarktischen Halbinsel betrachtet werden.

Beginnend mit dem antarktischen Sommer 1994/95 wurden im Bereich der Antarktischen Halbinsel GPS-Beobachtungskampagnen durchgeführt. Dabei wurde das Beobachtungsfenster in den Zeitraum 20. Jan. - 10. Feb. (22 Tage) gelegt. Dies geschah u.a. aus logistischen Gründen, da bspw. der Transport zu und von den Beobachtungsstationen nur in diesem Zeitbereich sichergestellt werden konnte. Als Beobachtungspunkte wurden entweder schon vorhandene und unter geologischen Gesichtspunkten geeignete Punkte verwendet oder es erfolgte eine Neuvermarkung.

Tabelle 3-1: Abkürzungstabelle der GPS-Beobachtungsstationen der Antarktischen Halbinsel unter Berücksichtigung der Stationsart und der Zugehörigkeit zu geologischen Strukturen

Identifizier	Station	Permanent-/Kampagnenstation	Geologische Blockstruktur
ARCT	Arctowski	Kampagnenstation	South Shetland
ART1	Base Artigas	Kampagnenstation	South Shetland
BC_4	Palmer (Exzentrum)	Kampagnenstation	Halbinsel
DAL1	Jubany/Dallmann	Kampagnenstation	South Shetland
DALL	Jubany/Dallmann	Permanentstation	South Shetland
ELE1	Elephant Island	Kampagnenstation	Elephant Island
ESP1	Esperanza	Kampagnenstation	Südöstliche Bransfield Strait
FERR	Commandante Ferraz	Kampagnenstation	South Shetland
FOS1	Fossil Bluff	Kampagnenstation	Halbinsel
GRW1	Great Wall	Kampagnenstation	South Shetland
KOH1	Kliment Ohridski	Kampagnenstation	South Shetland
MAR1	Marambio	Kampagnenstation	Südöstliche Bransfield Strait
NOT1	Cape Notter	Kampagnenstation	Südöstliche Bransfield Strait
OHG1	O'Higgins	Kampagnenstation	Südöstliche Bransfield Strait
OHIG	O'Higgins	IGS-Permanentstation	Südöstliche Bransfield Strait
PAL1	Palmer	Kampagnenstation	Halbinsel
PALM	Palmer	Permanentstation	Halbinsel
PRA1	Arturo Prat	Kampagnenstation	South Shetland
ROT1	Rothera	Kampagnenstation	Halbinsel
SIG1	Signy Island	Kampagnenstation	South Orkney
SMR1	San Martin	Kampagnenstation	Halbinsel
SPR1	Punta Spring	Kampagnenstation	Südöstliche Bransfield Strait
VER1	Vernadsky	Kampagnenstation	Halbinsel

Die absolute Anzahl der antarktischen GPS-Stationen nahm dabei stetig zu. Einschränkend muss jedoch festgestellt werden, dass kaum eine Station alljährlich beobachtet wurde. Dabei stellen Permanentstationen eine Ausnahme dar, die im Rahmen der logistischen Restriktionen kontinuierlich GPS-Daten aufzeichnen. In Tabelle 3-1 sind alle GPS-Stationen der Antarktischen Halbinsel alphabetisch geordnet nach der im Rahmen der GPS-Auswertung verwendeten abgekürzten Schreibweise (Identifizier) aufgeführt. Weiterhin enthält diese Tabelle Informationen bzgl. der Betriebsart der GPS-Stationen (Permanent- bzw. Kampagnenstationen). Ebenso werden durch Tabelle 3-1 die GPS-Stationen den in Kapitel 2 definierten geologischen Blöcken zu geordnet. Wie schon im vorigen Kapitel angeführt, werden der Elephant-Island-Block und der South-Orkney-Block durch lediglich eine, nicht permanent operierende GPS-Beobachtungsstation repräsentiert.

Die Anzahl der Stationen pro SCAR-Kampagne ist in Tabelle 3-2 aufgeführt. Hinsichtlich der Stationsanzahl erscheinen v.a. die SCAR-Kampagnen der Jahre 1995, 1996 und 1998 als geeignet, um das Bewegungsverhalten im Be-

³⁻³ Die o.g. Verbundprojekte firmieren unter dem Akronym GAP als German Antarctic Project.

reich der Antarktischen Halbinsel zuverlässig bestimmen zu können. Die Zuordnung von Beobachtungsstation zu Kampagnenjahr wird in Tabelle 3-3 zusammengefasst. Hierbei erfolgt eine qualitative Klassifizierung der GPS-Beobachtungen. Eine schlechte Datenqualität resultiert dabei entweder aus stark gestörten Daten (z.B. *ROT1*, *SCAR98*) oder einer geringen Datenmenge (z.B. *BC_4*, *SCAR95*). Die Station *KOH1* wurde im Gegensatz zu allen anderen Stationen lediglich ein Mal besetzt, so dass keine Bewegungen ermittelbar sind. Zur Konkretisierung der vorhandenen und genutzten GPS-Daten der einzelnen Stationen der verschiedenen SCAR-Kampagnen können Tabelle 3-4 bis Tabelle 3-7 genutzt werden.

Tabelle 3-2: Beobachtete GPS-Stationen im Bereich der Antarktischen Halbinsel

Kampagne	Stationen			
	IGS	GAP	Diverse	Summe
1995	0	13	3	16
1996	1	7	2	10
1997	1	2	2	5
1998	1	15	4	20
1999	1	0	6	7
2000	1	0	4	5
2001	1	0	4	5
2002	1	3	4	8

Tabelle 3-3: Stationsbesetzung in den Kampagnen SCAR95-SCAR2002;
Daten guter (schlechter) Qualität vorhanden: grüne (graue netzartige) Füllung

Station	SCAR95	SCAR96	SCAR97	SCAR98	SCAR99	SCAR2000	SCAR2001	SCAR2002
ARCT								
ART1								
BC_4								
DAL1								
DALL								
ELE1								
ESP1								
FERR								
FOS1								
GRW1								
KOH1								
MAR1								
NOT1								
OHG1								
OHIG								
PAL1								
PALM								
PRA1								
ROT1								
SIG1								
SMR1								
SPR1								
VER1								

Stellt man die im vorherigen Kapitel beschriebene geologische Situation in Rechnung, wobei die im Übergangsbereich zwischen dem als stabil erachteten Halbinsel-Block und dem südöstlichen Bransfield-Strait-Block gelegenen Stationen *NOT1* und *VER1* dem südöstlichen Bransfield-Strait-Block zugeordnet werden, und analysiert die Zugehörigkeit der beobachteten Punkte zu geologischen Strukturen, so ergibt sich Tabelle 3-8.

Die beiden Blöcke Elephant Island und South Orkney sind lediglich im Rahmen von zwei Beobachtungskampagnen beobachtet worden, somit ist für die prinzipiell bestimmbareren Bewegungen keine Kontrolle möglich. Zur Verifikation ist somit eine erneute Besetzung dieser Stationen notwendig.

Weiterhin wurden auf den Stationen *BC_4*, *DALL*, *NOT1*, *PRA1*, *SMR1*, *SPR1* und *VER1* ebenfalls nur zweimalig GPS-Beobachtungen erfasst. Die sich hierdurch ergebenden Restriktionen können durch Vergleiche der resultierenden Be-

Variationen des Instrumentariums durchgeführt wurden, siehe hierzu Tabelle 3-9. Für die im Rahmen der SCAR95, SCAR98 und SCAR2002 auf den GAP-Stationen ausgeführten Beobachtungen wurde nahezu identisches Instrumentarium verwendet.

Tabelle 3-9: Instrumentarium der Station GRWI

SCAR-Kampagne	Antenne: Type, Seriennummer (S/N)	Receiver: Type, Seriennummer (S/N)
1995	4000ST L1/L2 GEOD, S/N: 3004A00058	Trimble 4000SST, S/N: 3004A00530
1997	DORNE MARGOLIN T, S/N: 214	TurboRogue SNR-8000, S/N: 402
1998	DORNE MARGOLIN T, S/N: 459	TurboRogue SNR-8000, S/N: 401
1999	DORNE MARGOLIN T, S/N: 459	TurboRogue SNR-8000, S/N: 402
2000	DORNE MARGOLIN T, S/N: 459	TurboRogue SNR-8000, S/N: 402
2001	DORNE MARGOLIN T C146-6-1, S/N: 214	TurboRogue SNR-8000, S/N: 402
2002	Trimble Compact L1/L2 GP, S/N: 0220085471	TRIMBLE 4000SSI, S/N: 3710A18697

4. Auswertung von GPS-Phasenmessungen bei statischen Anwendungen

Das U.S. Department of Defense (DoD) entwickelte, betreibt und modernisiert das satellitengestützte Ortungssystem NAVSTAR GPS^{4.1}. Im Jahre 1993 wurde für das passive, wetterunabhängige, weltweit und rund um die Uhr verfügbare Beobachtungsverfahren erstmalig die sog. Endausbaustufe erreicht. Seither sendet jeder der mindestens 24 Satelliten (Flughöhe: ca. 20200 km; Anzahl der Bahnebenen: 6; Inklination: ca. 55°; Umlaufzeit: ca. 11 h 58 min) elektromagnetische Wellen des L-Bandes aus, welche bspw. an der Erdoberfläche empfangen werden können. Hierzu werden zwei Trägerfrequenzen L_1 ($f_1 = 1575.42$ MHz; $\lambda_1 = 19.05$ cm) und L_2 ($f_2 = 1227.60$ MHz; $\lambda_2 = 24.43$ cm) verwendet, welche ausgehend von einer atomuhrgestützten kurz- und langzeitstabilen Fundamentalfrequenz ($f_0 = 10.23$ MHz) abgeleitet werden. Die Trägersignale werden mittels Phasenmodulation von zwei Pseudozufallcodes^{4.2} und der sog. Navigationsnachricht, welche u.a. Informationen bzgl. der prädierten Satellitenposition, des Satellitenstatus und der Ionosphäre enthält, überlagert. Die Navigationsnachricht ist wie auch der sog. P-Code beiden Trägerfrequenzen aufmoduliert. Der sog. C/A-Code ist lediglich der L_2 -Frequenz überlagert. Durch diese Überlagerung der Trägersignale mit Codes wird die Energie des Signals über eine diskrete Bandbreite ausgedehnt. Hieraus ergibt sich eine größere Robustheit des Signals. Details hierzu sind SPILKER (1996b) zu entnehmen.

Elektromagnetische Signale besitzen eine elektrische und eine gekoppelte magnetische Feldkomponente. Im Gegensatz zu bspw. Schallwellen benötigen elektromagnetische Wellen kein Ausbreitungsmedium und können sich somit auch im Vakuum fortbewegen. Dies ist eine Grundvoraussetzung für die Satellitenpositionierung unter Verwendung des GPS. Erzeugt werden diese elektromagnetischen Signale in den GPS-Satelliten durch hochpräzise Rubidium- und Cäsium-Oszillatoren.

Die von den GPS-Satelliten ausgesandten Signale können bspw. genutzt werden, um nach geometrischen Methoden Punktpositionen zu bestimmen. Dabei werden die Satelliten als hochfliegende Festpunkte verwendet, deren Positionen zu jedem Zeitpunkt mit einer vorgegebenen Genauigkeit bekannt sind; dies ermöglicht die Positionierung in einem übergeordneten Referenzsystem (WGS 84^{4.3} bzw. ITRS^{4.4}).

Auf das Anwendungsgebiet der Zeitübertragung bzw. -synchronisation wird im Rahmen der vorliegenden Arbeit, die sich vordringlich mit der positionsbestimmenden Komponente des GPS beschäftigt, nicht eingegangen. Siehe hierzu bspw. BAUER (2002).

4.1 Exkurs: Codemessung

Neben der im Folgenden detailliert beschriebenen Positionsbestimmung unter Verwendung des Prinzips der Phasenmessung, welche für hochgenaue geodätische Anwendungen Punktpositionen im Millimeterbereich liefern kann, ist unter Verwendung der codebasierten Laufzeitmessung die Möglichkeit der Pseudoentfernungsmessung (Code- bzw. Pseudorangemessung) P_E^{SV} zwischen GPS-Empfänger (E) und -Satellit (space vehicle: SV) gegeben. Dabei wird zu einem diskreten Zeitpunkt t_i die gesamte, um Uhrfehler verfälschte Länge der Raumstrecke zwischen GPS-Empfänger und -Satellit auf Basis der Signallaufzeit ausgemessen. Möglich ist dies, da die kurzen, sich wiederholenden binären Zufallsmuster (PRC) der Satellitensignale (C/A-Code) den Empfangsmoduln bekannt sind und somit erzeugt werden können. Die Beobachtungsgleichung hierzu lautet

$$P_E^{SV}(t_i) = \rho_E^{SV}(t_i) + c(\delta^{CLK}(t_i) - \delta_{CLK}(t_i)) + \varepsilon_E^{SV}(t_i). \quad (4-1)$$

Hierbei entspricht ρ_E^{SV} der eigentlich gesuchten geometrischen Distanz, die unter Berücksichtigung der Uhrfehler des Empfängers δ_{CLK} und des Satelliten δ^{CLK} erhalten wird. Im Term ε sind alle weiteren, bisher nicht eingeführten Fehleranteile enthalten. Der Zusammenhang zwischen Empfängeruhrfehler und -zeit ist mittels

$$t_i = t_E - \delta_{CLK} \quad (4-2)$$

gegeben. Somit wird neben drei geometrisch begründeten Beobachtungen (unbekannte dreidimensionale Koordinaten der Antennenposition) noch mindestens eine weitere simultane Beobachtung benötigt, um den unterschiedlichen Zeitniveaus von Satellit und Empfänger bzw. den jeweiligen Uhrfehlern Rechnung zu tragen. In GPS-Empfängern werden Quarzoszillatoren verwendet, welche im Genauigkeitsbereich 10^{-9} - 10^{-11} kurzzeitstabil (Zeitbasis: 1 s) sind. Die Langzeitstabilität (Zeitbasis: 1 d) ist jedoch mit 10^{-6} - 10^{-8} deutlich schlechter. Im Gegensatz dazu sind die Atomuhren der

^{4.1} NAVigation System with Timing And Ranging – Global Positioning System

^{4.2} Satellitenabhängige binäre Sequenzen definierter Länge; engl.: pseudo random codes (PRC)

^{4.3} World Geodetic System 1984 (NIMA 2000)

^{4.4} International Terrestrial Reference System

GPS-Satelliten sowohl kurz- (10^{-9} - 10^{-11}) als auch langzeitstabil (10^{-12} - 10^{-15}). Eine Nichtberücksichtigung dieses Fehleranteils würde auf Grund der kurzen Signallaufzeit zu signifikanten Fehlern z.B. bei der Bestimmung der geometrischen Strecke zwischen Satellit und Empfänger führen (HOFMANN-WELLENHOF ET AL. 2001).

Liegen bspw. simultane Beobachtungen zu vier unterschiedlichen GPS-Satelliten von einem Empfängerstandpunkt vor, so kann nach dem Prinzip des räumlichen Bogenschlags die absolute Position der Empfangsantenne abgeleitet werden. Die metrische Strecke zwischen Satellit und Empfangsantenne muss somit der Gleichung

$$\rho_E^{SV}(t_i) = \sqrt{(x_E(t_i) - x^{SV}(t_i))^2 + (y_E(t_i) - y^{SV}(t_i))^2 + (z_E(t_i) - z^{SV}(t_i))^2} \quad (4-3)$$

genügen. Unter Kombination der Gleichungen (4-1) und (4-3) ergibt sich die folgende Gleichung.

$$P_E^{SV}(t_i) = \sqrt{(x_E(t_i) - x^{SV}(t_i))^2 + (y_E(t_i) - y^{SV}(t_i))^2 + (z_E(t_i) - z^{SV}(t_i))^2} + c(\delta^{CLK}(t_i) - \delta_{CLK}(t_i)) + \varepsilon_E^{SV}(t_i) \quad (4-4)$$

Setzt man dieses einfache Grundmodell an, so benötigt man zu einem bestimmten Zeitpunkt ausgeführte, simultane Messungen von genau vier GPS-Signalen (siehe Abbildung 4-1) von unterschiedlichen Satelliten, um die Position eines Empfängers eindeutig bestimmen zu können.

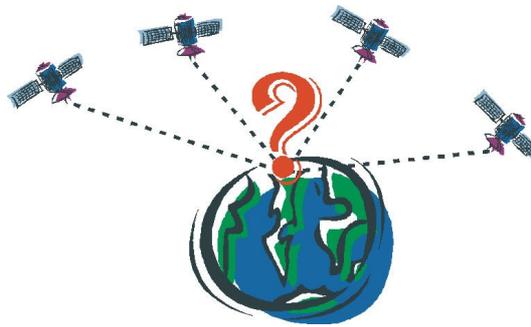


Abbildung 4-1: Grundprinzip der Positionsbestimmung mit GPS

Neben dieser Modellvorstellung garantiert der gegenwärtige Status des Navigationssystems GPS jedoch i.Allg. den zeitgleichen Empfang von mehr als vier GPS-Signalen. Des Weiteren werden statische GPS-Beobachtungen über eine längere Zeit hinweg durchgeführt. Aus diesen Gründen werden bei statischen GPS-Messungen i.d.R. mehr Beobachtungen erfasst als Unbekannte vorliegen. Es besteht also Überbestimmtheit und daraus resultieren Widersprüche, welche nach den Methoden der Ausgleichsrechnung (z.B. Methode der kleinsten Quadrate) bestmöglich verteilt werden. Siehe hierzu bspw. NIEMEIER (2002).

Anwendung findet die Codemessung im Rahmen von hochgenauen, auf Trägerphasenmessungen basierenden GPS-Auswertungen im vorverarbeitenden Auswerteschritt zur Beseitigung von Empfängeruhrfehlern. Auf Grund der mit dem Hilfsmittel der Pseudoentfernungsmessung erzielbaren untergeordneten Genauigkeit (1-5 m) soll diese Methode nicht näher erläutert werden. Details sind bspw. BAUER (2002) zu entnehmen.

4.2 Das Prinzip der Phasenmessung

Im Gegensatz zur in Kapitel 4.1 beschriebenen Codemessung wird bei der Phasenmessung nicht die gesamte Strecke zwischen Empfänger und Satellit gemessen. Die eigentliche Messgröße der Phasenmessung ist die sog. Schwebungsphase. Die gemessene Schwebungsphase (engl.: carrier beat phase) ist zu einer Beobachtungsepoche t definiert als Differenzsignal $\phi(t)$ zwischen der Phase Φ_E des im Empfänger auf Basis einer nominell konstanten Frequenz erzeugten Referenzsignals und der Phase Φ^{SV} des ankommenden, dopplerverschobenen Satellitenträgersignals. Die Schwebungsphase kann Beträge zwischen 0 und 2π annehmen. Um die Phasenlage der Trägerwellen geodätisch nutzbar machen zu können, müssen die aufmodulierten Codes beseitigt werden, v.a. jedoch ist es notwendig, die schwachen GPS-Signale vom umgebenden und störenden Rauschen zu trennen. Zum Zeitpunkt der Startepoche t_1 (erstmaliges Empfangen des Signals eines Satelliten im Empfänger) gilt

$$\phi(t_1) = \Phi^{SV}(t_1) - \Phi_E(t_1 + \delta_{CLK}(t_1)), \quad (4-5)$$

wobei $\delta_{CLK}(t_1)$ dem Empfängeruhrfehler relativ zur GPS-Zeit entspricht. Das eigentliche Bestimmen der Zeitdifferenz setzt entweder die Kenntnis der pseudozufälligen Codes oder die Verfügbarkeit von Signalverarbeitungstechniken (z.B. Kreuzkorrelation, Squaring) voraus (HOFMANN-WELLENHOF ET AL. 2001). Da nur die Phase der Schwebungswelle ge-

messen und die Anzahl der ganzen Wellenlängen der Trägersignale nicht erfasst wird, ergibt sich die geometrische Gesamtstrecke in Zyklen ϕ zu

$$\phi_E^{SV}(t_i) = \Phi^{SV}(t^j) - \Phi_E(t_i + \delta_{CLK}(t_i)) + N_E^{SV}. \quad (4-6)$$

Dabei wird N_E^{SV} im Folgenden o.E.d.A. als eine unbekannt natürliche Zahl angenommen. Sie wird Trägerphasenmehrdeutigkeit (kurz: Mehrdeutigkeit, engl.: ambiguity) genannt und entspricht der a priori unbekannt Anzahl ganzer Wellenlängen des Trägersignals vom Satellit zum Empfänger. Die Mehrdeutigkeiten N der undifferenzierten Beobachtungsgleichung müssen jedoch nicht zwangsläufig ganzzahlig sein, da sich i.d.R. sowohl das Satellitensignal zum Sendezeitpunkt als auch das im Empfänger generierte Signal zum Empfangszeitpunkt nicht in Phasennulllage befinden.

Falls zwischen Startepoche t_j und einer beliebigen nachfolgenden Epoche t_i kein Signalabbruch erfolgt, so gilt

$$\phi_E^{SV}(t_i) = \Phi^{SV}(t^j) - \Phi_E(t_i + \delta_{CLK}(t_i)) + N_E^{SV}. \quad (4-7)$$

Erfolgt ein Signalabbruch, spricht man von einem Phasensprung (engl.: Cycle Slip). Gründe für Phasensprünge sind bspw. in der Topographie (z.B. Gebäude, Bewuchs) zu suchen. Weitere Gründe für das Auftreten von Cycle Slips sind durch Mehrwegeeffekte, eine mindere Signalqualität oder starke Aktivität der Ionosphäre gegeben. Unter Einführung der Zeitdifferenz

$$\tau_i = (t_i + \delta_{CLK}(t_i)) - t^j, \quad (4-8)$$

welche das GPS-Signal benötigt, um den Weg vom Satelliten zur Empfangsantenne zurückzulegen, folgt

$$\phi_E^{SV}(t_i) = \Phi^{SV}(t_i + \delta_{CLK}(t_i) - \tau_i) - \Phi_E(t_i + \delta_{CLK}(t_i)) + N_E^{SV}. \quad (4-9)$$

Da der in jedem GPS-Satellit arbeitende Oszillator für kurze Perioden als sehr stabil erachtet werden kann, wird für die Phasenmessung eines Satelliten eine Reihenentwicklung nach Taylor zur Epoche t_i ermöglicht. Hieraus ergibt sich unter Einführung der Frequenz f^{SV} des Satelliten SV

$$\phi_E^{SV}(t_i) = \Phi^{SV}(t_i) + f^{SV} \delta_{CLK}(t_i) - f^{SV} \tau_i - \Phi_E(t_i + \delta_{CLK}(t_i)) + N_E^{SV}. \quad (4-10)$$

Teilweise wird in der Fachliteratur Gleichung (4-10) auch in Abhängigkeit von einer perfekten Frequenz, welche der Sollfundamentalfrequenz f_0 entspricht, angegeben. Mit

$$\tau_i = P_E^{SV} / c, \quad (4-11)$$

wobei c für die Ausbreitungsgeschwindigkeit des Signals und P_E^{SV} für die metrische Strecke von Satellit zu Empfänger zum Zeitpunkt t_i steht, ergibt sich

$$\phi_E^{SV}(t_i) = \Phi^{SV}(t_i) + f^{SV} \delta_{CLK}(t_i) - f^{SV} P_E^{SV} / c - \Phi_E(t_i + \delta_{CLK}(t_i)) + N_E^{SV}. \quad (4-12)$$

Jede GPS-Empfangsantenne ist in der Lage, Signale von mehreren Satelliten gleichzeitig zu empfangen und zu verarbeiten. Sind mehrere Empfänger im Einsatz, so ergibt sich die allgemeine Phasenbeobachtungsgleichung in Phasenzyklen unter Vernachlässigung aller Fehleranteile mit Ausnahme der Uhrfehler zu

$$\begin{aligned} \phi_k^j(t_i) &= \Phi^j(t_i) + f^j \delta_{CLKk}(t_i) - f^j P_{ki}^j / c - \Phi_k(t_i + \delta_{CLKk}(t_i)) + N_k^j \\ \text{mit } j &= 1, \dots, n^{SV} & \dots & \text{Satellitenindex} \\ \text{und } k &= 1, \dots, n_E & \dots & \text{Empfängerindex.} \end{aligned} \quad (4-13)$$

Ebenso kann die Beobachtungsgleichung metrisch angegeben werden. Hierzu muss eine Multiplikation mit der zugehörigen Wellenlänge λ des Trägersignals erfolgen, welche sich unter Verwendung von Gleichung (4-14) ergibt:

$$\lambda = c / f. \quad (4-14)$$

Bisher wurde in diesem Abschnitt ein Überblick über die bei fehlerfreien (Ausnahme: Uhrfehler) GPS-Phasenmessungen auftretenden Unbekannten und Beobachtungen gegeben; hierauf bauen die folgenden Abschnitte auf, welche sich detailliert mit einzelnen Komponenten der Weiterverarbeitung der Beobachtungsgleichungen beschäftigen. An dieser Stelle soll jedoch keine Diskussion der unter realen Bedingungen die GPS-Beobachtungen beeinflussenden u.a. zeit- und frequenzabhängigen äußeren Faktoren, Annahmen und Fehler erfolgen, vielmehr sollen mit Ausnahme der o.g. Uhrfehler (*CLK*) alle Einflussfaktoren wie

- Informationen die Satellitenposition betreffend (Bahndaten): *ORB*,
- Einfluss signifikant ionisierter Atmosphärenbereiche: *ION*,
- Einfluss der Neutrosphäre: *NEU*,
- Messrauschen, bspw. bedingt durch das Messinstrumentarium bzw. Signalverarbeitungstechniken: *NOI*,
- stationsabhängige Einflüsse durch Signalabschattungen und Mehrwegeeffekte: *MP*,
- Modellierung der GPS-Antennen (Empfangs-, Sendeantennen): *ANT* oder
- weitere Fehlerquellen wie bspw. Vernachlässigung relativistischer Effekte (*REL*), Signalverschlechterungen bzw. Systemsicherungsmaßnahmen des Systembetreibers, Laufzeitverzögerungen innerhalb des Satelliten und des Empfängers oder Gezeiteneffekte: *TID*

analog zu Gleichung (4-1) unter ε_k^j subsummiert werden. Gleichung (4-13) muss somit um einen Einflusssterm zu

$$\phi_k^j(t_i) = \Phi^j(t_i) + f^j \delta_{CLKk}(t_i) - f^j P_{ik}^j / c - \Phi_k(t_i + \delta_{CLKk}(t_i)) + N_k^j + f^j \varepsilon_{ik}^j / c \quad (4-15)$$

erweitert werden (Einheit: Phasenzyklen). Den Übergang zur Notation des Fehlerterms ε_{ik}^j in metrischer Einheit ermöglicht die Multiplikation mit der Wellenlänge (Gleichung (4-14)). Triviale Fehler bspw. resultierend durch Aufbau, Exzentrizitäten (z.B. Antennenhöhenmessung), Antennenausrichtung oder Handhabung des GPS-Instrumentariums werden im weiteren Verlauf der Arbeit nicht gesondert betrachtet; sie sind jedoch von großer Wichtigkeit, um bestmögliche Ergebnisse Gewähr leisten zu können.

Neben den o.g. Einflussfaktoren können bei der Auswertung einer identischen Beobachtungsgrundgesamtheit weiterhin noch Unterschiede auftreten, die einerseits in der funktionalen und stochastischen Modellbildung der verwendeten Auswertesoftware (Software Noise) begründet sind; andererseits kann auch der Auswerter selbst einen Einfluss (Analyst Noise) auf die Ergebnisse ausüben, der jedoch v.a. bei großen Punktabständen und der Verwendung von wissenschaftlichen Auswerteprogrammen signifikant wird. DIETRICH ET AL. (2001) führen weiterhin den sog. Reference Frame Noise an. Dieses Rauschen ist abhängig von der Handhabung des Referenzrahmen, siehe hierzu Kapitel 5.5.3.

Die o.g. Einflussfaktoren werden i.d.R. in Abhängigkeit von dem Bereich bzw. der Örtlichkeit ihres Auftretens klassifiziert. So ergeben sich die vier Klassen:

- satellitenspezifische Einflussfaktoren
- atmosphärische Einflussfaktoren
- stationsspezifische Einflussfaktoren
- sonstige Einflussfaktoren.

Wird das GPS-Signal vom Satelliten abgestrahlt, unterliegt es auf seinem Weg zum Empfänger zuerst satellitenabhängigen Einflüssen. Als Beispiele sind

- Satellitenbahn,
- Satellitenuhr,
- Satellitenantenne,
- Laufzeitverzögerungen innerhalb des Satelliten und
- Sicherungsmaßnahmen des Systembetreibers

zu nennen. Satellitenspezifische Einflussfaktoren umfassen alle Einflüsse, die im Satelliten oder in unmittelbarer Umgebung auf das GPS-Signal einwirken.

Atmosphärische Einflussfaktoren wirken, da das Signal die Erdatmosphäre durchquert. In Abhängigkeit von der variablen Zusammensetzung der Erdatmosphäre unterliegt das Signal verschiedenen Einflüssen. Es erfolgt hierbei i.d.R. eine Klassifikation in ionosphärische und neutrosphärische Einflussfaktoren.

Alle Faktoren, die in unmittelbarer Nähe der Beobachtungsstation auf die Signale wirken, werden als stationsspezifische Einflüsse bezeichnet. Dieser Gruppe zugehörig sind

- Empfängeruhrfehler,
- Empfangsantenne,
- Laufzeitverzögerungen innerhalb der Empfangseinheit,
- Mehrwege- und Beugungseffekte,
- Aufbau und
- Abschattungen.

Alle weiteren Einflussfaktoren werden den sonstigen Einflussfaktoren zugeordnet. Als Beispiele können relativistische Effekte, Einflüsse des Referenzrahmens oder Softwareabhängigkeiten angeführt werden.

Auf stationsabhängige und satellitenspezifische Einflussfaktoren wird in Kapitel 5 eingegangen. Kapitel 6-8 widmen sich dem Einfluss der Erdatmosphäre auf GPS-Signale.

Basierend auf den oben vereinfacht dargestellten Beobachtungsgleichungen ist die Bestimmung von Koordinaten des Antennenstandpunktes möglich. Diese liegen i.Allg. in dreidimensionalen kartesischen Koordinaten bzgl. eines geodätischen Datums (z.B. ITRF) mit zugehöriger Varianz-Kovarianzmatrix vor. Kartesische Koordinaten sind jedoch schwer interpretierbar. Besser geeignet sind Koordinaten eines Horizontsystems. Deshalb werden die kartesischen Koordinaten hierfür unter Verwendung von Gleichung (4-16) in geographische Winkelkoordinaten Breite φ und Länge λ sowie die ellipsoidische Höhe h transformiert. Wird im Rahmen dieser Transformation eine strenge Fehlerfortpflanzung durchgeführt, so kann eine Analyse der nunmehr nach Lage- und Höheninformation getrennten Varianz-Kovarianzmatrix erfolgen, siehe hierzu HECK (2003). Durch eine Weiterverarbeitung dieser Höheninformation kann der

Übergang zu physikalisch interpretierbaren Gebrauchshöhen H vollzogen werden. Liegt das vordringliche Interesse nicht auf Einzelpunktpositionen, sondern auf dem Bewegungsverhalten (z.B. Deformationsanalyse), so kann nach KLEIJER (2004) davon ausgegangen werden, dass die aus GPS-Beobachtungen und wiederholten Nivellements abgeleiteten Punktbewegungen, sofern systematische Fehler ausgeschlossen werden, effektiv identisch sind.

$$\begin{pmatrix} x \\ y \\ z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} (N+h)\cos\varphi\cos\lambda \\ (N+h)\cos\varphi\sin\lambda \\ \left(\frac{N}{1+e'^2}+h\right)\sin\varphi \end{pmatrix} \quad \text{mit} \quad N = \frac{c}{\sqrt{1+e'^2\cos^2(\varphi)}}, \quad c = \frac{a^2}{b} \quad \text{und} \quad e'^2 = \frac{a^2-b^2}{b^2} \quad (4-16)$$

Hinsichtlich des Zeitpunkts, wann die ermittelten Koordinaten zur Verfügung stehen, ist eine weitere Klassifizierung von GPS-Auswertungen möglich. Hierbei sind sog. Post-Processing-Anwendungen von (Near-)Real-Time-Anwendungen zu unterscheiden. Die Ergebnisse stehen bei einer Echtzeit- oder nahezu in Echtzeit ausgeführten Vermessung ohne merklichen zeitlichen Verzug zur Verfügung. Solche Anwendungen zeichnen sich i.d.R. durch sehr kurze Beobachtungszeiten aus. Verstreicht zwischen der GPS-Messung und der Ermittlung der Ergebnisse eine längere Zeit, handelt es sich um Post-Processing-Anwendungen. Diese Vermessungen werden i.d.R. bei größeren Netzausdehnungen angewandt, die mit statischen Beobachtungsverfahren ausgemessen werden. Die Ergebnisse genügen i.d.R. höheren Genauigkeitsanforderungen.

4.2.1 Linearkombinationen

GPS-Satelliten senden auf zwei unterschiedlichen Frequenzen Signale aus. Ursprünglich war das L_2 -Signal lediglich dafür vorgesehen ionosphärische Einflüsse zu erfassen. Ein positiver Nebeneffekt des Einsatzes von zwei Frequenzen ist die Möglichkeit Linearkombinationen mit frequenzabhängigen Eigenschaften zu bilden. Linearkombinationen werden aus originären Beobachtungsgrößen, bei denen alle vorhandenen Fehler voll zu Buche schlagen, abgeleitet. Es entstehen neue Beobachtungen mit speziellen Eigenschaften. Voraussetzung hierfür ist allerdings, dass die GPS-Signale von Zweifrequenzempfängern registriert werden.

Die Gleichungen (4-17) enthalten den allgemeinen funktionalen Zusammenhang zur Berechnung von Linearkombinationen.

$$\begin{aligned} \phi_{n,m} &= n\phi_1 + m\phi_2 \\ L_i &= x_i\rho_1 + y_i\rho_2 \end{aligned} \quad (4-17)$$

Die erste Gleichung stellt den zur Bildung von Linearkombinationen notwendigen funktionalen Zusammenhang in Abhängigkeit von den Phasenzyklen ϕ_1 und ϕ_2 sowie den ganzzahligen Koeffizienten n und m dar. Die zweite Gleichung beinhaltet den funktionalen Zusammenhang auf der Basis von Längeneinheiten und Koeffizienten x_i und y_i . ϕ und L stehen durch

$$L = \lambda\phi \quad (4-18)$$

in funktionaler Verbindung. Beide Schreibweisen lassen sich unter Verwendung der Frequenzen bzw. der Wellenlängen mittels

$$f_{n,m} = n f_1 + m f_2 \quad (4-19)$$

ineinander überführen. Die Wellenlänge $\lambda_{n,m}$ ist in Analogie zu Gleichung (4-14) über

$$f_{n,m} \lambda_{n,m} = c \quad (4-20)$$

berechenbar. Und schließlich ist eine direkte Beziehung zwischen den beiden Schreibweisen mit

$$\begin{aligned} x_i &= n \frac{\lambda_{n,m}}{\lambda_1} \\ y_i &= m \frac{\lambda_{n,m}}{\lambda_2} \end{aligned} \quad (4-21)$$

gegeben, siehe hierzu auch WANNINGER (2000a).

Die wichtigsten phasenbasierten Linearkombinationen sollen im Folgenden und mit Tabelle 4-1 kurz beschrieben werden. Der dabei zur Quantifizierung des Einflusses der Ionosphäre verwendete ionosphärische Verstärkungsfaktor V_I berechnet sich nach WANNINGER (1994) mittels

$$V_I = \frac{nf_2 + mf_1}{nf_1 + mf_2}. \quad (4-22)$$

Unter Verwendung von V_I kann ein direkter Rückschluss auf den Einfluss auf die Koordinaten gezogen werden. Wird das Verhältnis aus V_I und Wellenlänge der resultierenden Linearkombination gebildet, lassen sich Aussagen hinsichtlich der Mehrdeutigkeitslösung ableiten.

Tabelle 4-1: Linearkombinationen der GPS-Phasenbeobachtung

Phase [Zyklen]	Metrisch [m]	n	m	x_L	y_L	λ [cm]	V_I	σ [mm]
L_1		1	0	1	0	19.0	0.78	3.0
L_2		0	1	0	1	24.4	1.28	3.9
L_{Δ}	L_5	1	-1	4.53	-3.53	86.2	-1.00	19.4
L_{Σ}		1	1	0.56	0.44	10.7	1.00	2.1
L_0	L_3	(77)	(-60)	2.55	-1.55	0.6	0.00	10.0
	L_4			1	-1		-0.50	4.8

Von der Verwendung von Linearkombinationen kann abgesehen werden, wenn kleine Netze bzw. kurze Basislinien (wenige Kilometer Länge) bearbeitet werden, da hierbei die vorhandenen Fehler durch die im folgenden Unterkapitel beschriebenen Hilfsmittel der Differenzbildung ausreichend gut eliminiert werden. I.d.R. wird in kleinräumigen Anwendungen die Lösung auf Basis der L_1 -Beobachtungen ermittelt, da sie, wie Tabelle 4-1 zu entnehmen ist, ein geringeres Signalrauschen aufweisen als L_2 -Beobachtungen.

Die Widelane-Linearkombination (Differenzgleichung) L_5 bzw. L_{Δ} wird erhalten, indem die beiden Phasen durch Wahl von n und m zu 1 bzw. -1 voneinander abgezogen werden ($L_{\Delta} = \Phi_1 - \Phi_2$). Dies erleichtert die Mehrdeutigkeitslösung, da die resultierende Wellenlänge ($\lambda = 86.2$ cm) ungefähr um den Faktor 4 größer als die Ausgangswellenlänge ist. Ein Cycle Slip dieser Linearkombination ist vergleichend zu möglichen atmosphärischen Restfehlern groß. Jedoch erhöht sich auch das Messrauschen (Faktor 4-5), was diese Linearkombination für das Berechnen von Koordinaten ungeeignet macht. Somit müssen für diese Linearkombination gute Näherungskordinaten vorliegen, welche i.d.R. im Rahmen der Festsetzung der Mehrdeutigkeit hierarchisch eingeführt werden. Dieses Vorgehen ist möglich, da durch einen Koordinatenfehler im Zentimeterbereich die Anzahl der ganzen Wellenlängen nicht beeinflusst wird. In metrischer Schreibweise wird diese Linearkombination durch

$$L_5 = L_1 \frac{f_1}{f_1 - f_2} - L_2 \frac{f_2}{f_1 - f_2} \quad (4-23)$$

ausgedrückt. Nach HUGENTOBLE ET AL. (2001b) ist diese Linearkombination prädestiniert zum Einsatz bei mittellangen Basislinien (einige hundert Kilometer Länge). Im Rahmen des hier beschriebenen Anwendungsfalls kommt diese Linearkombination unter Verwendung der SIGMA-Strategie (siehe Kapitel 4.2.4.2) bei der iterativen Lösung der Mehrdeutigkeiten zum Einsatz (siehe Kapitel 7).

L_{Σ} (Narrowlane) erhält man durch Addition der Phasenzyklen ($L_{\Sigma} = \phi_1 + \phi_2$). Diese Linearkombination zeichnet sich durch ein sehr geringes Messrauschen aus und kann in kleinräumigen Netzen ohne ionosphärischen Einfluss oder mit geeigneten Strategien (vgl. LEINEN (1997)) in Netzen größerer Ausdehnung eingesetzt werden. Als problematisch hat sich hierbei die Genauigkeit der verwendeten Bahninformation erwiesen (MERVART 1995).

Die sog. ionosphärenfreie Linearkombination (L_0 bzw. L_3) eliminiert den Haupteinfluss der Ionosphäre (Effekte erster Ordnung), gleichzeitig werden die Einflüsse zweiter Ordnung reduziert, für L_1 besser als für L_2 , so dass L_3 prädestiniert für den Einsatz in ionosphärisch diffizilen Gebieten ist. Diese Linearkombination macht es somit möglich, den Einfluss der Ionosphäre auf die Signalausbreitung zu reduzieren, ohne GPS-Beobachtungen zu verwenden, die auf anderen Stationen zeitgleich erfasst wurden. Während KLOBUCHAR UND KUNCHES (2003) die Elimination unabhängig von der Basislinienlänge mit nahezu 99% beziffern, kann i.d.R. (z.B. BRUNNER UND GU (1991)) lediglich für kurze Basislinien ($l < 100$ km) davon ausgegangen werden, dass die Terme höherer Ordnung einen vernachlässigbar kleinen Einfluss besitzen, siehe hierzu auch HARTMANN UND LEITINGER (1984). Für längere Basislinien müssen diese Terme, die u.a. in der Wechselwirkung zwischen Erdmagnetfeld und Ionosphäre begründet sind und nur in Ausnahmefällen größere Beiträge als 1 cm annehmen, jedoch berücksichtigt bzw. untersucht werden. Diese Linearkombination erhält man durch die Festsetzung der phasenbasierten Koeffizienten n und m zu 1 bzw. $-f_2/f_1$, woraus sich die metrische Schreibweise zu

$$L_3 = L_1 \frac{f_1^2}{f_1^2 - f_2^2} - L_2 \frac{f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} \quad (4-24)$$

ergibt. L_0 hat den Nachteil, dass die Phasennmehrdeutigkeiten der resultierenden Beobachtungsgröße die Eigenschaft der Ganzzahligkeit verlieren. Sind jedoch die Widelane-Mehrdeutigkeiten (N_5) bekannt, können durch Substitution der N_2 -Phasennmehrdeutigkeiten ($N_2 = N_1 - N_5$) die N_1 -Unbekannten bestimmt werden. Dies ist gleichbedeutend mit dem Einführen eines unbekanntem Parameters für jede vorliegende zweifrequente Beobachtung. Weiterhin nimmt das Signalauschausen zu (vgl. zu L_J -Beobachtungen: Faktor 3), was bspw. das Beurteilen der Phasennmehrdeutigkeitenlösung erschwert. Deshalb sollten im Nahbereich oder bei geringer ionosphärischer Aktivität die Narrowlane-Linearkombination oder die originären L_J -Phasennbeobachtungen anstatt L_0 verwendet werden.

Die geometriefreie Linearkombination ($L_4 = L_1 - L_2$) eliminiert die Größen, die identisch (Betrag, Vorzeichen) auf L_1 und L_2 wirken. Hierdurch fallen Einflüsse der Satellitenbahnen, der Näherungskoodinaten sowie der Uhrfehler heraus. Die Phasennmehrdeutigkeiten bleiben als ganze Zahlen erhalten und der Einfluss der Ionosphäre beeinflusst außer bei sehr kurzen Basislinien weiterhin die Ergebnisse. In der Praxis wird L_4 verwendet, um Ionosphärenmodelle zu schätzen (siehe Kapitel 7). V.a. auf kurzen Basislinien weist diese Linearkombination einen sehr ruhigen Verlauf auf und kann aus diesem Grunde prinzipiell zum Aufdecken von Phasennsprüngen genutzt werden.

Die L_6 -Linearkombination kombiniert Trägerphasennbeobachtungen und P-Code-Messungen. Sind genaue P-Code-Beobachtungen (RMS < 1 m) verfügbar, können durch die Verwendung dieser sog. Melbourne-Wübbena-Linearkombination atmosphärische und geometrische Einflüsse sowie Uhrfehler eliminiert werden. Die Wellenlänge der resultierenden Beobachtungsgröße entspricht der L_5 -Wellenlänge (MELBOURNE (1985), WÜBBENA (1985)).

4.2.2 Differenzbildung

Die heute auf dem Markt befindlichen GPS-Softwareprodukte lassen sich an Hand der grundlegenden Observablen in zwei Klassen einteilen. Eine Klasse verwendet originäre GPS-Phasennmessungen (undifferenzierte absolute Auswertung), um Punktkoordinaten zu bestimmen. Auf sie wird im Folgenden nicht näher eingegangen. Eine grundlegende Arbeit hierzu ist mit GOAD (1985) gegeben. Beim relativen Auswertekonzept werden absolut wirkende Einflussfaktoren eliminiert, wodurch einerseits lediglich relative Einflüsse verbleiben, andererseits jedoch die Ableitung von absoluten Aussagen erschwert wird.

Dieses Unterkapitel beschreibt die Grundlagen für Auswerteprodukte, die sich der Differenzbildung (relative differenzielle Auswertung) von Originalträgerphasennbeobachtungen bedienen, um dadurch neue Beobachtungsgrößen zu erhalten. Grundvoraussetzung für eine Differenzbildung und damit den Einsatz von GPS im interferometrischen Modus sind zeitgleich vorliegende GPS-Beobachtungen, empfangen von mindestens zwei Antennen zu mindestens zwei jeweils identischen Satelliten. Unbeeinflusst durch das Hilfsmittel der Differenzbildung bleiben stationsabhängige Einflüsse.

Die den im Folgenden beschriebenen Differenzbeobachtungsgleichungen zu Grunde liegende Beobachtungsgleichung lautet in vereinfachter, gebräuchlicher Notation basierend auf Gleichung (4-15) in Phasennzyklen unter Berücksichtigung der wichtigsten o.g. Einflussfaktoren

$$\phi_k^j(t_i) = -f^j P_{ki}^j / c + N_k^j + f^j \delta^{CLKj}_i + f^j / c [\delta_{ORB}^j + \delta^{ANTj}_i - \delta_{IONk}^j + \delta_{NEUK}^j + \delta_{MPk}^j + \delta_{ANTk} - \delta_{CLKki} + \delta_{RELk}^j + \delta_{TIDk}^j + \delta_{NOIk}^j]. \quad (4-25)$$

Durch Multiplikation mit der Wellenlänge erhält man Gleichung (4-25) in metrischer Schreibweise, welche

$$\rho_k^j(t_i) = P_{ki}^j + \lambda N_k^j + c \Delta^{CLKj}_i + \Delta_{ORB}^j + \Delta^{ANTj}_i - \Delta_{IONk}^j + \Delta_{NEUK}^j + \Delta_{MPk}^j + \Delta_{ANTk} - \Delta_{CLKki} + \Delta_{RELk}^j + \Delta_{TIDk}^j + \Delta_{NOIk}^j. \quad (4-26)$$

lautet. Zwischen den Einflussfaktoren (EF) in Phasennzyklen δ_{EF} und metrischen Einheiten Δ_{EF} besteht der unter Verwendung von Gleichung (4-14) ermittelbare fundamentale Zusammenhang

$$c \Delta_{EFk}^j = f^j \delta_{EFk}^j. \quad (4-27)$$

Diese Observablen (Gleichungen (4-26) und (4-27)) werden auch als Zerodifferenzen bezeichnet.

Durch die Anwendung des im Folgenden beschriebenen differenziellen Auswertekonzepts werden limitierende Faktoren im funktionalen Modell reduziert bzw. eliminiert. Es entstehen jedoch algebraische Korrelationen, denen im stochastischen Modell Rechnung getragen werden muss. Im Folgenden wird lediglich die Notation der hochgenauen Phasennbeobachtung verwendet.

Abbildung 4-2 veranschaulicht die Differenzierungstechniken. Es wird zwischen Ein-, Zwei- und Dreifachdifferenzen^{4,5} unterschieden. In WELLS ET AL. (1986) oder HOFMANN-WELLENHOF ET AL. (2001) werden die einzelnen Differenzen detailliert dargestellt und diskutiert.

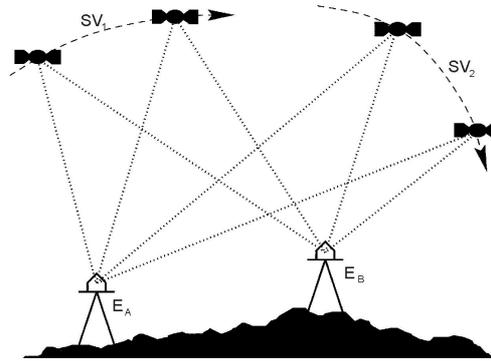


Abbildung 4-2: Differenzbildung

Unter die Gruppe der Einfachdifferenzen fallen Epochen-, Satelliten-, und Empfängereinfachdifferenzen.

Die Empfängereinfachdifferenz wird durch Differenzbildung der an zwei unterschiedlichen Empfängern zur gleichen Zeit registrierten Phasenmessungen erhalten. Der durch diese Differenzbildung entstehende Beobachtungstyp wird Basislinie (engl.: baseline) genannt. Basislinien sind weitestgehend frei vom Einfluss der Satellitenuhr und der satellitenspezifischen Laufzeitverzögerung. Eine vollständige Elimination ergibt sich nur für identische Laufzeiten. Eine Empfängereinfachdifferenz wird im Folgenden mit dem Symbol Δ bezeichnet. Somit ergibt sich für die phasenbasierte Einfachdifferenz zweier Empfangsstationen E_A und E_B zu einem Satelliten SV_1 zu

$$\Delta_{AB} \phi_{E_A E_B}^{SV_1} = \phi_{E_B}^{SV_1} - \phi_{E_A}^{SV_1} \quad (4-28)$$

bzw. in detaillierter phasenzyklischer Schreibweise

$$\Delta_{AB} \phi^j(t_i) = -f^j \Delta_{AB} P^j / c + \Delta_{AB} N^j + f^j / c [\Delta_{AB} \delta_{ORB}^j + \Delta_{AB} \delta^{ANT} j_i - \Delta_{AB} \delta_{ION}^j + \Delta_{AB} \delta_{NEU}^j + \Delta_{AB} \delta_{MP}^j + \Delta_{AB} \delta_{ANTI} - \Delta_{AB} \delta_{CLK} + \Delta_{AB} \delta_{REL}^j + \Delta_{AB} \delta_{TID}^j + \Delta_{AB} \delta_{NOI}^j]. \quad (4-29)$$

Sind die Endpunkte der Basislinie nicht weit voneinander entfernt, dann legen die GPS-Signale den nahezu gleichen Weg durch die Atmosphäre zurück. Durch Empfängerdifferenzen werden die Anteile der Einflüsse eliminiert, die in beiden Zerodifferenzen gleich sind. Durch das Bilden von Basislinien wird bspw. der Einfluss der Ionosphäre auf räumlich benachbarte Beobachtungen um so stärker reduziert je kürzer die Basislinienlänge ist. Die Mehrdeutigkeiten müssen nicht zwangsläufig ganzzahlig sein.

Satelliteneinfachdifferenzen resultieren aus der Differenzbildung von am gleichen Empfänger simultan erfassten GPS-Beobachtungen zu unterschiedlichen Satelliten. Als Symbol wird ∇ verwendet, siehe hierzu Gleichung (4-30) und Gleichung (4-31).

$$\nabla^{12} \phi_{E_A}^{SV_1, SV_2} = \phi_{E_A}^{SV_2} - \phi_{E_A}^{SV_1} \quad (4-30)$$

$$\nabla^{12} \rho_k(t_i) = \nabla^{12} P_{ki} + \lambda_0 \nabla^{12} N_k + \nabla^{12} \Delta_{ORBi} + c \nabla^{12} \Delta_{CLK}^i + \nabla^{12} \Delta_{ANT}^i - \nabla^{12} \Delta_{IONki} + \nabla^{12} \Delta_{NEUki} + \nabla^{12} \Delta_{MPki} + \nabla^{12} \Delta_{ANTki} + \nabla^{12} \Delta_{RELki} + \nabla^{12} \Delta_{TIDki} + \nabla^{12} \Delta_{NOIki} \quad (4-31)$$

Der Vorteil dieses neuen, von der Sollfrequenz f_0 des jeweiligen Trägersignals abhängigen Beobachtungstyps besteht darin, dass der Einfluss des zeitlich variablen Empfängeruhrfehlers eliminiert wird. Gleichzeitig werden empfänger-spezifische, hardwarebasierte Laufzeitverzögerungen eliminiert.

Die Epochen-einfachdifferenz stellt sich als glatte Funktion dar, da die Laufzeitverzögerungen stark reduziert werden und Empfängeruhrfehler und die Satellitengeometrie nur sehr langsamen stetigen Veränderungen unterworfen sind. Als Symbol wird \diamond verwendet.

Geht man davon aus, dass beide originären GPS-Beobachtungen, die eine Einfachdifferenz bilden, dieselbe Genauigkeit σ aufweisen, so ergibt sich unter Annahme von Unkorreliertheit für die Genauigkeit einer Einfachdifferenz ein Wert von $\sqrt{2}\sigma$.

^{4,5} engl.: single, double und triple differences

Zweifachdifferenzen $\nabla\Delta$ - auch Doppeldifferenzen genannt - ergeben sich aus der Differenzbildung zweier Einfachdifferenzen. Hierbei ist v.a. die sog. Empfänger-Satellit-Doppeldifferenz von großer Wichtigkeit. Sie wird aus Empfänger- und Satelliteneinfachdifferenz gebildet und ergibt sich somit formal zu

$$\nabla^{12} \Delta_{AB} \phi_{E_A E_B}^{SV_1 SV_2} = \Delta_{AB} \phi_{E_A E_B}^{SV_2} - \Delta_{AB} \phi_{E_A E_B}^{SV_1} . \quad (4-32)$$

In der Einheit Phasenzyklen bzw. Meter ergeben sich die Gleichungen (4-33) bzw. (4-34).

$$\begin{aligned} \nabla^{12} \Delta_{AB} \phi(t_i) = & -f_0 \nabla^{12} \Delta_{AB} P_i / c + \nabla^{12} \Delta_{AB} N + \nabla^{12} \Delta_{AB} \delta_{ORB_i} + \nabla^{12} \Delta_{AB} \delta_{ANT_i} - \nabla^{12} \Delta_{AB} \delta_{ION_i} + \\ & \nabla^{12} \Delta_{AB} \delta_{NEU_i} + \nabla^{12} \Delta_{AB} \delta_{MP_i} + \nabla^{12} \Delta_{AB} \delta_{ANT_i} + \nabla^{12} \Delta_{AB} \delta_{REL_i} + \nabla^{12} \Delta_{AB} \delta_{TID_i} + \\ & \nabla^{12} \Delta_{AB} \delta_{NOI_i} \end{aligned} \quad (4-33)$$

$$\begin{aligned} \nabla^{12} \Delta_{AB} \rho(t_i) = & \nabla^{12} \Delta_{AB} P_i + \lambda_0 \nabla^{12} \Delta_{AB} N + \nabla^{12} \Delta_{AB} \Delta_{ORB_i} + \nabla^{12} \Delta_{AB} \Delta_{ANT_i} - \nabla^{12} \Delta_{AB} \Delta_{ION_i} + \\ & \nabla^{12} \Delta_{AB} \Delta_{NEU_i} + \nabla^{12} \Delta_{AB} \Delta_{MP_i} + \nabla^{12} \Delta_{AB} \Delta_{ANT_i} + \nabla^{12} \Delta_{AB} \Delta_{REL_i} + \nabla^{12} \Delta_{AB} \Delta_{TID_i} + \\ & \nabla^{12} \Delta_{AB} \Delta_{NOI_i} \end{aligned} \quad (4-34)$$

Diese Differenz vereint die Vorteile der beiden Einfachdifferenzen, somit fallen sowohl Empfänger- als auch Satellitenuhrfehler unter der Annahme, die Fehler der Empfängeruhren seien so genau bekannt, dass die Distanzdifferenzen berechnet werden können, nahezu heraus. Ebenso werden die Einflüsse der Atmosphäre (Neutro^{4,6}, Ionosphäre^{4,7}) für kurze Basislinien vernachlässigbar klein und für lange Basislinien reduziert. Auf Grund dieser Eigenschaften stellt die Doppeldifferenz in den meisten differenziellen GPS-Auswerteprogrammen die Hauptbeobachtungsgröße dar (z.B. HUGENTOBLE ET AL. (2001b)). Zur Detektion von Cycle Slips ist diese Beobachtungsgröße einsetzbar, da sich ein Phasensprung als Niveaushiftung lokalisieren lässt. Durch Anwendung des Fortpflanzungsgesetzes für Varianzen ergibt sich in Abhängigkeit von den Genauigkeiten der originären Zerodifferenzen σ unter der Annahme der Unkorreliertheit eine Genauigkeit für diesen Beobachtungstyp von 2σ . Im Gegensatz zu den Einfachdifferenzen sind hier die resultierenden Beobachtungsgrößen algebraisch korreliert (HOFMANN-WELLENHOF ET AL. 2001).

Dreifachdifferenzen $\diamond\nabla\Delta$ entstehen durch Differenzbildung zwischen Doppeldifferenzen zweier aufeinander folgender Beobachtungsepochen, woraus sich

$$\diamond \nabla^{12} \Delta_{AB} \phi_{E_A E_B}^{SV_1 SV_2} = \left(\nabla^{12} \Delta_{AB} \phi_{E_A E_B}^{SV_1 SV_2} \right)_{i+1} - \left(\nabla^{12} \Delta_{AB} \phi_{E_A E_B}^{SV_1 SV_2} \right)_i \quad (4-35)$$

ergibt. Hierbei werden zusätzlich die Anteile eliminiert bzw. reduziert, für die Korrelationen zwischen zeitlich benachbarten Beobachtungen bestehen. Der resultierende Beobachtungstyp ist frei von Phasemehrdeutigkeiten, falls kein Signalabriss erfolgte bzw. die Phasemehrdeutigkeiten zweier konsekutiver Epochen unverändert bleiben. Unter der Annahme von unkorrelierten originären Beobachtungen mit der Genauigkeit σ resultiert für diesen Beobachtungstyp eine Genauigkeit von $2\sqrt{2}\sigma$. Enthalten sind weiterhin die Strecken zwischen den Satelliten und den Empfangsantennen. Diese Tatsache macht diese Observable zu einem gut geeigneten Hilfsmittel zur Berechnung von Näherungskoordinaten. Auf Grund der fehlenden Phasemehrdeutigkeiten sind Dreifachdifferenzen ungeeignet, endgültige Punktkoordinaten zu bestimmen. Die Hauptaufgabe der Dreifachdifferenzen besteht im Erkennen von Phasensprüngen, da aus einer Niveaushiftung in aufeinander folgenden Doppeldifferenzen ein einzelner Peak in Dreifachdifferenzen resultiert. Somit sind im Gegensatz zu Doppeldifferenzen nicht alle folgenden Beobachtungen durch einen falsch oder nicht erkannten Phasensprung betroffen, sondern lediglich einzelne benachbarte Dreifachdifferenzen. Der Einfluss der Neutrosphäre ist im Gegensatz zur Ionosphäre auf Grund der i.d.R. langsam erfolgenden Änderungen stärker abgeschwächt. Es ergeben sich Gleichung (4-36) und Gleichung (4-37).

$$\begin{aligned} \diamond \nabla^{12} \Delta_{AB} \phi = & -f_0 \diamond \nabla^{12} \Delta_{AB} P / c + f_0 / c [\diamond \nabla^{12} \Delta_{AB} \delta_{ORB} + \diamond \nabla^{12} \Delta_{AB} \delta_{ANT} - \diamond \nabla^{12} \Delta_{AB} \delta_{ION} + \\ & \diamond \nabla^{12} \Delta_{AB} \delta_{NEU} + \diamond \nabla^{12} \Delta_{AB} \delta_{MP} + \diamond \nabla^{12} \Delta_{AB} \delta_{ANT} + \diamond \nabla^{12} \Delta_{AB} \delta_{REL} + \\ & \diamond \nabla^{12} \Delta_{AB} \delta_{TID} + \diamond \nabla^{12} \Delta_{AB} \delta_{NOI}] \end{aligned} \quad (4-36)$$

$$\begin{aligned} \diamond \nabla^{12} \Delta_{AB} \rho = & \diamond \nabla^{12} \Delta_{AB} P + \diamond \nabla^{12} \Delta_{AB} \Delta_{ORB} + \diamond \nabla^{12} \Delta_{AB} \Delta_{ANT} - \diamond \nabla^{12} \Delta_{AB} \Delta_{ION} + \\ & \diamond \nabla^{12} \Delta_{AB} \Delta_{NEU} + \diamond \nabla^{12} \Delta_{AB} \Delta_{MP} + \diamond \nabla^{12} \Delta_{AB} \Delta_{ANT} + \diamond \nabla^{12} \Delta_{AB} \Delta_{REL} + \\ & \diamond \nabla^{12} \Delta_{AB} \Delta_{TID} + \diamond \nabla^{12} \Delta_{AB} \Delta_{NOI} \end{aligned} \quad (4-37)$$

^{4,6} Länge der Basislinie: 20-30 km (BRUNNER UND GU 1991)

^{4,7} Länge der Basislinie: 50-100 km (BRUNNER UND GU 1991)

4.2.3 Das Bermuda-Polygon der phasenbasierten Positionsbestimmung

Bei der Positionsbestimmung unter Verwendung von GPS-Trägerphasenbeobachtungen besteht eine bekannte Korrelationsproblematik. BEUTLER (1998) nennt dieses Phänomen Bermuda-Dreieck und fasst damit die starken Korrelationen zwischen

- den geschätzten Stationskoordinaten, im Speziellen der Stationshöhe,
- der neutrosphärischen Modellbildung, v.a. den in Kapitel 8.7 beschriebenen zenitalen stationspezifischen Zusatzparametern und
- dem Modell der Empfangsantennen, hauptsächlich den in Kapitel 5.3 beschriebenen Variationen des Phasenzentrums

zusammen. Bspw. resultiert nach BEUTLER ET AL. (1988) aus einem Fehler in der neutrosphärischen Modellbildung ein drei Mal so hoher Fehler der geschätzten Stationshöhen. ROTHACHER (1999a) ergänzt diese Einflussfaktoren um das Modell der Abstrahlantenne zum Bermuda-Viereck. Wird neben diesen Einflussfaktoren weiterhin der Empfängeruhrfehler betrachtet, so ist dieser ebenfalls schlecht von den Parametern des Bermuda-Vierecks trennbar. Es werden somit Beobachtungen aus niedrigen Elevationsbereichen zwingend notwendig, um die Einflüsse der Modellparameter voneinander trennen zu können. Durch die Verwendung von horizontnahen Beobachtungen besteht somit die prinzipiell beste Möglichkeit der Dekorrelation. Diese Beobachtungen sind jedoch i.d.R. von minderer Qualität und ihrerseits schwer modellierbar, u.a. da sie einen langen Weg durch die Atmosphäre zurücklegen. Auch steigt mit zunehmender Zenitdistanz die Wahrscheinlichkeit von Mehrwegeeffekten. Um dem mit zunehmendem Zenitwinkel zunehmendem Qualitätsverlust der Beobachtungen Rechnung zu tragen, werden im Rahmen der GPS-Auswertung die Beobachtungen niedriger Elevationen i.d.R. herabgewichtet. Das Finden und Anwenden einer geeigneten Gewichtsfunktion kann somit ebenfalls zur Trennbarkeit der Parameter beitragen. Hierauf wird in Kapitel 5.4 eingegangen. Weiterhin ist aus den o.g. Gründen die Bestimmung und damit die Qualität von Korrekturmodellen für Empfangsantennen deutlich schlechter als in Zenitrichtung. Hierauf wird in Kapitel 5.3 eingegangen. Durch eine extrem schlechte Satellitenverteilung bspw. durch Abschattungen, durch eine unsymmetrische Satellitenkonstellation oder durch lange Basislinien, die auf Grund der Differenzbildung eine Nutzung von horizontnahen Beobachtungen erschweren, sind weitere Auswirkungen auf die o.g. zu schätzenden Parameter möglich. Da i.d.R. die in Kapitel 5.1 beschriebenen IGS Final Orbits als hierarchische Information in den Prozess der Parameterschätzung eingehen, beeinflusst dieser satellitenspezifische Faktor die Elemente des Bermuda-Polygon ebenfalls. Weiterhin spielt die Auswertestrategie eine wichtige Rolle. Hier ist neben dem in Abbildung 4-3 aufgeführten minimalen Elevationswinkel auch die verwendete Linearkombination von großer Bedeutung. AGREN (1997) belegt den raschen Anstieg des Höhenfehlers mit zunehmendem minimalem Elevationswinkel. ROCKEN (1992), VÖLKSEN UND MENGE (1998) oder MADER (1999) weisen die Verstärkung des Einflusses von neutrosphärischen Restfehlern durch die Verwendung der ionosphärenfreien Linearkombination nach.

In Abbildung 4-3 ist der hier beschriebene Sachverhalt schematisch dargestellt. Dabei werden die beiden Antennenmodelle zusammengefasst, da ihre Einflüsse verlustfrei ineinander überführt werden können, siehe hierzu Kapitel 5.3. Der Einfluss des Empfängeruhrfehlers ist - verglichen mit den übrigen Elementen des Bermuda-Polygons - weniger stark, da der Empfängeruhrfehler bei differenzieller Auswertung in einem vorverarbeitenden Auswerteschritt auf Basis von Codebeobachtungen eliminiert wird, siehe Kapitel 4.2.4. Ins Zentrum von Abbildung 4-3 wurde die Höhenkomponente gestellt. Auf Grund starker Korrelationen zwischen den o.g. Parametern wirken jedoch alle beeinflussenden Faktoren ebenso auf die übrigen Parameter.

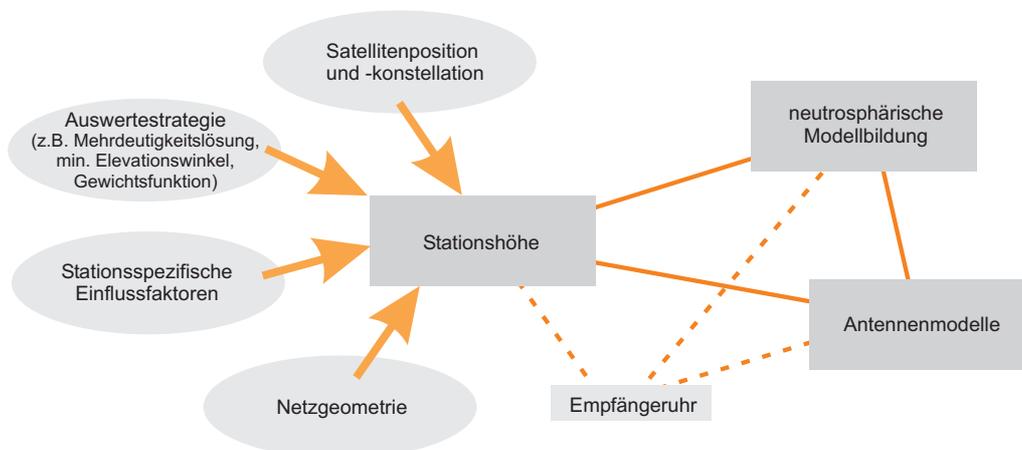


Abbildung 4-3: Das Bermuda-Polygon der phasenbasierten Positionsbestimmung

Auf Grund der ebenfalls hohen Korrelation zwischen den Elementen des Bermuda-Polygons, bspw. der neutrosphärischen Modellbildung und der Mehrdeutigkeitslösung, ist im Speziellen eine korrekte Lösung der Phasenmehrdeutigkeiten nur möglich, wenn einerseits eine vollständige und korrekte Neutrosphärenmodellierung zur Anwendung kommt, andererseits sorgt eine erfolgreiche Festsetzung der Mehrdeutigkeiten für eine Dekorrelation und somit zu einer besseren Trennbarkeit der verbleibenden Parameter. Diese Aussagen werden auch von GÖRRES (1996) bestätigt, die nachweist, dass eine zuverlässige und erfolgreiche Phasenmehrdeutigkeitslösung die Zuverlässigkeit der Höhenkomponente erhöht und somit Grundvoraussetzung für eine hochgenau bestimmte Höhenkomponente ist. Somit muss bei Untersuchungen, die eine gesteigerte Genauigkeit der Höhenkomponente zum Ziel haben, der Einfluss der Mehrdeutigkeitslösung beachtet werden.

4.2.4 Festsetzung von Trägerphasenmehrdeutigkeiten

Bevor mit geeigneten Verfahren die Trägerphasenmehrdeutigkeiten der GPS-Beobachtungen zufriedenstellend gelöst werden können, müssen die erfassten GPS-Beobachtungen vorverarbeitende Schritte durchlaufen. Mit einer geeigneten Strategie müssen hierzu im Vorfeld ausreichend genaue Näherungskordinaten erzeugt werden. Anschließend werden stationsweise unter Einbeziehung von Codemessungen Empfängeruhrfehler nach der Methode der kleinsten Quadrate bestimmt. Dabei wird die L_3 -Linearkombination verwendet. Wird die Auswertung nicht auf der Basis der Zeropfeifferenzen, sondern mittels Differenzbildung durchgeführt, müssen im folgenden Schritt Basislinien in Abhängigkeit von maximaler Beobachtungsanzahl, Antennenübergang und Basislinienlänge definiert werden. Es erfolgt dabei eine Optimierung unter der Bedingung möglichst viele Einfachdifferenzobservablen zu erhalten. Somit sind möglichst kurze Basislinien zu bilden. Gleichzeitig ist darauf zu achten, dass möglichst wenig Basislinien gebildet werden, deren Endpunkte mit unterschiedlichen Empfangseinheiten beobachten. Dies kann zu einer Verschlechterung der Genauigkeit führen, siehe Kapitel 5.3. Im Anschluss daran erfolgt die Bereinigung der Beobachtungen auf Basis von Dreifachdifferenzen. Dreifachdifferenzen, über die Zeit aufgetragen, sind glatte Funktionen, da sich bspw. der verbleibende Einfluss der Neutrosphäre $\diamond \nabla \Delta \Delta_{NEU}$ langsam mit der Zeit ändert und somit konsekutive Beobachtungen sehr stark physikalisch korreliert sind. Hierin ist auch die Tatsache begründet, dass bei der Verarbeitung von Dreifachdifferenzen eine hochgenaue Modellierung der Neutrosphäre unnötig wird.

4.2.4.1 Grundlegendes zur Mehrdeutigkeitslösung

Das wesentliche Kriterium für das Erreichen hochgenauer Positionen mit dem GPS auf der Grundlage von Phasenbeobachtungen ist die algorithmische Festsetzbarkeit der Mehrdeutigkeitsparameter der Doppeldifferenzen auf eindeutig bestimmte natürliche Zahlen (z.B. JOOSTEN UND TIBERIUS (2000)). Die Mehrdeutigkeitsparameter werden somit von anderen Parametern getrennt, was zu einer Stabilisierung der Auswertung führt. Bei korrekter Festsetzung können um den Faktor 4 bessere Genauigkeiten erzielt werden (MERVART 1995). Der Zugewinn an Genauigkeit gegenüber einer float-Lösung ist stark von der Beobachtungsdauer abhängig, da der Gewinn an Genauigkeit v.a. in den ersten Beobachtungsstunden signifikant ist (MERVART ET AL. 1994). Von MERVART ET AL. (1996), DE JONGE (1998) oder KLEIJER (2004) durchgeführte Experimente belegen, dass auch für lange Beobachtungszeiten bis hin zu 24 h durch das Festsetzen der Phasenmehrdeutigkeiten ein Zugewinn an Genauigkeit erzielt werden kann.

Im Prinzip basieren alle bei relativen GPS-Positionierungsverfahren zur Festsetzung der Mehrdeutigkeiten angewandten Strategien auf der Festlegung eines möglichst kleinen mehrdimensionalen Suchraums, der die richtigen Mehrdeutigkeitsparameter enthält. Unterschiede zwischen Lösungsstrategien bestehen in der Art, Form, Größe und Zentrierung des Suchbereichs und den verwendeten Selektionskriterien. Ein Kriterium zur Auswahl der korrekten Mehrdeutigkeiten ist der sog. Ratiotest, welcher auf Basis von Verbesserungsquadratsummen eine beste Lösung erbringen kann. Ein allen Verfahren immanentes Problem besteht in der Validierung der gefundenen Lösungen. Weiterführende Arbeiten zu dieser Thematik sind z.B. EULER UND SCHAFFRIN (1990) und HAN (1997).

Im Kontext des in Kapitel 4.2.3 beschriebenen Bermuda-Polygons wird von DE JONGE (1998) als eine Grundvoraussetzung für eine erfolgreiche und zuverlässige Festsetzung der Mehrdeutigkeiten die Nutzung von genauen und zuverlässigen Satellitenpositionen genannt. In Kapitel 5.1 wird diese Thematik für das Gebiet der Antarktischen Halbinsel untersucht.

Zur durchgreifenden Validierung der erzielten Ergebnisse ist eine sog. Ground Truth sinnvoll. Dabei wird gefordert, dass einerseits Sollresultate berechnet werden können und andererseits die Beurteilung der erzielten Ergebnisse nicht mittels alternativer Beurteilungsparameter (z.B. Genauigkeitsmaße) erfolgen soll.

Die Strategie, die bei der Festsetzung der Mehrdeutigkeiten zur Anwendung kommt, soll möglichst gut an das zu Grunde liegende Datenmaterial und den Anwendungsfall angepasst sein und hängt somit ab von den vorliegenden GPS-Beobachtungen (Code, Phase, Frequenzen, Dauer, Qualität), der Satellitenanzahl und -verteilung sowie der Netzgeometrie und den Basislinienlängen. Erschwert wird eine korrekte Lösung der Phasenmehrdeutigkeiten durch Mehrwegeeffekte oder starke ionosphärische Aktivität (z.B. im Bereich des geomagnetischen Pols bzw. Äquators), siehe hierzu bspw. KING UND BLEWITT (1990) sowie Kapitel 7.

Die gebräuchlichsten Verfahren zur Mehrdeutigkeitslösung werden bspw. in HOFMANN-WELLENHOF ET AL. (2001) vorgestellt. SEEBER (2003) teilt die Ansätze bspw. in Abhängigkeit von den verwendeten Methoden in

- geometrische Lösungsansätze,
- Code-Trägerphasen-Vergleich-basierte Lösungsvarianten,
- Suchverfahren und
- Kombinationsansätze

ein. Auf Grund der Fülle an Publikationen zu dieser Thematik wird im Rahmen dieser Arbeit keine vollständige Darstellung angestrebt.

4.2.4.2 Ausgewählte Lösungsalgorithmen

Dieses Unterkapitel soll die Grundlagen vermitteln, die für einen erfolgreichen Einsatz der beiden ausgewählten Lösungsstrategien SIGMA und QIF notwendig sind. I.d.R. werden diese Lösungsansätze angewandt, wenn langzeitstatische GPS-Beobachtungen in Netzen regionaler Größe auszuwerten sind (MERVART 1995).

Bei der auf Doppeldifferenzen basierenden SIGMA-Strategie werden durch Intervalluntersuchungen Phasenmehrdeutigkeiten bestimmt. Die SIGMA-Strategie wird in zwei Schritten durchgeführt. Zuerst erfolgt die Festsetzung von Wide-Lane-Ambiguities, anschließend unter Einführung dieser Vorinformation die Lösung der L_1 -Phasenmehrdeutigkeiten. Im Rahmen der L_5 -Lösung wird keine hochgenaue Bahninformation benötigt (SCHAER 1999). Ionosphärenmodelle sind jedoch zwingend notwendig (z.B. MERVART ET AL. (1993) oder KING UND BLEWITT (1990)). Die SIGMA-Strategie wird dabei iterativ eingesetzt, wodurch für jede bearbeitete Basislinie nur eine diskrete Anzahl (im Rahmen dieser Arbeit: 1) der zu lösenden Phasenmehrdeutigkeiten nach statistischen Gesichtspunkten festgesetzt wird. Eine Phasenmehrdeutigkeit gilt als gelöst, wenn die ganze Zahl im Intervall $[-3\sigma, 3\sigma]$ liegt. Der Suchraum wird somit ausgehend von reellwertigen Schätzungen und den Genauigkeiten komponentenweise aufgebaut. Eine weitere Restriktion besteht in der Eindeutigkeit, so dass lediglich eine ganze Zahl Element dieses vorgegebenen Intervalls sein darf. Die gelösten Mehrdeutigkeiten werden anschließend bei allen folgenden Durchläufen als bekannt eingeführt. Dadurch erhöht sich die Redundanz sukzessive. Anschließend verbleibt die ebenfalls iterative Aufgabe der Festsetzung der L_1 -Phasenmehrdeutigkeiten bspw. mittels der Narrowlane- (MERVART ET AL. 1994) bzw. mit zunehmendem Punkt-Abstand unter Verarbeitung der L_3 -Phasenmehrdeutigkeiten (BROCKMANN ET AL. 1993). Da die L_3 -Phasenmehrdeutigkeiten jedoch nicht ganzzahlig sind, muss eine indirekte Festsetzung der L_1 -Phasenmehrdeutigkeiten erfolgen. Dabei treten allerdings verglichen mit der L_5 -Linearkombination andere Fehlerquellen z.B. Mehrwegeeffekte, Satellitenbahndaten, Näherungskordinaten, neutrosphärische Refraktion oder das erhöhte Messrauschen in den Vordergrund. V.a. bei kurzer Basislinie erfolgt eine drastische Verstärkung des dispersiven Rauschens (BOCK ET AL. 1986). Zur Eingrenzung und daraus resultierender Beschleunigung der Bestimmung der Phasenmehrdeutigkeiten wird i.Allg. eine Station der Basislinie festgehalten (KING UND BLEWITT 1990). Ebenso ist eine Verwendung von hochgenauen Bahninformationen anzustreben. Nach erfolgreicher Lösung der Mehrdeutigkeiten der Phasenmessung werden sie bei der endgültigen Parameterschätzung (z.B. Koordinatenunterschiede) als fehlerfrei eingeführt (KING UND BLEWITT 1990). Dieses pragmatische Verfahren zur Mehrdeutigkeitslösung in statischen Netzen bei längeren Beobachtungszeiten wird von HUGENTOBLE ET AL. (2001b) ausführlich beschrieben. Obwohl dabei den bei der Ausgleichung geschaffenen Korrelationsstrukturen zwischen den einzelnen Schätzwerten keine Rechnung getragen wird, liefert diese Strategie bis in den mittleren Entfernungsbereich (mehrere hundert Kilometer) zufriedenstellende Ergebnisse. Eine Validierung der Lösung der Phasenmehrdeutigkeiten erfolgt im Rahmen der Festsetzung nicht.

Diese Methode ist, da jede Basislinie zwei Mal bearbeitet werden muss, wenig effizient (KRACK 1997). Sie liefert i.Allg. jedoch leicht bessere Ergebnisse (KRACK 1997) als die QIF-Strategie, bei der alle Basislinien lediglich einmal bearbeitet werden müssen.

Die QIF-Strategie ist ebenfalls phasenbasiert. Dieser auf Doppeldifferenzen beruhende Ansatz wird verwendet um neben dem in Kapitel 7.2 beschriebenen, deterministischen auch dem stochastischen Verhalten der Ionosphäre Rechnung zu tragen. Das Akronym QIF steht dabei für quasi-ionosphärenfrei. Die stochastischen Anteile werden modelliert, wohingegen deterministische Anteile verbleiben. Deshalb wird bei langen Basislinien ein globales, langwelliges Ionosphären-

modell benötigt. Im Detail wird im Rahmen der Anwendung der QIF-Strategie für jeden Satelliten ein stochastischer ionosphärischer Zusatzparameter pro Beobachtungsepoche modelliert und geschätzt. Diese Zusatzparameter erhalten a priori Genauigkeiten im Millimeterbereich (a priori Messrauschen) zugewiesen, so dass hierbei eine satellitenspezifische Gewichtung zum Einsatz kommt. Durch eine geeignete Wahl der Gewichte kann hierbei beeinflusst werden, wie groß der verbleibende ionosphärische Resteinfluss ist. Dabei führen große (kleine) Gewichte zu ganzzahligen (reellwertigen) Phasenmehrdeutigkeiten und somit zu einer L_1/L_2 -Lösung (L_3 -Lösung).

Auf die Ergebnisse, die im Verdichtungsnetz der Antarktischen Halbinsel unter Verwendung dieser beiden Ansätze erzielt wurden, wird in Kapitel 7 eingegangen, da beide Strategien in engem Zusammenhang mit dem Verhalten der Ionosphäre stehen.

5. Stations- und satellitenspezifische Einflussfaktoren

Im Rahmen dieses Kapitels werden wichtige stations- und satellitenspezifische Einflussfaktoren behandelt. Dies geschieht unter besonderer Berücksichtigung der geographischen Lage des Anwendungsgebiets, der Vermarktung sowie des verwendeten Instrumentariums. Im Speziellen widmet sich das erste Unterkapitel den Bahnfehlern, das zweite den Mehrwege- und Beugungseinflüssen und das dritte dem Antennenmodell. Im vierten Unterkapitel wird die stationspezifische Signalqualität beurteilt. Das abschließende Unterkapitel behandelt alle sonstigen stations- und satellitenspezifische Einflussfaktoren.

5.1 Ungenauigkeit der Bahndaten als Einflussfaktor

Die Positionsbestimmung unter Verwendung des GPS basiert auf der Kenntnis der genauen Position der GPS-Satelliten, die als hochfliegende Festpunkte fungieren. Dieses Unterkapitel diskutiert, welche Restriktion durch die zwingende Notwendigkeit der Verfügbarkeit von genauen Bahnpositionen von GPS-Satelliten bestehen, und stellt die besonderen Aspekte für das untersuchte Gebiet der Antarktischen Halbinsel dar. Auf eine Darstellung der Theorie der Bahnbestimmung wird verzichtet. Hierfür sei auf MONTENBRUCK UND GILL (2000) verwiesen.

5.1.1 Grundlegendes zu Bahndaten

Der Internationale GNSS-Service betreibt ein erdumspannendes, ca. 350 Stationen (Stand: Nov. 2005) umfassendes, globales GNSS-Permanetnetz (Abbildung 5-1). Aus den tagtäglich anfallenden Beobachtungsdaten dieser IGS-Stationen werden verschiedene Produkte abgeleitet, welche anschließend zusammen mit originären GPS-Beobachtungen kostenfrei über das Medium Internet (<http://igsceb.jpl.nasa.gov>) zur Verfügung gestellt werden.

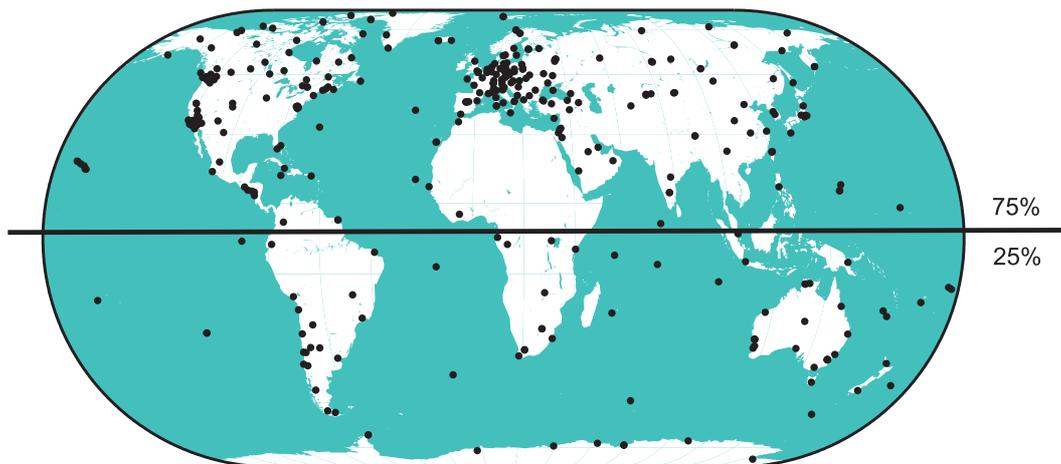


Abbildung 5-1: IGS-Permanetnetz (Stand: Nov. 2004)

IGS-Produkte sind i.d.R. Kombinationslösungen verschiedener Analysezentren. Neben atmosphärischen Produkten für Ionosphäre und Neutrosphäre stellen verschiedene Bahnprodukte die wichtigsten IGS-Erzeugnisse dar. An dieser Stelle sei explizit darauf hingewiesen, dass die von den einzelnen Auswertezentren bzw. durch den IGS zur Verfügung gestellten Orbitinformationen stark von den Auswertestrategien der Analysezentren abhängen. In diesem Abschnitt sollen die Bahnprodukte des IGS kurz beleuchtet werden, da die Ephemeridenprodukte (Tabelle 5-1) i.d.R. hierarchisch eingeführt werden und dadurch einen großen Einfluss auf die Ergebnisse von GPS-Auswertungen haben.

Die stetige Verbesserung und Anpassung der angewandten Auswertestrategien an neueste Forschungsergebnisse und der Ausbau des IGS-Netzes führten zu einer kontinuierlichen Steigerung der Genauigkeit, der Zuverlässigkeit sowie der Robustheit der IGS-Produkte. Das genaueste IGS-Bahnprodukt stellen die IGS Final Orbits dar, die seit dem 2. Jan. 1995 verfügbar sind. Heutzutage wird im Zuge der Datenverarbeitung auf ein früher übliches (z.B. VOGEL 1994) Verbessern dieses IGS-Bahnprodukts verzichtet. Bei genauerer Betrachtung der Stationsverteilung des IGS-Netzes (Abbildung 5-1) fällt eine unregelmäßige Verteilung der IGS-Stationen auf. Hoch verdichteten Bereichen der Nordhalbkugel (z.B. Europa) stehen Gebiete der Südhalbkugel gegenüber, die u.a. aus logistischen Gründen (z.B. Antarktis, Ozeane) eine

wenig regelmäßige Stationsverteilung aufweisen. Die absolute Anzahl an IGS-Stationen der Südhalbkugel ist signifikant geringer als die der nördlichen Hemisphäre.

Die Genauigkeiten der endgültigen IGS-Bahnhinformatoren (IGS Final Orbit) betragen ca. 5 cm (mittlerer Fehler pro Satellitenkomponente⁵⁻¹). Sie genügen somit höchsten Ansprüchen, wie bspw. Vergleiche zu Laserbeobachtungsverfahren (SLR⁵⁻²) zeigen. Diese Vergleiche zeigen jedoch auch, dass zwischen den beiden satellitengeodätischen Verfahren ein systematischer Unterschied (ca. 5 cm) besteht (SPRINGER 1999). Dieser Aspekt ist Gegenstand aktueller Forschungsarbeiten, die u.a. im Kontext der in Unterkapitel 5.3 behandelten absoluten Empfangsantennenmodellierung stehen. Siehe hierzu bspw. auch MENGE (2003). IGS Final Orbits stehen i.d.R. zwei Wochen nach der Erfassung der GPS-Beobachtungen zur Verfügung.

Neben diesem wichtigsten und genauesten IGS-Orbitprodukt werden routinemäßig auch schneller verfügbare Bahninformationen vom IGS (Ultra Rapid, Rapid, Predicted) erzeugt. Die schnelle Verfügbarkeit dieser v.a. in Echtzeitanwendungen eingesetzten IGS-Orbitprodukte ist jedoch gekoppelt mit einer teilweise erheblichen Verschlechterung der Genauigkeit, wie Tabelle 5-1 deutlich zeigt. Die Qualität bspw. der IGS Predicted Orbits ist in der schwierig modellierbaren Bahn einzelner Satelliten bspw. durch Manöver sowie durch schwer modellierbare Kräfte (z.B. Strahlungsdruck, Albedoeffekte) begründet und a priori nicht bekannt. Abhilfe können dabei die sog. Accuracy Codes leisten, welche Informationen bzgl. der zu erwartenden Qualität der Bahninformationen enthalten. Siehe hierzu auch HUGENTOBLE ET AL. (2001a). Insbesondere bei zeitkritischen Anwendungen kommen die IGS Predicted Orbits zum Einsatz. Die Genauigkeit von ca. 50 cm ist zwar um fast eine Größenordnung schlechter als die der IGS Final Orbits, allerdings deutlich besser als die der vom Satelliten ausgesandten Broadcast-Ephemeriden.

Tabelle 5-1: Orbitklassen

Produkt	Genauigkeit [cm]	Verfügbarkeit
IGS Final Orbit	ca. 5	Nach ca. 13 d
IGS Rapid Orbit	< 10	Nach ca. 17 h
IGS Ultra Rapid Orbit	< 10-30	Nach ca. 3 h
IGS Predicted Orbit	< 50	Echtzeit
Broadcast Ephemeriden	ca. 500 ⁵⁻³	Echtzeit

Im Gegensatz zu den IGS-Produkten, welche in der aktuellen, erdfesten und geozentrischen Realisierung des ITRS alle 15 Minuten vorliegen und auf das Massenzentrum der Satelliten bezogen sind (SP3-Format⁵⁻⁴), liegen die mit den GPS-Beobachtungen empfangenen Broadcast-Ephemeriden in einem himmelfesten, nicht mit der Erde rotierenden, geozentrischen Bezugssystem relativ zum Phasenzentrum der GPS-Sendeantenne vor (WARREN UND RAQUET 2003). Enthalten sind hierbei die sechs Keplerelemente der einzelnen Satelliten sowie deren zeitliche Änderungen und Bahnstörungenanteile bezogen auf eine Referenzepoche. Somit muss eine Umrechnung in das WGS 84 erfolgen. Das WGS 84 ist ebenso eine Realisierung des ITRS, jedoch mit untergeordneter Genauigkeit (ca. 5 cm), u.a. da es in das ITRF94 eingerechnet wurde (ROTHACHER UND ZEBHAUSER 2000). Um dem Nutzer möglichst aktuelle Satellitenbahninformationen zur Verfügung stellen zu können, werden diese Ephemeriden nach ca. 1-2 h durch das GPS-Kontrollsegment aufdatiert. Nach KOUBA UND MIREAULT (1997) können einzelne Satelliten bei allen prädierten Bahninformationsprodukten deutlich schlechtere Genauigkeiten (30–50 m) aufweisen als die in Tabelle 5-1 ausgewiesenen.

Nach BAUERSIMA (1983) besteht i.Allg. ein funktionaler Zusammenhang zwischen dem Fehler einer Basislänge Δl und dem Fehler der Satellitenbahninformation Δ_{ORB} , welcher durch die Näherungsformel

$$\Delta l \approx \Delta_{ORB} \frac{l}{R_{SV}} \quad (5-1)$$

beschrieben wird. Dabei entspricht l der Basislinienlänge und R_{SV} der mittleren Flughöhe der GPS-Satelliten (ca. 20200 km). Für die in Tabelle 5-1 aufgeführten, qualitativ unterschiedlichen Bahninformationsprodukte ergeben sich für lokale (Ausdehnung < 100 km), regionale (Ausdehnung 1000 km ... 1550 km⁵⁻⁵ ... 6000 km⁵⁻⁶) bzw. globale Netze (Ausdehnung > 6000 ... 20000 km) Abschätzungen der maximalen durch die Bahninformation begründeten Fehler; siehe hierzu Tabelle 5-2. ROTHACHER (2000b) klassifiziert alternativ lokale (regionale) Netze durch Ausdehnungen kleiner als 25 km (400 km). Es ist festzustellen, dass der Fehler Δl und damit auch der dreidimensionale Punktfehler mit zu-

⁵⁻¹ Radiale Richtung, cross-track, along-track

⁵⁻² Satellite Laser Ranging

⁵⁻³ Nach 7-Parameter-Transformation, notwendig auf Grund unterschiedlicher Bezugssysteme

⁵⁻⁴ Das SP3-Format wurde ursprünglich am National Geodetic Survey (NGS) entwickelt (ROTHACHER UND ZEBHAUSER 2000).

⁵⁻⁵ Maximaler Durchmesser des hochgenauen regionalen Netzes Antarktische Halbinsel

⁵⁻⁶ Maximaler Durchmesser des EUREF

nehmendem Punktabstand linear wächst, bzw. dass bei kurzen Entfernungen zwischen den Netzpunkten auf Grund der räumlichen Korrelation der Einfluss dieses Fehlers nahezu vernachlässigbar ist. Nach ZIELINSKI (1988) beträgt der horizontale Anteil nur ca. 10%-50% des dreidimensionalen Punktfehlers. Die Along-Track-Komponente ist i.d.R. am schlechtesten bestimmt, was zu einer Kippung des Netzes und damit zu Höhenfehlern führen kann (ROTHACHER 2001).

Tabelle 5-2: Bahnfehler in Abhängigkeit von verschiedenen Orbitklassen und unterschiedlichen Netzausdehnungen

Netzgröße		Broadcast Orbits	Predicted Orbits	Rapid Orbits	IGS Final Orbits
lokal	100 km	< 28 mm	< 4 mm	< 4 mm	< 4 mm
regional	1000 km	< 248 mm	< 28 mm	< 4 mm	< 4 mm
	1550 km	< 384 mm	< 40 mm	< 8 mm	< 4 mm
	6000 km	< 1488 mm	< 38 mm	< 32 mm	< 12 mm
global	20000 km	< 4952 mm	< 372 mm	< 100 mm	< 52 mm

Die o.g. Genauigkeitsmaße sind jedoch v.a. bei großen Punktabständen bzw. Netzausdehnungen oder langzeitstatischen GPS-Anwendungen zu pessimistisch. ZIELINSKI (1988) bspw. schlägt deshalb vor, die aus Gleichung (5-1) resultierenden Genauigkeiten mit einem Faktor zwischen 0.1 und 0.25 zu multiplizieren, um realistische Genauigkeitsmaße für solche Anwendungen zu erhalten.

5.1.2 Bahndaten für das Gebiet der Antarktischen Halbinsel

Die präzise Kenntnis der Positionen der GPS-Satelliten ist eine Grundvoraussetzung für eine höchsten Genauigkeitsansprüchen genügende Punktpositionsbestimmung. Hierbei ist zu betonen, dass es sich bei den in diesem Abschnitt behandelten Satellitenbahndaten nicht um Beobachtungsfehler im herkömmlichen Sinn handelt, sondern um Fehlerinflüsse, die im Rahmen der Parameterbestimmung (z.B. Koordinatenschätzung) durch die i.d.R. hierarchische Einführung von möglicherweise fehlerbehafteter Vorinformation resultieren. Im Rahmen der GPS-Datenauswertung im Post-Processing-Modus werden v.a. Broadcast-Ephemeriden sowie – bei höheren Genauigkeitsanforderungen – die endgültigen und präzisen IGS-Bahninformationen verwendet. Wie Tabelle 5-2 zu entnehmen ist, werden die in der Satellitennachricht enthaltenen Broadcast-Ephemeriden mit zunehmendem Punktabstand rasch ungenau. Deshalb werden für hochgenaue Anwendungen ausschließlich die IGS Final Orbits verwendet.

Da vom IGS präzise Bahndaten lediglich alle 15 Minuten zur Verfügung gestellt werden, ist es im Rahmen der Auswertung von GPS-Beobachtungen notwendig, Ephemeriden zu berechnen, die zeitlich höher aufgelöst sind und eine Positionsbestimmung zu einem beliebigen Zeitpunkt ermöglichen. Dabei wird innerhalb der verwendeten Auswertesoftware (Berner GPS-Software) eine Bewegungsgleichung aufgestellt, welche sich aus einem Hauptterm (zentrales Gravitationsfeld der Erde) und einen Störterm (Störbeschleunigung) zusammensetzt. Im Zuge der GPS-Auswertung werden die präzisen IGS-Orbits in sog. Tabular-Orbits umgewandelt, welche anschließend im raumfesten kartesischen Koordinatensystem zur Epoche J2000.0 vorliegen. Hierzu müssen Informationen hinsichtlich der Polbewegung vorhanden sein. Im Besonderen ist bei diesem Schritt darauf zu achten, die zu den Orbits korrespondierenden, im ITRF-Datum vorliegenden Erdrotationsparameter zu verwenden. Um für weitere Berechnungsschritte präzise Uhrinformationen vorliegen zu haben, bspw. zur Verbesserung von durch SA verfälschten Satellitenuhrparametern, werden diese genähert interpoliert. Aus den Tabular-Orbits werden die sog. Standard-Orbits generiert. Hierbei muss über die Bogenlänge die zeitliche Gültigkeit der Lösung der Bewegungsgleichung festgelegt werden. Im Rahmen dieser nach der Methode der kleinsten Quadrate durchgeführten Ausgleichung können maximal neun Zusatzparameter modelliert werden, welche den Strahlungsdruckparametern entsprechen. Hierzu werden die Punktpositionen als Pseudobeobachtungen eingeführt. Als weitere externe Information werden die Ephemeriden- und Gezeitenmodelle DE200 und OT_CSRC verwendet. Das DE200 des JPL (Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, Kalifornien, USA) kompensiert den Störeinfluss von Sonne, Mond und Planeten (im Speziellen Mars und Jupiter) auf die Bahn der GPS-Satelliten (STANDISH 1990). Das OT_CSRC-Modell (EANES UND BETTADPUR 1995) des Center for Space Research (CSR, Austin, Texas, USA) trägt den Ozeangezeiten bis zur Ordnung 4 Rechnung. Dabei werden gleichzeitig die IERS-Konventionen für die Modellierung der elastischen Erde berücksichtigt. Zur Gewährleistung eines stetigen Übergangs zwischen den einzelnen Standardorbitbögen wurden diese im Gegensatz zu den tageweise berechneten Tabular-Orbits mit einer Länge von 36 h jeweils 6 h überlappend in den vorhergehenden und nachfolgenden Tag bestimmt.

In der vorliegenden Arbeit werden Untersuchungen basierend auf GPS-Beobachtungen und Bahninformation beginnend mit dem Jahre 1995 durchgeführt und diskutiert. Die Datengrundlage wurde in Kapitel 3 beschrieben. In den Anfängen des IGS-Permanentstationsnetzes waren einerseits wenige Stationen permanent aktiv, andererseits herrschte ein Gefälle hinsichtlich der Stationsverteilung zwischen nördlicher und südlicher Hemisphäre. Deshalb erscheinen Untersuchungen hinsichtlich der Repräsentativität der präzisen IGS-Bahndaten im antarktischen Bereich notwendig. Mit dem zunehmenden Ausbau des IGS-Netzes werden auch Genauigkeit und Zuverlässigkeit der IGS-Produkte gesteigert.

Gestützt wird dies durch den stetigen Fortschritt der Auswertetechnik sowie geänderten Auswertestrategien der IGS-Analysezentren.

Zur Verifikation und Abschätzung des Fehlereinflusses unpräziser Bahninformationen wurden zu Testzwecken Verbesserungen basierend auf hochfrequenten (15 s) und qualitativ dem IGS-Standard (z.B. Receiver-Antennen-Technologie, Elevationswinkel) entsprechenden GPS-Daten, die im Bereich der Antarktis im Jahr 1995 erfasst wurden, an die vorliegenden IGS-Bahninformationen (Orbit, Erdrotationsparameter) angebracht und die Auswirkungen dieser Bahndatenverbesserungen anhand anschließend geschätzter Parameter (z.B. innere Genauigkeitsmaße, Koordinatenzeitreihen, -differenzen, -genauigkeiten) bewertet. Resümierend kann für diese Untersuchungen festgestellt werden, dass die gewählte Auswertestrategie zur Bahn- und Erdrotationsparameterverbesserung keinen systematischen oder signifikanten Einfluss auf die geschätzten Koordinaten oder deren Genauigkeiten hat. Somit können die finalen IGS-Bahninformationen sowie die zugehörigen Erdrotationsparameter unverändert verwendet werden. Diese Fehlerquelle bleibt im weiteren Verlauf der Arbeit unberücksichtigt, da im Fallbeispiel des Verdichtungsnetzes Antarktische Halbinsel alle in BEUTLER ET AL. (1989) aufgeführten Grundvoraussetzungen einer erfolgreichen Orbitverbesserung erfüllt sind. U.a. befinden sich fünf oder mehr Stationen in einem Bereich mit einer Ausdehnung von 1000 km. Weiterhin soll die Beobachtungsdauer mehr als 4 h betragen. Ebenso ist die Forderung nach konsekutiven Beobachtungstagen erfüllt.

In STEIGENBERGER ET AL. (2006) werden Bestrebungen beschrieben, alle archivierten GPS-Beobachtungen des IGS zu reprozessieren, um IGS-Produkte mit homogener Qualität zu erhalten. Untersuchungen belegen, dass unter Verwendung von solchen IGS-Produkten stabilere und somit bessere interpretierbare Ergebnisse erhalten werden.

Im Gegensatz zu anderen Auswerteprogrammen wird im Rahmen der hier beschriebenen Untersuchungen unter Verwendung der Berner GPS-Software auf eine Verbesserung bzw. Schätzung der Satellitenuhrparameter aus Phasenbeobachtungen verzichtet; sie werden vielmehr fehlerfrei (hierarchisch) eingeführt. Alternativ verfahren bspw. EMARDSON ET AL. (1998), welche die Satellitenuhrfehler als sog. White-Noise-Process (Weißes Rauschen) modellieren.

5.2 Zum Einfluss von Mehrwege- und Beugungseffekten

Die Ergebnisse von GPS-Beobachtungen sind u.a. abhängig vom gewählten Antennenstandort. Hierbei können z.B. sog. Mehrwegeeffekte (engl.: multipath effects) einen entfernungsunabhängigen, auf Grund seiner Komplexität schwer modellierbaren und nahezu nicht präzisierbaren lokalen Einflussfaktor darstellen. Mehrwegeeffekte sind durch die in Kapitel 4 beschriebenen Techniken der Differenz- und Linearkombinationsbildung nicht reduzierbar, da i.Allg. nicht alle beteiligten Stationen in gleicher Art und Weise betroffen sind. In diesem Zusammenhang kann zwischen verschiedenen Streuungseffekten (engl.: scattering effects) unterschieden werden. Zu nennen sind

- Reflexionen: Rückstrahlung an für Radiowellen glatten Oberflächen,
- Diffraktion: Beugung an Kanten oder Ecken von Objekten und
- Diffusion: Streuung an für Radiowellen rauhen Oberflächen.

Mehrwegeeffekte treten auf, wenn GPS-Signale, die auf dem elektromagnetisch direkten Weg von Sende- zu Empfangsantenne gelangen, von Signalen, die auf indirektem Weg empfangen werden, überlagert werden. Insbesondere treten Mehrwegeeffekte in der Nähe des Messpunktes an Wänden oder Dächern sowie dem Boden oder Pfeilern auf. Aber auch in Antennenbestandteilen können solche limitierenden Einflüsse begründet sein.

Mehrwegeeffekte lassen sich in Abhängigkeit von der Elevation (positiv, negativ) in zwei Gruppen einteilen. Mehrwegeeffekte mit positiver Elevation treten bspw. an über dem Antennenhorizont befindlichen Hauswänden auf. Bodenreflexionen können als Beispiel für Mehrwegeeffekte mit negativer Elevation angeführt werden, die einen nicht zu unterschätzenden Einfluss auf die Ergebnisse haben können. Die Unebenheiten des Reflektors sind hierbei klein gegenüber der Wellenlänge des Signals. Eine Unterscheidung zwischen Reflexion und diffuser Streuung ist über das Rayleigh-Kriterium in Abhängigkeit von der Wellenlänge möglich (MACKE 1961).

Die gebeugten Signale hingegen erreichen GPS-Empfangsantennen, obwohl dies bspw. auf Grund von Hindernissen auf elektromagnetisch direktem oder durch Reflektionen auf indirektem Weg nicht möglich ist. Diese Fehlerquelle macht sich v.a. bei kurzzeitstatischen oder kinematischen Anwendungen genauigkeitslimitierend bemerkbar und führt bspw. zu einer erschwerten Phasenmehrdeutigkeitslösung oder großen Fehlern bei der Koordinatenbestimmung. Da sich dieser Einflussfaktor weiterhin auf die Signalstärke auswirkt, bzw. unter Verwendung dieser sekundären Beobachtungsgröße detektiert und reduziert werden kann, wird im weiteren Verlauf hierauf detailliert eingegangen.

Im Folgenden sollen alle o.g. stationsabhängigen Streuungseffekte, welche einen Beitrag zur Diskrepanz zwischen theoretischer, v.a. hardwareabhängiger Genauigkeit der originären GPS-Messungen, und praktisch erzielbarer Genauigkeit der GPS-Auswertung liefern, unter dem Begriff Mehrwegeeffekte subsummiert werden.

Begründet durch die Wechselwirkung von originärem elektromagnetischen Signal und reflektiertem indirekten Signal ergeben sich durch die beschriebenen Phänomene der Reflexion, Beugung und Streuung Veränderungen der zirkularen Polarisation des GPS-Signals; dies kann zur Elimination dieser Signale genutzt werden. Hierauf wird jedoch im Rahmen der vorliegenden Arbeit im Sinne einer Modellierung bzw. Berücksichtigung im funktionalen Modell nicht eingegangen. Vielmehr erfolgt – wie in Unterkapitel 5.4 ausgeführt wird – eine Lösung innerhalb der stochastischen Modellbildung. Hierzu wird die bspw. in BÖDER ET AL. (2001) beschriebene Korrelation zwischen Mehrwegeeinfluss und Signalstärke genutzt. Nähere Informationen zur Polarisation von Signalen sind in KRAUS (1998) zu finden.

5.2.1 Grundlagen und ausgewählte Lösungsansätze

Mehrwegeeinflüsse führen - die Ausbreitungsbedingungen des GPS-Signals analysierend - durch ein- oder mehrmalige Reflexion an Oberflächen teilweise mit anschließender Überlagerung der originären Beobachtungen oder Beugung des GPS-Signals zu einer zeitlichen Verzögerung des direkten, ursprünglich rechtszirkular polarisierten Signals und somit zur Verlängerung des zurückgelegten Weges. Daraus resultieren falsche Phasenlagen und Amplituden sowie fehlerhafte (Pseudo-)Strecken- bzw. Phasenmessungen. Die so beeinflussten Signale sind i.d.R. deutlich schwächer als die originären, direkten Signale. Maximale theoretische Fehler (Phasenunterschied) von 90° ($\lambda/4$) können angenommen werden (LEICK 2003).

LANGLEY (1998b) gibt in Mehrwegeeffekten begründete maximale Phasenbeobachtungsfehler von 5 cm an. Dieser Wert wird unter der Annahme abgeleitet, dass direktes und reflektiertes Signal dieselbe Frequenz besitzen. ZHANG (1999a) gibt als realistischen Wert einen Betrag von ca. 1 cm an. Wird der C/A- bzw. P-Code zur Positionsbestimmung verwendet, so können sich durch Beeinflussung der Modulation des GPS-Signals Fehler in der Größenordnung von bis zu 150 m bzw. 15 m ergeben. In weiteren Literaturstellen z.B. WANNINGER (2000a) werden deutlich geringere Werte angegeben. Mehrwegeeffekte sind auf Grund der sich zyklisch ändernden Umweglängen in erster Näherung als periodisch zu bezeichnen (quasiperiodisch) und hängen primär vom Abstand d zwischen Antenne und Reflektor ab. Dominant sind hierbei Perioden von wenigen Minuten ($d > 1$ m). Treten jedoch Reflexionen in unmittelbarer Nähe der GPS-Antenne ($d \ll 1$ m) auf, bspw. begründet durch einen sehr niedrigen, bodennahen Aufbau, so können sich durchaus Perioden von einer bis hin zu mehreren Stunden ergeben (GEORGIADOU UND KLEUSBERG 1988). Deshalb sollten bodennahe Aufstellungen vermieden (JOHNSON ET AL. 1995) und damit die Mehrwegeeinflüsse reduziert werden. BYUN ET AL. (2002) sprechen von einer Zunahme um ca. 10% (Maßzahl: Standardabweichung) bei einer Antennenhöhe von 20 cm im Gegensatz zu 1.5 m. Diese Richtwerte sind jedoch nicht allgemein gültig und somit nicht notwendiger Weise auf spezielle Anwendungsfälle übertragbar.

Der Fehlereinfluss Mehrwegeeffekt nimmt auf Grund der o.g. Quasiperiodizität proportional mit der Zunahme der Messzeit stark ab, da bei langen Beobachtungszeiten (langzeitstatische Messungen) ein Reduktions- bzw. Mittelungseffekt auftritt, so dass die eigentlich systematischen Mehrwegefehler zu nahezu zufällig verteilten Fehlern entarten. Dies ist nach HEISTER ET AL. (1997) ab einer Beobachtungsdauer von ca. 3 h der Fall, da bei längeren Beobachtungszeiten weder für die Lage- noch für die Höhenkomponente eine signifikante Verbesserung der inneren Genauigkeit erzielt werden kann. Zusätzlich nimmt das Verhältnis von mehrwegebelastrten Beobachtungen zur Gesamtzahl der Beobachtungen mit Zunahme der Beobachtungsdauer i.d.R. ab, wodurch der Einfluss der mehrwegebelastrten Beobachtungen abnimmt.

Diesem a priori nicht zufällig verteilten Einflussfaktor kann durch geeignete Hardware (Antenne, Empfänger) entgegengewirkt werden. Durch Filter, Signalverarbeitungstechniken oder implementierte Routinen (on-receiver-processing) sowie durch bautechnische Eigenschaften können die verfälschten Signale von mehrwegereinen getrennt werden (KING UND BLEWITT 1990). Siehe hierzu MEEHAN UND YOUNG (1992), BONA UND TIBERIUS (2000) oder STEWART (2003).

Somit ist es zwingend notwendig bei GPS-Messungen, die mit dem Ziel durchgeführt werden, hochgenaue Punktkoordinaten zu bestimmen, geeignete Empfangsantennen und Empfänger zu verwenden. I.Allg. gilt schirmen Grundplattenantennen reflektierte Signale gut ab, besser als eine Antenne ohne Grundplatte dies könnte. Allerdings sind Beugungseffekte an den Randbereichen der Grundplatte nicht auszuschließen. Speziell für den kombinierten Einsatz mit Grundplatten konstruierte Antennen weisen i.d.R. eine spezielle Empfangscharakteristik auf, die den Empfang von mehrwegebelastrten und damit abgeschwächten, horizontnahen Signalen verhindert. GPS-Signale, die bspw. am Boden reflektiert werden und anschließend unterhalb des Antennenhorizonts in die GPS-Antenne eindringen, werden durch

das Verwenden von Grundplatten nicht ausreichend reduziert (MENGE 2003). Besser geeignet zur Reduktion dieses Einflusses sind Choke-Ring-Antennen, die die Feldstärke flach einfallender Signale durch lamellenartige Metallringe, welche konzentrisch um die Empfangsbauteile angeordnet sind, verarbeiten. Diese beiden Antennenarten beeinflussen durch ihre spezielle Empfangscharakteristik auch die Signale oberhalb des Antennenhorizonts (WEILL 1997).

Da zur Zeit keine einfachen Regeln zur formalen Beschreibung dieser Fehlerquelle bekannt sind, wirkt man dem Auftreten dieses limitierenden Faktors i.d.R. durch eine sorgfältige, mit Sachverstand durchgeführte Auswahl der Beobachtungspunkte in einfacher und praxistauglicher Weise entgegen (HEISTER ET AL. 1997), insofern dies möglich ist. Das Auftreten von Mehrwegeeffekten kann jedoch nicht gänzlich verhindert werden. Bei vorhandenem Mehrwegeeffekt können Analysen durchgeführt auf Basis der Code-Beobachtungen (z.B. EVANS 1986), der Signalstärke (AXELRAD ET AL. 1994) oder unter Verwendung anderer Techniken (z.B. GE ET AL. (2002), WIESER (2002), GE ET AL. (2000), WANNINGER UND MAY (2000)) Abhilfe schaffen.

Zur Reduktion bzw. Elimination von Mehrwegeeinflüssen kann die sich täglich wiederholende geometrische Konstellation von Satellit, Reflektor und Empfangsantenne genutzt werden. Vorauszusetzen ist dabei, dass keine Veränderungen in der Stationsumgebung oder durch Satellitenmanöver auftreten. Beachtet werden muss dabei, dass von der rotierenden Erde aus betrachtet alle Satelliten jeden Tag genähert 236 s früher an derselben Position ihrer Bahn zu beobachten sind. Die Satelliten haben in dieser Zeit die Erde zweimal umrundet. Die Periode der Wiederholung der Konstellation ist jedoch bspw. auf Grund der Abhängigkeit von der Flughöhe nicht für alle Satelliten identisch. Schwankungen zwischen 235 s und 255 s sind dabei für die Abweichung zwischen doppelter Satellitenumlaufzeit und einem Sonntag beobachtbar (MENGE UND SEEGER 2000). Bildet man die Differenz zweier GPS-Beobachtungen, für die o.g. Bedingungen der Konstellationswiederholung gelten, so werden alle Fehlereinflüsse, die lediglich von der Konstellation zwischen Sendeantenne, Reflektor und Empfangsantenne abhängen, eliminiert. Somit stellt diese Differenzierungstechnik eine Möglichkeit dar, Mehrwegeeinflüsse zu eliminieren. Da die Periode der Konstellationswiederholung genähert mit der Länge eines siderischen Tages zusammenfällt, wird dieses Hilfsmittel der Fehlerelimination in der Literatur teilw. als siderisches Differenzieren bezeichnet.

Signalmehrwege und deren Einflüsse auf GPS-Beobachtungen hängen somit ab von

- Reflektor (z.B. Form, Oberflächenbeschaffenheit, Größe, Material)
- Geometriekonstellation (absolute und relative Lage),
- Instrumentarium (z.B. Antenneneigenschaften),
- GPS-Signal (z.B. Frequenz, Stärke) und
- Beobachtungsgröße (Code bzw. Phase).

Die Einflüsse auf die geschätzten Parameter sind auf Grund der hohen Korrelation innerhalb des Bermuda-Polygons schwer allgemeingültig zu quantifizieren. Theoretisch ist mit einer Erhöhung der Wahrscheinlichkeit von mehrwegebeeinflussten Signalen mit zunehmender Zenitdistanz zu rechnen. Allerdings zeigen statistische Auswertungen umfangreichen Beobachtungsmaterials z.B. von HEISTER ET AL. (1997), dass auf kurzen Basislinien, wobei atmosphärische und satellitengeometrische Einflüsse leicht eliminiert werden können, die besten inneren Genauigkeiten für $E = 5^\circ$ erzielt werden können. Daneben kann - wie oben erwähnt - trotz sorgfältiger Auswahl der Beobachtungsortlichkeit bspw. auf Grund von logistischen Restriktionen nicht davon ausgegangen werden, dass GPS-Beobachtungen vollständig frei von Mehrwege- oder Beugungseffekten sind. Deshalb wird im Rahmen der vorliegenden Arbeit ein pragmatischer Ansatz gewählt, bei dem unter Verwendung des Verhältnisses von Signal- und Rauschleistung stations- und instrumentenabhängige Gewichtsfunktionen zur Kompensation von Mehrwegeeinflüssen verwendet werden. Siehe hierzu auch Unterkapitel 5.4.

5.2.2 Untersuchungen zum Mehrwegeverhalten im Verdichtungsnetz Antarktische Halbinsel

Zur Detektion, Lokalisierung und Quantifizierung von Signalen, die durch Mehrwegeeffekte gestört sind, wurden verschiedene Softwareprogramme entwickelt. Anzuführen sind hier beispielhaft die beiden Programme TEQC (<http://www.unavco.ucar.edu/software/teqc/teqc.html>) und WaSoft/Multipath (<http://www.wasoft.de>). Das codebasierte Freeware-Programm TEQC arbeitet nach dem Prinzip der absoluten Punktpositionierung und ermöglicht die Abschätzung des Mehrwegeeinflusses auf Codemessungen. Codebeobachtungen werden im Rahmen der hochgenauen Positionsbestimmung mit der Berner GPS-Software verwendet, um den Empfängeruhrfehler zu bestimmen und zu beseitigen. Für die letztendlich genutzten, genaueren Phasenbeobachtungen können durch die Analyse dieser Mehrwegeeinflüsse jedoch keine gesicherten Rückschlüsse gezogen werden. Zur Analyse der Mehrwegebelastung von Phasenbeobachtungen wird das Programm Multipath der Fa. WaSoft verwendet. Grundvoraussetzung für den Einsatz dieser Software ist das Vorliegen von Zweifrequenz-GPS-Beobachtungen eines mindestens drei Stationen umfassenden Netzes. Die Koordinaten der Stationen sollten mit Zentimetergenauigkeit bekannt sein. Die Netzausdehnung soll möglichst unter 150 km liegen, da dann vernachlässigte atmosphärische Effekte die Mehrwegedetektion nicht negativ

beeinflussen. Um durch Mehrwege gestörte Signale zuverlässig detektieren zu können, sind Beobachtungen von mindestens 24 h nötig. Im Zuge der Auswertung unter Verwendung des Softwareprogramms Wasoft/Multipath werden Beobachtungen, für die $E > 50^\circ$ gilt, als fehlerfrei angenommen. Die resultierenden Mehrwegeeffekte werden stationsweise ausgegeben, wobei jedoch auf Grund der differenziellen Auswertestrategie und der damit einhergehenden Analyse basierend auf Doppeldifferenzresiduen zwischen Stationen eines Netzes Korrelationen bestehen. V.a. bei starker Mehrwegelastung einer Station können dadurch Interpretationsprobleme auftreten, da Mehrwegeeffekte einer Station die restlichen Netzstationen beeinflussen. Aus diesem Grund wurde das in dieser Arbeit behandelte Verdichtungsnetz in überlappende Teilbereiche eingeteilt. Die gewählten Punktgruppen sind in Tabelle 5-3 zu finden.

Tabelle 5-3: Punktgruppen der phasenbasierten Mehrwegeuntersuchungen

Punktgruppe	Stationen	Max. Punktabstand [km]
1	Palmer (PAL1, PALM), Vernadsky	185
2	Cape Notter, O'Higgins (OHG1, OHIG), Punta Spring	189
3	Jubany/Dallmann (DAL1, DALL), Esperanza, Great Wall Station, Kliment Ohridsky, Cape Notter, O'Higgins (OHG1, OHIG), Arturo Prat	190
4	Esperanza, Marambio, O'Higgins (OHG1, OHIG)	120
5	Jubany/Dallmann (DAL1, DALL) Elephant Island	181

Weist eine Station einer Punktgruppe starke Mehrwegeeffekte (z.B. *ESP1* in Punktgruppe 3 und 4) auf, so wird auf Grund der Beeinträchtigung der Detektion von Mehrwegeeffekten der übrigen Stationen die betreffende Punktgruppe erneut ausgewertet, diesmal jedoch ohne Berücksichtigung der stark mehrwegelasteten Station.

Die Beobachtungen auf den Stationen der Antarktischen Halbinsel im repräsentativen Zeitraum 25. Jan. - 4. Febr. 1998 wurden tageweise analysiert. Somit liegt für jede Punktgruppe eine Stichprobe vom Umfang elf vor. Die Mehrwegelastung der einzelnen Stationen wurde sowohl innerhalb der einzelnen Punktgruppen, als auch bei Stationen, die in mehreren unabhängigen Punktgruppen vertreten waren (z.B. *O'Higgins*, Punktgruppen: 2, 3 und 4), zwischen den Punktgruppen analysiert, was durchweg reproduzierbare Ergebnisse erbrachte. In Tabelle 5-4 sind die Resultate für alle Stationen des Netzes der Antarktischen Halbinsel zusammengefasst. Dabei ist festzustellen, dass lediglich die Netzpunkte *ESP1* und *SPR1* eine mindere Qualität aufweisen, ebenso die Station *DALL*, die jedoch ein Exzentrum von *DAL1* ist. *DAL1* zeichnet sich zudem durch eine längere Beobachtungshistorie aus.

Tabelle 5-4: Qualitative Klassifikation der GPS-Stationen der Antarktischen Halbinsel der SCAR98-GPS-Kampagne bzgl. Phasenmehrwegelastung (A: sehr gute Qualität; B: gute Qualität; C: mittlere Qualität; D: schlechte Qualität) in Abhängigkeit von den gewählten Punktgruppen (Tabelle 5-3)

Station	Punktgruppe				
	1	2	3	4	5
<i>DAL1</i>			A		A-B
<i>DALL</i>			C		C-D
<i>ELE1</i>					B
<i>ESP1</i>			D	D	
<i>GRW1</i>			A-B		
<i>KOH</i>			A		
<i>MAR1</i>				A	
<i>NOT1</i>		A-B	A		
<i>OHIG</i>		A	A	A	
<i>OHG1</i>		B	A-B	B	
<i>PAL1</i>	A				
<i>PALM</i>	C				
<i>PRA1</i>			A		
<i>SPR1</i>		C-D			
<i>VER1</i>	B-C				

In Abbildung 5-2 sind die beiden dominierenden Vermarktungsarten, die im regionalen GPS-Netz der Antarktischen Halbinsel Verwendung finden, abgebildet. Einerseits konnte auf bestehende, tiefgegründete Pfeiler zurückgegriffen werden. Dies ist bspw. bei der Netzstation *OHG1* der Fall. Wenn Punkte aus geologischen und logistischen Gesichtspunkten festgelegt wurden und die GPS-Messungen bodennah ausgeführt werden, kann der optimale Empfang von GPS-Signalen nicht immer sichergestellt werden und Mehrwegeeffekte können zu qualitativ schlechten GPS-Beobachtungen führen. Dies ist v.a. bei Netzpunkten der Fall, die im Rahmen der GPS-Beobachtungskampagnen in das an-

stehende Gestein eingebracht wurden. Dargestellt wird im rechten Bild von Abbildung 5-2 der bodennahe Aufbau der Station *SPRI*.



Abbildung 5-2: Vermarktungsarten des regionalen Netzes Antarktische Halbinsel; links: Pfeileraufbau (O'Higgins, OHG1), rechts: bodennahe Aufbau (Punta Spring, SPRI).

Um die Qualität sowie die Stabilität der Ergebnisse zu dokumentieren, ist in Abbildung 5-3 und Abbildung 5-4 die mittlere Mehrwegebelastung der qualitativ hochwertigen IGS-Beobachtungsstation *OHIG* der Punktgruppen 2, 3 und 4 sowie einzelne ausgewählte, repräsentative Tageslösungen (26.-28. Jan. 1998) der Station *DALI*, die eine geringfügig stärkere Mehrwegebelastung aufweist, dargestellt. Für die Station *OHIG* werden keine Mehrwegeeffekte, die im Mittel größer als 5 mm sind, erhalten.

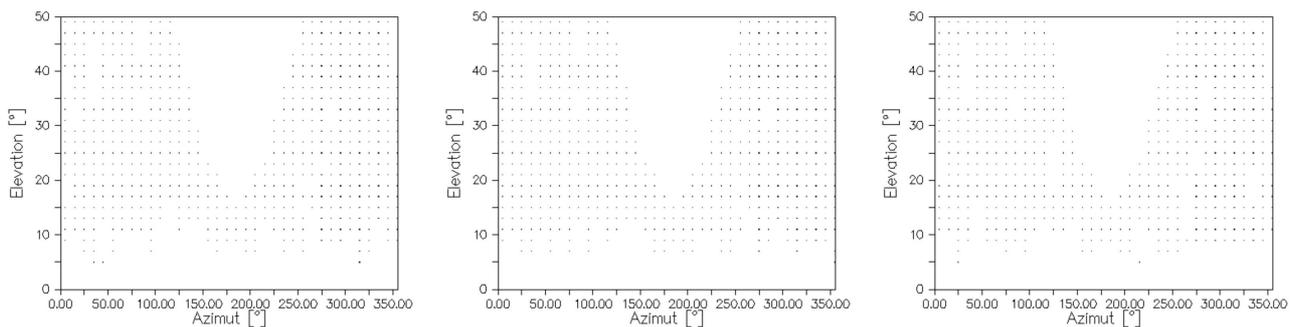


Abbildung 5-3: Mittlere Mehrwegeplots der IGS-Station O'Higgins (OHIG) resultierend aus den Punktgruppen 2, 3 und 4; Symbolik: kein Symbol: keine Beobachtungen; kleiner Punkt: Beobachtungen nicht bzw. schwach MP-belastet ($RMS < 0.5$ cm)

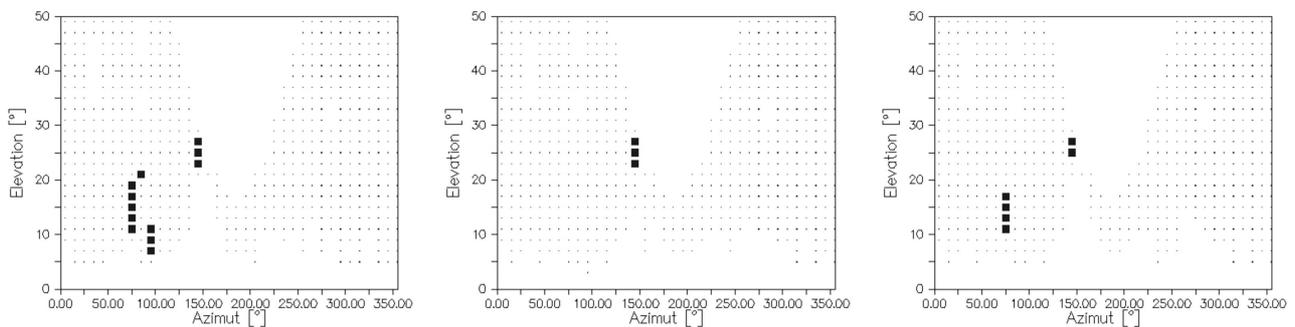


Abbildung 5-4: Drei ausgewählte Tagesplots (26.-28. Jan. 1998) des Mehrwegeeffektes (MP) der Station Jubany/Dallmann (DALI); Symbolik: kein Symbol: keine Beobachtungen; kleiner Punkt: Beobachtungen nicht bzw. schwach MP-belastet ($RMS < 0.5$ cm); Quadratsymbol: Beobachtungen MP-belastet ($RMS > 1.5$ cm)

Das verwendete Programm Wasoft/Multipath analysiert Doppeldifferenzresiduen. Die Doppeldifferenzen werden zwischen zwei Netzstationen und einem hoch ($E > 50^\circ$) und einem tief stehenden ($E \leq 50^\circ$) Satelliten gebildet. Durch Korrelationstechniken können mehrwegebelastete GPS-Signale detektiert werden. Die Zeitspanne der Korrelations-

untersuchungen beträgt 20 Minuten. Bei Mehrwegeinflüssen, die eine deutlich geringere Frequenz aufweisen, was bspw. bei bodennahem Aufbau zu erwarten ist, ist die Detektion aller auftretender Mehrwegeeffekte weniger zuverlässig. Somit kann die in diesem Kapitel beschriebene Untersuchung zwar Hinweise auf die Mehrwegelastung der Phasenbeobachtungen der Netzstationen geben, jedoch kein abschließendes Urteil. Es wird deshalb auf den in Kapitel 5.4 beschriebenen pragmatischen Ansatz verwiesen.

5.3 Zur Antennenmodellierung als Einflussfaktor

Dieses Kapitel führt in die Thematik der Korrekturmodelle für GPS-Antennen ein. Im Vordergrund stehen dabei Empfangsantennen. Hierzu werden grundlegende Sachverhalte präsentiert und diskutiert, die im weiteren Verlauf der Arbeit benötigt werden. Es wird erarbeitet, dass bei einer Nichtberücksichtigung der bspw. fertigungsbedingten Unterschiede (z.B. Konstruktionstoleranzen) der verschiedenen Empfangsantennen mit einer nicht mehr vernachlässigbaren Verschlechterung der im Verlauf der überbestimmten GPS-Signalverarbeitung geschätzten Zwischen- und Endergebnisse (z.B. Mehrdeutigkeiten, Koordinaten, Genauigkeiten) zu rechnen ist. Dies gilt im Besonderen bei GPS-Projekten, die höchsten Genauigkeitsansprüchen genügen sollen. Abschließend wird auf den Einfluss der Sendeantenne eingegangen. Alle vermittelten Inhalte sind in Kontext des Bermuda-Polygons zu sehen, dessen Teilaspekt Antennenmodell für den regionalen Anwendungsfall der Antarktischen Halbinsel untersucht wird.

Eine Grundvoraussetzung der Satellitenpositionierung ist der Empfang und das anschließende erfolgreiche Verarbeiten der elektromagnetischen GPS-Signale durch die GPS-Empfangsantenne. Treffen GPS-Signale auf eine GPS-Antenne, so induzieren die zugehörigen Felder Ströme. Die Signale des GPS sind jedoch bspw. im Vergleich zu den von Radiosendern ausgesandten Signalen sehr schwach (2 dB im Zenit, zum Horizont abnehmend). Zur Detektion dieser schwachen Signale und zur induktiven Umwandlung der Signale in Ströme, aber auch zur Elimination unerwünschter Signale, muss eine GPS-Antenne speziell ausgeprägt sein. Auf die bautechnischen Aspekte zur Reduktion des Einflusses von mehrwegelasteten Signalen wurde in Kapitel 5.2 eingegangen. Im Rahmen dieser Arbeit werden nicht alle Aspekte der Antennenmodellierung beschrieben. Deshalb sei auf LANGLEY (1998a), der aus geodätischer Sicht eine umfassende Einführung in diese Thematik gibt, und GEIGER (1988), der sich den gängigsten – auch nicht GPS-spezifischen Antennenformen widmet, verwiesen. Daneben liegt mit MENGE (2003) eine aktuelle Arbeit für den Themenkomplex Antennenmodellierung vor. Sie gibt u.a. einen hervorragenden Einblick in die Komplexität des Empfangs- und Sendeverhaltens von GPS-Antennen sowohl unter elektrotechnischen als auch unter praktischen geodätischen Gesichtspunkten.

5.3.1 Einführende Bemerkungen zur GPS-Antennenmodellierung

Bei der Ausmessung elektromagnetischer Wellen ist es von großer Bedeutung, auf welche im Innern der GPS-Antenne gelegene Position sich die durchgeführten Messungen und somit die bestimmten dreidimensionalen Koordinaten bzw. Koordinatenunterschiede beziehen. Diese Position muss nicht zwangsläufig mit dem Punkt zusammenfallen, der für eine Antenne vor der Fertigung als Sollposition spezifiziert wurde. Es wird zwischen der o.g. physikalischen Position des Zentrums der Empfangsbauteile (mechanisches Phasenzentrum) und dem sog. elektrischen Phasenzentrum unterschieden. Die Position des elektrischen Phasenzentrums ist u.a. abhängig von der Feldgeometrie und den elektromagnetischen Eigenschaften der Antenne. Weiterhin variiert die Lage des elektrischen Phasenzentrums mit der Richtung (Elevation, Azimut), der Frequenz⁵⁻⁷ des einfallenden Signals und kann nicht als konstanter dreidimensionaler Korrekturwert (Offset) bei der Auswertung korrigierend angebracht werden. Somit spielt diese stationsspezifische Fehlerquelle - im Gegensatz zur VLBI⁵⁻⁸-Auswertung, bei der die Signale aus nahezu identischen Richtungen einfallen - eine wichtige Rolle.

Zur Definition des variablen Offsets wird deshalb in der Fachliteratur (z.B. WÜBENNA ET AL. (2000)) die folgende Vorstellung verwendet: Innerhalb eines kleinen Raumwinkels sei durch die Punkte gleicher Phase des GPS-Signals eine Fläche definiert, die als sog. Phasenfront (engl.: phase pattern) bezeichnet wird. Diese Fläche kann für ausreichend kleine Raumwinkel idealisiert mittels einer Kugeloberfläche approximiert werden, wobei der Mittelpunkt dieser Kugel dem Phasenzentrum entspricht. Weicht die Phasenfront des gesamten einfallenden GPS-Signalfeldes von der strengen Kugelform ab, so ist auch das Phasenzentrum nicht mehr als Kugelmittelpunkt interpretierbar und eine erweiterte Modellvorstellung notwendig.

⁵⁻⁷ Werden Linearkombinationen verarbeitet, kann die Lage der Phasenzentren unter Verwendung von Gleichung (4-17) berechnet werden.

⁵⁻⁸ Very Long Baseline Interferometry

Existiert durch Messungen oder per Definition eine Näherung für die Position des Phasenzentrums, so kann die Abweichung der aktuellen Phasenlage in Abhängigkeit von der Signalrichtung modelliert und als relativer Korrekturwert angebracht werden (Phasenzentrumsvariation). Diese Korrekturwerte können bspw. ausreichend genau durch Reihenentwicklungen nach Kugelflächenfunktionen approximiert werden. Weiterhin sind die meisten Antennencharakteristika in guter Näherung durch rotationssymmetrische Funktionen, unabhängig von azimuthalen Variationen beschreibbar. Ein die richtungsabhängige, dreidimensionale und frequenzabhängige Lage der Phasenzentren von Empfangsantennen beschreibendes Modell setzt sich somit aus einem Offset sowie richtungsabhängigen und frequenzabhängigen Variationen zusammen. Dieser Sachverhalt wird in Abbildung 5-5 visualisiert, wobei hier auf die üblicherweise verwendete Darstellung der Phasenzentrumsvariationen als Abweichungen von der idealen Kugelform verzichtet wird.

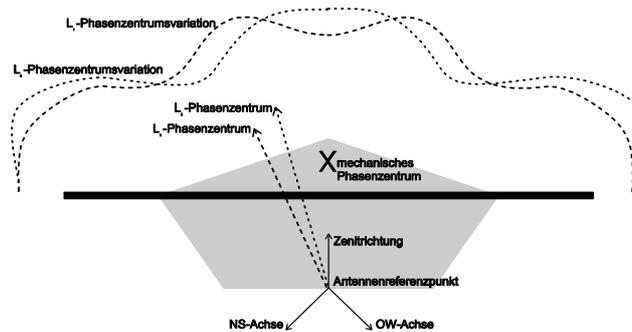


Abbildung 5-5: Definition des Phasenzentrums

Damit GPS-Antennen überhaupt in der geodätischen Praxis eingesetzt werden können, wird eine außerhalb des Antennenkorpus liegende, physikalisch wohldefinierte Referenz benötigt, auf welche bspw. bei der Bestimmung der Instrumentenhöhe (Antennenhöhenmessung) oder anderer Zentrierungselemente Bezug genommen werden kann. Dies ist notwendig da die Phasenzentren von außen nicht erreichbar sind. Diese Referenz wird als Antennenreferenzpunkt (engl.: antenna reference point) bezeichnet. Der Antennenreferenzpunkt fällt nach IGS-Konvention mit mechanischen Symmetrieachsen zusammen. In diesem Punkt wird ein antennenfestes Koordinatensystem (x_1 -Achse: Nordrichtung, x_2 -Achse: Ostrichtung, x_3 -Achse: Zenit) errichtet, wodurch die Position des elektrischen Phasenzentrums beschrieben werden kann.

5.3.2 Korrekturmodelle für GPS-Empfangsantennen

Setzt man voraus, dass jede GPS-Antenne in einzigartiger Weise den Empfang von GPS-Signalen beeinflusst, so sind zwei prinzipiell unterschiedliche Strategien zur Berücksichtigung dieses Effektes möglich (GEIGER 1988). Einerseits kann eine Modellierung angestrebt werden, andererseits eine Symptombekämpfung. Die Modellierung wird an der Komplexität bspw. der GPS-Signalstruktur scheitern. Deshalb wird in der geodätischen Praxis die Symptombekämpfung (GEIGER 1988) mittels Korrekturmodellen angewandt, dabei wird die Wirkung losgelöst von der Ursache modelliert. Die Korrekturmodelle werden durch Antennenkalibrierungsverfahren bestimmt. Die Berücksichtigung von Antennenkalibrierungen wird notwendig, sobald die zu bestimmenden Koordinatenunterschiede mit Zentimetergenauigkeit gefordert werden.

Kalibrierverfahren werden in absolute und relative Verfahren eingeteilt. Weiterhin wird zwischen Feld- und Laborkalibrierung unterschieden. Eine weitere Klassifikation kann hinsichtlich der Modellbildung, die der Kalibrierung zu Grunde liegt, erfolgen, sowie an Hand der ermittelten Resultate. Prinzipiell können entweder

- mittlere Phasenzentrumsoffsets,
- mittlere Phasenzentrumsoffsets und elevationsabhängige Phasenzentrumsvariationen oder
- mittlere Phasenzentrumsoffsets sowie elevationsabhängige und azimuthale Phasenzentrumsvariationen

ermittelt werden.

5.3.2.1 Relative GPS-Antennenkalibrierung

Es werden GPS-Antennen im Feld auf Basis der Phasenbeobachtungen relativ zu einer Referenzantenne kalibriert. Somit ist die Bestimmung in Gebrauchslage prinzipiell möglich. Dies bedeutet, dass lediglich Unterschiede zur Referenzantenne bestimmbar sind. Die Empfangscharakteristik der Referenzantennen ist a priori bekannt oder wird, wie z.B. im Falle der vom NGS und IGS verwendeten Referenzantenne (Dorne Margolin T, AOAD/M_T), per Definition

(ROTHACHER UND SCHMID 2002) festgelegt. Dieses am weitesten verbreitete Kalibrierungsverfahren wird unter der Annahme durchgeführt, dass auf Grund eines geringen Punktabstands (1 ... 100 m) alle Fehlerquellen mit Ausnahme des zu schätzenden Antennenmodells verschwindend klein sind, hinreichend gut modelliert werden können oder auf Grund von langen Beobachtungszeiten stark reduziert werden. Die Bestimmung des mittleren dreidimensionalen Offsets wird vor der Festlegung der Phasenzentrumsvariationen optimiert für einen gewählten minimalen Elevationswinkel durchgeführt.

Der Fachliteratur sind verschiedene Verfahren zur Ableitung von relativen Kalibrierungswerten zu entnehmen, bei denen entweder die Basislinienendpunkte (i.d.R. Pfeiler) exakt bekannt sein müssen oder mittels Antennentausch bestimmt werden können. Durch die Rotation beider Antennen wird die genaue Kenntnis des Raumvektors zwischen Referenz- und zu kalibrierender Antenne obsolet. Eine Veränderung an der Referenzantenne sollte jedoch vermieden werden (WANNINGER 2002). Das Drehen bspw. um 180° der zu kalibrierenden Antenne ist auf Grund des sog. Nordlochs⁵⁻⁹ Grundvoraussetzung für die Schätzung von absoluten horizontalen, auf Koordinatenbasis ermittelten Phasenzentrumsfehlern, welche als Offsetwerte interpretiert werden können. Ein solches Vorgehen ist für die Verwendung der ermittelten Korrekturmodelle an von der Kalibrierörtlichkeit abweichenden Aufstellungen notwendig. In diesem Zusammenhang muss jedoch beachtet werden, dass die ermittelten Korrekturwerte streng genommen nur für die Kalibrierörtlichkeit (z.B. geographische Lage, Satellitenkonstellation, Antennennahfeld) Gültigkeit besitzen.

I.d.R. wird bei relativen Kalibrierverfahren auf das prinzipiell mögliche Schätzen von relativen azimutabhängigen Phasenzentrumsvariationen verzichtet, obwohl GPS-Antennen mit teilweise großen azimutalen Abhängigkeiten bekannt sind (ROTHACHER ET AL. 1996), da elevationsabhängige Phasenzentrumsvariationen dominieren (SCHMITZ ET AL. 2003). Die ermittelten Offsets von Einzelkalibrierungen können zur Aufdeckung von Ausreißern innerhalb einer Baureihe verwendet werden. WANNINGER (2001) bzw. SCHULTE (2001) beschreiben Entwicklungen, um dieses Verfahren durch motorisiertes Drehen der zu kalibrierenden Antennen zu beschleunigen und qualitativ zu verbessern. Ein wohldefiniertes Kippen würde das Schätzen von absoluten Höhenoffsets ermöglichen, allerdings ist dies i.Allg. nicht mit der notwendigen mechanischen Präzision und Zuverlässigkeit möglich.

Mittels relativer Kalibrierverfahren sind somit absolute (relative) horizontale (vertikale) Offsets und relative i.d.R. lediglich elevationsabhängige Variationen des Phasenzentrums schätzbar.

Von verschiedenen Institutionen werden permanente Antennenkalibrierfelder betrieben bzw. wurden umfangreiche Feldkalibrierungskampagnen durchgeführt (z.B. MADER (1999), ROTHACHER (1999a), KANIUTH (1999a), WANNINGER UND BÖHME (1999), ROTHACHER ET AL. (1996), BREUER ET AL. (1995)). Das teilweise leicht modifiziert angewandte Verfahren basiert auf Einfach- oder Doppeldifferenzen. Durch die Analyse der auftretenden Residuen können, nachdem mittlere Offsets bestimmt wurden, mittels Polygon⁵⁻¹⁰ oder Polynomansätzen⁵⁻¹¹ (stückweise lineare Funktionen, kubische Splines) oder Kugelflächenfunktionen⁵⁻¹² (elevationsabhängig: Grad 8-10, Ordnung 0; elevationsabhängige und azimutale Variationen: Grad 8-10, Ordnung 5) Phasenzentrumsvariationen ausreichend genau geschätzt werden. ROTHACHER ET AL. (1995) sind weiterführende Angaben zur hierbei angewandten Auswertestrategie zu entnehmen.

Die Nachteile der relativen Antennenkorrekturmodelle liegen v.a. in der Abhängigkeit der ermittelten Ergebnisse von der verwendeten Referenzantenne und der Örtlichkeit. Abschattungen z.B. durch umliegende Gebäude oder Bewuchs sollten bei der Ermittlung von repräsentativen Kalibrierungswerten ebenso ausgeschlossen werden wie die Signalbeeinträchtigung bspw. durch Störsender. Mehrwegeeffekte können sowohl an der Referenzantenne als auch an der zu kalibrierenden Antenne nicht gänzlich ausgeschlossen werden. Weiterhin ist die Qualität (z.B. Signal-Rausch-Verhältnis) horizontnaher GPS-Beobachtungen im Vergleich zu den übrigen empfangenen GPS-Signalen minderwertig. Zur Detektion möglicher Restfehler, die auf Mehrwegeeffekte zurückzuführen sind, bieten sich alternative, kontrollierende Kalibrierungen an anderen Örtlichkeiten an. Trotz der o.g. Einschränkungen hat das Verfahren der relativen Antennenkalibrierung in der gängigen geodätischen Praxis u.a. aus Gründen der Wirtschaftlichkeit Einzug gehalten. Die am häufigsten verwendeten relativen Antennenkorrekturmodelle werden hierbei durch den IGS zur Verfügung gestellt bzw. am NGS ermittelt.

Im Rahmen der NGS-Kalibrierung werden die mittleren Offsets mittels Doppeldifferenzen, die Phasenzentrumsvariationen hingegen auf Basis von Einfachdifferenzen geschätzt. Da bei der Verwendung von Einfachdifferenzen Uhrunterschiede zwischen den beiden Empfängern bestehen können, wird eine externe Frequenzreferenz (Rubidiumoszillator) verwendet. Dabei werden auf einer exakt in Nord-Süd-Richtung verlaufenden ca. 5 m langen Pfeilerbasislinie (Beobachtungsdauer: 24 h, Pfeilerhöhe: 1.8 m) die mittleren Offsets sowie die elevationsabhängigen Phasen-

⁵⁻⁹ Bereich mittlerer nördlicher Breite, in dem auf Grund der Satellitenbahngeometrie keine GPS-Signale empfangen werden.

⁵⁻¹⁰ z.B. ROTHACHER ET AL. (1995) oder KANIUTH ET AL. (1998)

⁵⁻¹¹ z.B. BREUER ET AL. (1995)

⁵⁻¹² z.B. ROTHACHER ET AL. (1995), WÜBBENA ET AL. (1997) oder MENGE (2003)

zentrumvariationen mit einem minimalen Elevationswinkel von 15° bzw. 10° für beide Trägersignale unabhängig voneinander bestimmt. Die Phasenzentrumsvariationen werden dabei in 5° -Intervallschritten für den Elevationsbereich $E \in [10^\circ; 90^\circ]$ unter Verwendung eines Polynomansatzes vierter Ordnung epochenweise ermittelt. Für $E < 10^\circ$ wurden Variationen des Phasenzentrums bis vor wenigen Jahren per Definition zu Null gesetzt. Aktuell werden die Phasenzentrumsvariationen für $E < 10^\circ$ auf dem Niveau der 10° -Phasenzentrumsvariationen konstant gehalten. Weiterführende und aktuelle Informationen zur NGS-Kalibrierung sind der Internetseite des NGS (<http://www.ngs.noaa.gov/ANTCAL>) zu entnehmen. Die Genauigkeiten dieser Korrekturwerte betragen i.Allg. 3-6 mm für die Höhe bzw. 1-2 mm für die Lage. Basierend auf einer endlichen Grundgesamtheit von Kalibrierungen einzelner Antennen (Individualkalibrierung) können repräsentative Mittelwerte einzelner Antennentypen bzw. Baureihen (Typkalibrierung) berechnet werden. I.d.R. werden diese Typkalibrierungen bei GPS-Auswertungen verwendet.

In wissenschaftlichen und kommerziellen Auswerteprodukten ist die Nutzung der Kalibrierwerte des IGS weit verbreitet. ROTHACHER UND MADER (1996) beschreiben die Strategie, die der Berechnung dieser Korrekturwerte zu Grunde liegt. Ziel dieser Arbeit war es, basierend auf verschiedenen relativen und absoluten Kalibrierungskampagnen einen Satz von repräsentativen mittleren Antennenoffsets und zugehörigen relativen elevationsabhängigen Phasenzentrumsvariationen für beide Trägersignale zur Verfügung zu stellen, wobei die azimutabhängigen Variationen des Antennenphasenzentrums wiederum unberücksichtigt blieben.

Die Strategien von IGS und NGS basieren auf dem Prinzip der relativen Typkalibrierung und besitzen einen schwerwiegenden Nachteil, der allen relativen Kalibrierverfahren eigen ist. Für die Referenzantenne (Dorne Margolin T) wird lediglich ein mittlerer Höhenoffset zugelassen, wohingegen sowohl die Lageoffsets als auch Phasenzentrumsvariationen per Definition zu Null gesetzt werden. Davon kann a priori nicht ausgegangen werden. Am NGS durchgeführte Untersuchungen bestätigen die hier geäußerten Bedenken (ROTHACHER UND MADER 1996). MENGE (2003) weist dies mittels Absolutkalibrierung nach.

5.3.2.2 Absolute Kalibrierverfahren

Um die Abhängigkeiten von der Referenzantenne, die bei den relativen Kalibrierverfahren bestehen, zu eliminieren, können absolute Verfahren verwendet werden. Hierbei ist zwischen Labor- und Feldverfahren zu unterscheiden. Beide Verfahren liefern absolute Kalibrierwerte zusammengesetzt aus absolutem dreidimensionalen Offset und absoluten Phasenzentrumsvariationen. Die Kalibrierwerte dieser beiden unabhängigen Verfahren stimmen prinzipiell überein. CAMPBELL ET AL. (2004) und ROTHACHER UND SCHMID (2002) belegen, dass die Verwendung dieser Kalibrierwerte zu nahezu identischen Ergebnissen führt.

Absolute Kammerkalibrierung

Absolute Kammerkalibrierungen werden zu den sog. Laborkalibrierungsverfahren gezählt. Sie werden seit Mitte der Achtziger Jahre (SIMS 1985) mit dem Ziel durchgeführt, für einzelne Antennen unabhängig vom Antennenstandort oder einer Referenzantenne hochgenaue Korrekturwerte bestehend aus absoluten mittleren Offsets sowie zugehörigen elevations- und azimutabhängigen Phasenzentrumsvariationen für die Phasenzentrumsmessung zu erhalten. Hierzu werden sog. mikrowellentote bzw. echolose Räume (i.d.R. Absorberhallen) genutzt, in welchen die zu kalibrierende GPS-Antenne durch Drehungen und Kippungen relativ zum festen künstlichen Sender bewegt wird. Hierdurch können Unterschiede des Phasenzentrums aus Phasendifferenzen in Abhängigkeit vom angehaltenen Elevationswinkel (z.B. SCHUPLER ET AL. (1996): 10° , ROCKEN ET AL. (1996): 0°) bestimmt werden. Somit können die Messwerte gleichmäßig über die Antenne verteilt werden. Absolute Kammerkalibrierungen erfordern allerdings einen aufwändigen und teuren Messaufbau, da der physikalische Punkt, um den die Antenne bewegt wird, hochgenau bzgl. des physikalischen Antennenreferenzpunktes bekannt sein muss. Weiterhin sind sie sehr anfällig gegenüber Restanteilen der Mehrweegeausbreitung bei nicht exakt angepasster Mikrowellendämpfung innerhalb der Kammer sowie bei Unregelmäßigkeiten im Versuchsaufbau. Schon früh wurden Inkonsistenzen (große Maßstabsfaktoren) zwischen den Ergebnissen von GPS-Auswertungen, bei denen alternativ absolute und relative Antennenmodelle verwendet wurden, festgestellt. Siehe hierzu bspw. ROTHACHER ET AL. (1996). Weiterführende Informationen und aktuelle Trends zu diesem Kalibrierungsverfahren sind bspw. SCHULPER (1994), BREUER ET AL. (1995), SCHUPLER UND CLARKE (2001) sowie CAMPBELL ET AL. (2004) zu entnehmen.

Absolute Feldkalibrierung

Um die Hauptdefizite der oben angeführten Kalibrierungsverfahren, die bspw. in der Abhängigkeit von einer Referenzantenne (relative Kalibrierung) oder durch Restmehrweegeeffekte (absolute Kammerkalibrierung) bestehen, zu beheben, wurde das Verfahren der absoluten Feldkalibrierung entwickelt (MENGE UND SEEBER 2000).

Das am Institut für Erdmessung der Universität Hannover in Kooperation mit der Fa. Geo++ entwickelte Verfahren ermöglicht die Trennung von prinzipiell korrelierten Einflussparametern. Wie in Kapitel 5.2.3 beschrieben, bestehen v.a. in niedrigen Elevationen starke Korrelationen zwischen Mehrwegeeffekt und Signalqualität. Somit ist eine Elimination der Mehrwegeeffekte Grundvoraussetzung für eine qualitativ hochwertige Bestimmung von Antennenkalibrierwerten.

In einer ersten Realisierung wird die grundlegende Überlegung verarbeitet, dass sich nach einem Sterntag die Satellitenkonstellation wiederholt. Durch die in Kapitel 5.2.1 beschriebene sog. siderische Differenzbildung können die wiederholt auftretenden Mehrwegeeffekte weitestgehend eliminiert werden. Werden Doppeldifferenzen von siderischen Differenzen einer kurzen Basislinie gebildet, so fallen sowohl die Uhrfehler als auch die atmosphärischen und satellitenbahnbedingten Einflüsse auf Grund des geringen Stationsabstands heraus. Da jedoch durch diese Art der Differenzbildung ebenso die zu bestimmenden Antennenfehler eliminiert werden, erfolgt unter Verwendung eines Roboterarms ein wohl bestimmtes Drehen und Kippen der zu kalibrierenden Antenne. Somit werden durch diesen Ansatz lediglich die Einflüsse der zweiten nicht zu kalibrierenden Antennen eliminiert, was trotz differenzieller Auswertestrategie absolute Antennenmodelle liefert. Weitere Vorteile dieses Verfahrens liegen in der Verwendung von echten GPS-Signalen sowie in einer homogenen und dichten Überdeckung der Antennenhemisphäre mit Beobachtungen. Zudem wird die zu kalibrierende Antenne gekippt, dadurch können Phasenkorrekturen basierend auf qualitativ hochwertigem Beobachtungsmaterial bestimmt werden. Dies führt für Korrekturwerte, die für den Bereich des Antennenhorizonts bestimmt werden, zu einer erheblichen Genauigkeits- und Zuverlässigkeitssteigerung. Die erzielten inneren Genauigkeiten dieses Verfahrens liegen für Elevationsbereiche größer (kleiner) als 5° bei 0.2-0.3 mm (0.4 mm). Die L_1 -Wiederholbarkeiten werden mit 0.5 mm für den Elevationsbereich $E = [10^\circ; 90^\circ]$ angegeben. Für niedrige Elevationen werden ungefähr doppelt so große Werte angenommen.

Eine Weiterentwicklung dieser zeitaufwändigen, zweitägigen Kalibrieremethode ist in SCHMITZ ET AL. (2003) und WÜBBENA ET AL. (2000) beschrieben. Dabei werden undifferenzierte GPS-Beobachtungen in Echtzeit unter Ausnutzen der hohen Korrelation von Mehrwegeeffekten konsekutiver GPS-Daten als stochastische Prozesse behandelt. Wiederum ermöglicht das in diesem Fall schnell ausgeführte Bewegen der zu kalibrierenden Antenne die Elimination von Mehrwegeeffekten und Phasenzentrumsvariationen, ohne auf das Hilfsmittel der siderischen Differenzbildung zurückgreifen zu müssen.

5.3.3 Zum Einfluss der GPS-Antennenmodellierung

Die Strategien, die bei der Schätzung der verschiedenen Korrekturmodelle für GPS-Empfangsantennen verwendet werden, sowie die ermittelten Modelle selbst unterscheiden sich teilw. grundlegend. Die Einflüsse, die sich daraus theoretisch auf die Observablen ergeben, hängen u.a. von

- der Länge der Basislinie bzw. der Netzausdehnung,
- den verwendeten Antennen und
- der Ausrichtung der Antennen

ab. Bei geringen Stationsabständen und bei vollkommen identischem Verhalten der Antenne werden durch Empfänger-einfachdifferenzen die Einflüsse des Korrekturmodells eliminiert. Weisen die Antennenmodelle Unterschiede auf (unterschiedliche Antennen, Unterschiede innerhalb einer Serie), so wird auch für kurze Basislinien die Berücksichtigung von Phasenzentrumsvariationen notwendig. Bei gleicher Ausrichtung können relative Phasenzentrumsvariationen verwendet werden. Mit zunehmender Länge der Basislinie reichen auch für baugleiche Antennen auf Grund der Änderung der Orientierung von Sende- und Empfangsantennen relative Antennenmodelle nicht mehr aus. Es werden absolute Korrekturwerte benötigt. Dies gilt im Besonderen bei großräumigen Anwendungen, die eine Parallelausrichtung der GPS-Antennen bspw. auf Grund von großen Punktabständen oder polnahen Vermessungen (rasche Änderung der magnetischen Deklination) nicht garantieren können. Bei diesen Anwendungen verlaufen die lokalen Nord- und Zenitrichtungen auf beiden Stationen nicht parallel. Deshalb werden Satellitensignale des gleichen Satelliten auf verschiedenen Stationen aus unterschiedlichen Richtungen (Elevation, Azimut) empfangen (Basislinienlänge: 1000 km (1500 km), Elevationsunterschied: 3° (5°)). Dies führt dazu, dass durch das Hilfsmittel der Differenzbildung keine Elimination des Fehlereinflusses der Antennenmodelle erfolgt.

Durch absolute Kalibrierverfahren ist eine unabhängige Validierung der hinsichtlich der Referenzantenne bei relativen Kalibrierverfahren getroffenen Annahmen möglich. SCHMITZ ET AL. (2003) zeigen, dass die Annahmen bspw. einer nicht vorhandenen Elevationsabhängigkeit der Referenzantenne (AOAD/M_T) für hochgenaue praktische Anwendungen nicht haltbar sind. Die detektierten Unterschiede sind u.a. abhängig von der analysierten Linearkombination. Wird die L_3 -Linearkombination betrachtet, können maximale systematische Fehler auftreten.

MADER (2000) untersucht unter Verwendung von sowohl relativ als auch absolut kalibrierten GPS-Antennen und unter Berücksichtigung von elevationsabhängigen Phasenzentrumsvariationen für Standardauswertungen die Auswirkungen des Antennenmodells auf Tagesdaten (Beobachtungsdauer: 24 h). Dabei werden je nach Antennenkombination für die Höhenkomponente systematische Unterschiede zwischen den mit relativen und absoluten Korrekturmodellen erzeugten Lösungen bis zu 1.2 cm (4.7 cm) bei 5 m (100 km) langen Basislinien festgestellt. Die unter Verwendung der absoluten Antennenmodelle ermittelten Höhen nehmen dabei immer größere Werte an. MENGE UND SEEGER (2000) sowie MADER UND CZOPEK (2002) zeigen durch detaillierte Untersuchungen, dass der Einsatz von absoluten Kalibrierungswerten zur Garantierung von hochgenauen Ergebnissen für die Vertikalkomponente bei langen Basislinien unerlässlich ist. SPRINGER (1999) stellt bei der Verwendung von absoluten Kalibrierungswerten im Rahmen der Erzeugung einer globalen GPS-Lösung des IGS-Netzes große Maßstabsfaktoren ($15\text{-}20 \text{ ppB}^{5-13}$) zu mit vergleichbaren anderen hochgenauen Raumverfahren (z.B. SLR) ermittelten globalen Lösungen fest. Dies wird bspw. in ROTHACHER (1999a) und ROTHACHER (2000a) bestätigt. Der Grund hierfür ist in der bis dato eher rudimentären Modellbildung für Satellitensendeantennen zu suchen. Zwischen den elevationsabhängigen Phasenfronten von Sende- und Empfangsantenne besteht nämlich nach ROTHACHER UND SCHMID (2002) eine triviale, direkte und ein-eindeutige Beziehung. Auf Grund der Variation des Phasenzentrums der Satellitenabstrahlantenne mit der Richtung des ausgesandten GPS-Signals wird erstmalig von ROTHACHER (1999a) eine Modellverbesserung gefordert, um Inkonsistenzen beim Übergang vom relativen zum absoluten Antennenniveau in globalen Netzen entgegenzuwirken; denn vergleichend zum sehr detaillierten Wissen bzgl. des Aufbaus bzw. des Verhaltens von GPS-Empfangsantennen ist die Wirkungsweise und die daraus abgeleitete Modellierung von GPS-Sendeantennen bis dahin nur äußerst rudimentär dokumentiert. Bspw. sind neben den Informationen von APARICIO ET AL. (1996) keinerlei Untersuchungen oder Beschreibungen der Satellitenantenne bekannt, die aus zwölf individuellen Helixantennen, welche in zwei konzentrischen Kreisen angeordnet sind, besteht (ROTHACHER UND SCHMID 2002). Somit sind zwangsläufig Abhängigkeiten von der Senderichtung zu erwarten. Die bisherige Modellbildung für die einzelnen Baureihen umfasst lediglich einen von der Linearkombination unabhängigen Offset.

Die Bestimmung eines Modells für GPS-Abstrahlantennen wurde am NGS erstmalig erfolgreich für einen einzelnen Block IIA-Satelliten⁵⁻¹⁴ durchgeführt (<http://www.ngs.noaa.gov/Antcal/Models/Satellites/Blk2a/sld001.htm>). Auf Basis von GPS-Beobachtungen schätzen ROTHACHER UND SCHMID (2002) die Antennenmodelle aller im Orbit befindlichen Satelliten. Im Rahmen einer Auswertung des globalen IGS-Netzes wird unter Verwendung der L_3 -Linearkombination ein verbessertes GPS-Sendeantennenmodell, bestehend aus blockspezifischen Offsetwerten und nadirspezifischen Phasenzentrumsvariation ermittelt. Die Auswertung globaler Netze unter Verwendung von absoluten Modellen für Empfangsantennen und korrespondierenden Abstrahlantennenmodellen sowie der anschließende Vergleich mit Netzlösungen alternativer satellitengeodätischer Verfahren führt zu einer deutlichen Reduktion des systematischen Maßstabsfaktors auf 5 ppB.

5.3.4 Schlussfolgerungen zur Antennenmodellierung

Das absolute Feldverfahren zur Kalibrierung von GPS-Empfangsantennen liefert die zuverlässigsten, genauesten und umfassendsten Modelle, die – wenn möglich – zu nutzen sind. Aktuell kann davon ausgegangen werden, dass mit SCHMID UND ROTHACHER (2003) die Lösung für die oben angeführten Maßstabsproblematiken gefunden ist. Neueste GPS-Auswerteprogramme ermöglichen eine Verwendung von nadirspezifischen Phasenzentrumsvariation für GPS-Sendeantennen.

Falls keine Absolutkalibrierungswerte vorliegen, muss bei der Auswertung von GPS-Beobachtungsdaten darauf geachtet werden, dass Antennenkorrekturmodelle verwendet werden, die sich auf dieselbe Referenzantenne beziehen bzw. dass eine geeignete Transformation zur Überführung der unterschiedlichen Grundgesamtheiten angebracht wird (ROTHACHER ET AL. 1995). Dabei sind Phasenzentrumsvariationen und Offset stets als eine zusammenhängende Einheit anzusehen. Ein Kombinieren von absolut und relativ bestimmten Korrekturmodellen ist zu vermeiden.

Die mittels GPS gewonnenen Ergebnisse (z.B. Koordinaten, Genauigkeiten) hängen im Zusammenhang mit der Antennenmodellierung

- vom verwendeten Instrumentarium (Antennen- bzw. Empfängertyp),
- von der Ausrichtung der Antenne,
- von der Antennenmodellierung selbst und ihren zugehörigen Genauigkeiten, im Speziellen von den Kalibrierungswerten,
- von der Netzkonfiguration (Länge der Basislinie bzw. Ausdehnung des GPS-Netzes),

⁵⁻¹³ Entspricht einem „Aufblähen“ des absoluten Netzes um ca. 10 cm.

⁵⁻¹⁴ Baugleich mit Block II - Satelliten

- von stationsspezifischen Einflussfaktoren und
- von den Parametern der GPS-Auswertung (z.B. Elevationswinkel, Neutrosphärenmodellierung, Linearkombination)

ab.

5.3.5 Antennenmodellierung innerhalb des Verdichtungsnetzes Antarktische Halbinsel

In den vorherigen Unterkapiteln wurden grundlegende Zusammenhänge der GPS-Antennenmodellierung erläutert. Die auf Basis von Phasenbeobachtungen bestimmte Punktposition (v.a. Höhenkomponente) ist, wie in Kapitel 4.2.3 ausgeführt wurde, stark korreliert mit den verwendeten Antennenmodellen, so dass der exakten und praxistauglichen Modellierung der verwendeten GPS-Empfangsantennen eine wichtige Rolle zukommt. Bei allen im Folgenden beschriebenen Untersuchungen wird von einer Stabilität des Antennenphasenzentrums ausgegangen. Es gibt wenig Forschungsarbeiten zur (Langzeit-)Stabilität des Phasenzentrums von GPS-Empfangsantennen. U.a. ist dies in der Qualität relativer Kalibrierungsverfahren begründet. Die von BROCKMANN (1999) durchgeführten Untersuchungen weisen außer nach Beschädigungen oder baulichen Veränderungen Langzeitstabilität nach. CAMPBELL ET AL. (2004) gehen im Wesentlichen davon aus, dass die mittels zuverlässiger Kalibrierverfahren abgeleiteten Modellwerte als stabil und zeitlich unveränderlich behandelt werden können. Experimente, die dies für die verwendeten Antennen belegen, wurden im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht durchgeführt. Um sicherzustellen, dass sich während umfangreicher Beobachtungskampagnen keine Veränderungen des Antennenmodells ereignet haben, wird empfohlen, vor und nach der Kampagne relative Antennenkalibrierungen durchzuführen.

Weiterhin verbleiben Temperatureinflüsse unberücksichtigt. Erweiterte Untersuchungen diese Thematik betreffend wurden von SCHUPLER UND CLARK (1991) durchgeführt. Sie beschäftigten sich mit der Temperaturabhängigkeit des Empfangsverhaltens von GPS-Antennen. Im Bereich von 0° C bis $+40^{\circ}$ C wurde jedoch keine Veränderung der Lage des Phasenzentrums nachgewiesen. Die Einflüsse der Antennenkabel (Länge, Lage) werden im Rahmen dieses Unterkapitels nicht untersucht, obwohl sie nach WÜBBENA ET AL. (2003) ebenso wie der sog. Unterbau von Empfangsantennen (z.B. Dreifuß, Adapter) auf die registrierten GPS-Signale einwirken. In Kapitel 5.4 wird ein Ansatz auf Basis der Signalqualität präsentiert, der diese Einflüsse prinzipiell kompensieren kann.

In Kapitel 3 wurde die GPS-Datengrundlage des Verdichtungsnetzes der Antarktischen Halbinsel beschrieben, dabei wurde nicht auf die eingesetzten GPS-Empfangsantennen eingegangen. V.a. kamen im Beobachtungszeitraum auf den Stationen geodätische Antennen mit Grundplatten zum Einsatz. Im Speziellen wurden die Antennentypen 4000ST L1/L2 GEOD (TRM14532), TR GEOD L1/L2 GP (TRM22020.00), Ashtech Geodetic IIIa (ASH 701008-01A) und Ashtech Geodetic L1/L2 (ASH 700228A) eingesetzt. In deutlich geringerer Anzahl wurden Antennen mit Choke-Ring-Elementen verwendet. Daneben wurden auch in Ausnahmefällen Antennen eingesetzt (Trimble Zephyr Geodetic with GP (TRM41249.00), Leica Aero Element L1/L2 (LEICA AT502)), die speziell für kinematische Anwendungen entwickelt wurden. Bis auf die IGS-Station *OHIG* wurden keine Radome zum Schutz der Antennen verwendet. Radome haben einen signifikanten Einfluss auf die elektrischen Eigenschaften der geschützten Antenne und müssen somit bei Korrekturmodellen berücksichtigt werden. Dies haben Untersuchungen von bspw. KANIUTH UND STUBER (1999b) gezeigt. Dabei wurden unterschiedliche Antennentypen (u.a. TR GEOD L1/L2 GP) mit und ohne Radom betrieben. Maximale Abweichungen ergeben sich für die Höhenkomponente zu ca. 5.5 cm. Für die auf *OHIG* verwendete Antenne liegen bspw. im relativen NGS-Format keine zuverlässigen Korrekturwerte vor, da dieser Antennentyp als Referenzantenne verwendet wird. Das per Definition festgelegte Antennenmodell dieser Antenne wurde in Kapitel 5.3.2.1 beschrieben. Weiterhin wird der Einfluss des Radoms durch das NGS-Modell nicht berücksichtigt. Gleiches gilt für aktuelle relative Antennenkorrekturmodelle des IGS. Aus diesen Gründen wird im weiteren Verlauf der Arbeit auf eine Nutzung der GPS-Beobachtungen der Station *OHIG* verzichtet. Für alle weiteren Antennentypen liegen relative Typkalibrierwerte vor.

Im Rahmen der Ausrichtung von GPS-Antennen muss bei polnahen Vermessungen die rasche Variation der magnetischen Deklination D_M in Abhängigkeit von der geographischen Lage berücksichtigt werden. Während der SCAR98-Kampagne betrug D_M auf der nördlichsten Beobachtungsstation *SIG1* ca. $2^{\circ} 35'$, wohingegen im Bereich der Bransfield Strait (z.B. *OHG1*) D_M -Werte im Bereich von $11^{\circ} 40'$ anzuhalten waren. Die südlichste Station *FOS1* wies eine magnetische Deklination von ca. $23^{\circ} 17'$ auf. Somit werden auf Grund der ausgezeichneten geographischen GPS-Signale aus unterschiedlichen Richtungen empfangen.

In Tabelle 5-5 und Abbildung 5-6 sind die dreidimensionalen Offsetwerte und die zugehörigen relativen elevationsabhängigen Phasenzentrumsvariationen des IGS für die originären Trägerphasen L_1 und L_2 des Antennentyps 4000ST L1/L2 GEOD der Fa. Trimble visualisiert. Für Elevationen kleiner 10° werden die für $E = 10^{\circ}$ bestimmten Phasenzentrumsvariationen übernommen.

Ebenso wird auf die Nutzung von GPS-Daten verzichtet, die mit sog. kinematischen Antennen erfasst wurden. Somit verbleibt ein hinsichtlich des Antennentyps homogenes Netz. Speziell in den Beobachtungsjahren 1995, 1996, 1998 und 2002 liegt im Bereich der geologisch aktiven Bransfield Strait ein Netz vor, bei dem nahezu alle Stationen mit den o.g. Trimble-Antennen ausgerüstet sind. Aus diesem Grund sind wenige der die Genauigkeit limitierenden Antennenübergänge notwendig.

Tabelle 5-5: IGS-Offsetwerte, Antennentyp 4000ST L1/L2 GEOD

Trägersignal	Nord-Offset [m]	Ost-Offset [m]	Hoch-Offset [m]
L_1	0.0000	-0.0030	0.0780
L_2	-0.0031	-0.0013	0.0744

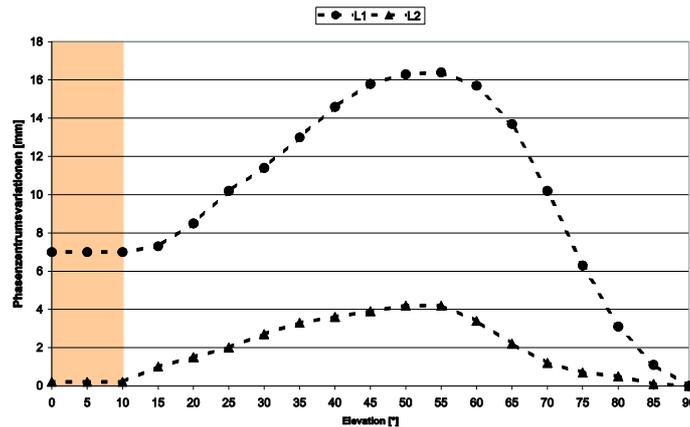


Abbildung 5-6: IGS-Phasenzentrumsvariationen, Antennentyp 4000ST L1/L2 GEOD

Für drei im Rahmen der Beobertungskampagnen verwendete GPS-Antennen, die auf den Stationen: *Jubany/Dallmann (DALI)*, *O’Higgins (OHGI)* und *Vernadsky (VERI)* Beobachtungen aufzeichneten, liegen neben den relativen, in Kapitel 5.3.2.2 beschriebenen Typkalibrierungswerten des IGS absolute Individualkalibrierungsergebnisse vor, die unter Verwendung des absoluten Feldkalibrierverfahrens bestimmt wurden, wodurch ein Vergleich hinsichtlich der Repräsentativität von Typkalibrierungen gegenüber Individualkalibrierungen durchgeführt werden kann. In Abbildung 5-7 sind die Variationen der Offsetwerte für Lage und Höhen dargestellt. Die Unterschiede betragen für beide Frequenzen beider Lagekomponenten ca. 1 mm, wobei für L_2 geringfügig größere Unterschiede festzustellen sind. Die Variationen der vertikalen Offsets sind für L_1 mit 1.6 mm deutlich größer als für L_2 (ca. 0.7 mm). Sowohl für die Lage- als auch für die Höhenkomponente nimmt die Antenne SN06990 eine Mittelstellung zwischen den beiden anderen Antennen ein.

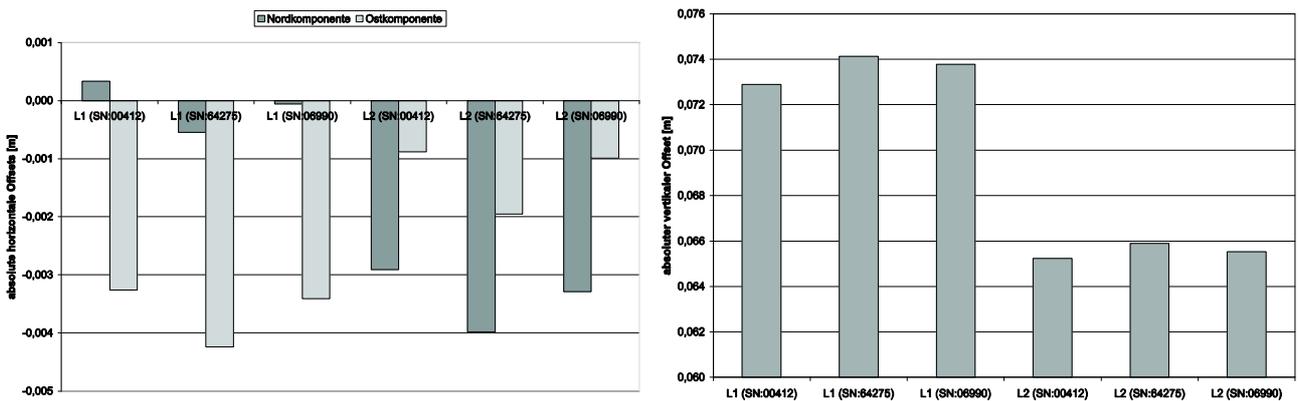


Abbildung 5-7: Vergleich absoluter Offsetwerte; links: Lage, rechts: Höhe

Wie oben beschrieben können mittlere Offsetwerte nur einen ersten Eindruck bzgl. des GPS-Antennenmodells vermitteln. Unter Verwendung von Gleichung (5-2) können zwei Antennenmodelle A_1 und A_2 , die unterschiedliche Offsetwerte aufweisen, verglichen werden, indem die Offsetunterschiede $\Delta\text{off}_{A_1A_2}$ in Phasenzentrumsvariationen umgerechnet werden. Für eine einfache direkte Vergleichbarkeit sollte nach MENGE (2003) ein identischer zenitaler Wert gewählt werden. Diese Forderung wird durch den Term $\Delta z_{A_1A_2}$ erfüllt. Für die drei untersuchten Antennen wird der

Zenitwert auf den Wert Null festgelegt. Es ergeben sich die in Abbildung 5-8 dargestellten, lediglich von der Elevation abhängigen Funktionsverläufe für L_1 und L_2 .

$$PZV_{A2}(E, \alpha) = PZV_{A1}(E, \alpha) - \begin{bmatrix} \Delta\text{off}_{A1A2}^n \\ \Delta\text{off}_{A1A2}^e \\ \Delta\text{off}_{A1A2}^u \end{bmatrix}^T \begin{bmatrix} \cos \alpha \cos E \\ \sin \alpha \cos E \\ \sin E \end{bmatrix} + \Delta z_{A1A2} \quad (5-2)$$

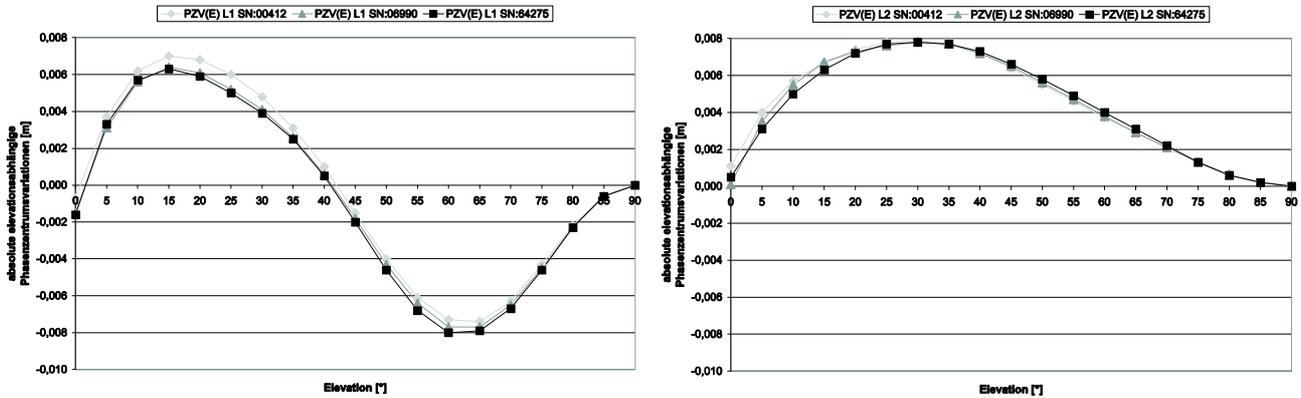


Abbildung 5-8: Absolute, elevationsabhängige Phasenzentrumsvariationen; links: L_1 , rechts: L_2

Dabei fallen für beide Trägerfrequenzen die geringen Unterschiede der drei Antennenmodelle auf, so dass bei Betrachtung der rein elevationsabhängigen Phasenzentrumsvariationen das Verhalten dieser drei Antennen sehr gut durch einen Mittelwert approximiert ist. Vergleiche zum IGS-Modell (Abbildung 5-6) ergeben v.a. für L_1 -Phasenzentrumsvariationen deutliche Unterschiede, somit sollte das IGS-Modell nicht verwendet werden.

Zur Verifikation der zu erwartenden Dominanz von elevationsabhängigen gegenüber azimuthalen Phasenzentrumsvariationen sind in den Abbildung 5-9 und Abbildung 5-10 die absoluten Phasenzentrumsvariationen für die gesamte obere Antennenhemisphäre dargestellt.

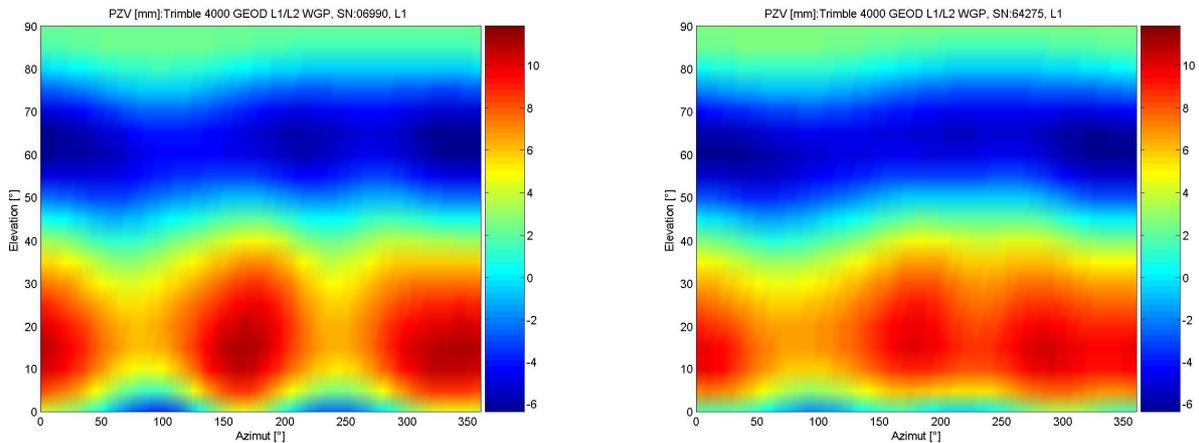


Abbildung 5-9: Absolute elevationsabhängige und azimuthale L_1 -Phasenzentrumsvariationen [mm]; links: SN06990, rechts: SN64275

Visualisiert sind die unterschiedlich skalierten L_1 - und L_2 -Phasenzentrumsvariationen der beiden Antennen SN06990 und SN64275. Die nicht dargestellte Antenne SN00412 verhält sich nahezu identisch wie Antenne SN06990. Die Dominanz elevationsabhängiger Phasenzentrumsvariationen ist deutlich zu erkennen, ebenso die grundsätzliche Individualität jeder GPS-Empfangsantenne. Durch die Kombination der in Abbildung 5-8 und Abbildung 5-9 bzw. Abbildung 5-10 dargestellten Inhalte können Genauigkeitsmaße (RMS-Werte) für rein elevationsabhängige Phasenzentrumsvariationen ermittelt werden. In Abbildung 5-11 sind für die Antenne SN00412, die die größten Werte aufweist, die Verläufe der L_1 - und L_2 -RMS-Werte dargestellt. Die RMS-Werte des L_2 -Trägersignals nehmen größere Werte an als die L_1 -RMS-Werte. Die Qualität wird zum Antennenhorizont schlechter. Die Diagramme der beiden anderen Antennen zeigen ein ähnliches Verhalten.

Um die Einflüsse vernachlässigter azimuthaler Variationen verdeutlichen zu können, wurden für die Abbildung 5-12 bzw. Abbildung 5-13 die mittleren elevationsabhängigen Variationen des Phasenzentrums (Abbildung 5-8) eliminiert. Nicht dargestellt ist wiederum auf Grund des vergleichbaren Verhaltens zu Antenne SN06990 die Antenne SN00412. Für die Graphiken von Abbildung 5-12 bzw. Abbildung 5-13 wurde die gleiche Skalierung gewählt. Die beiden Antennen des gleichen Typs verhalten sich ähnlich. Von der Verwendung rein elevationsabhängiger Phasenzentrumsvariationen sollte jedoch abgesehen werden.

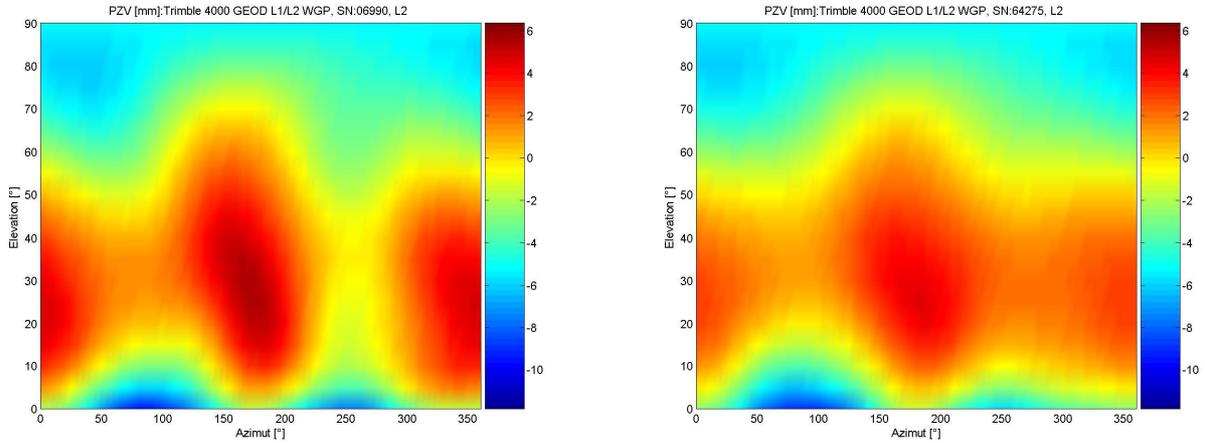


Abbildung 5-10: Absolute elevationsabhängige und azimuthale L_2 -Phasenzentrumsvariationen [mm]; links: SN06990, rechts: SN64275

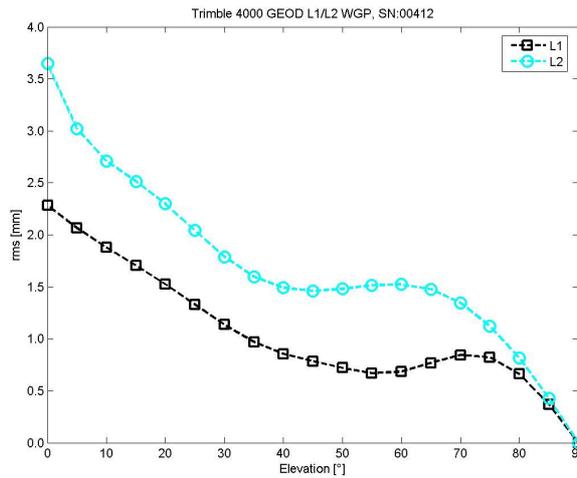


Abbildung 5-11: RMS-Werte für absolute elevationsabhängige Phasenzentrumsvariationen

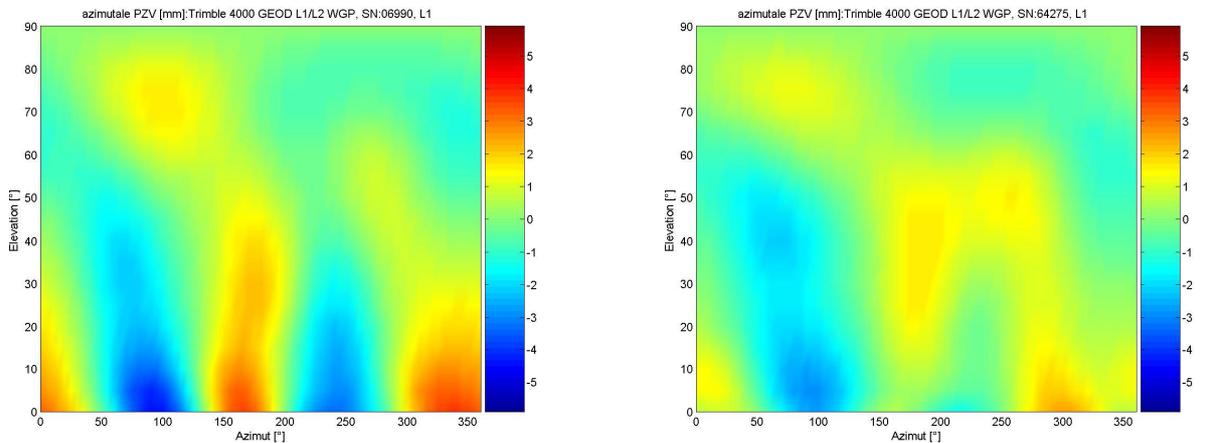


Abbildung 5-12: Absolute azimuthale L_1 -Phasenzentrumsvariationen [mm]; links: SN06990, rechts: SN64275

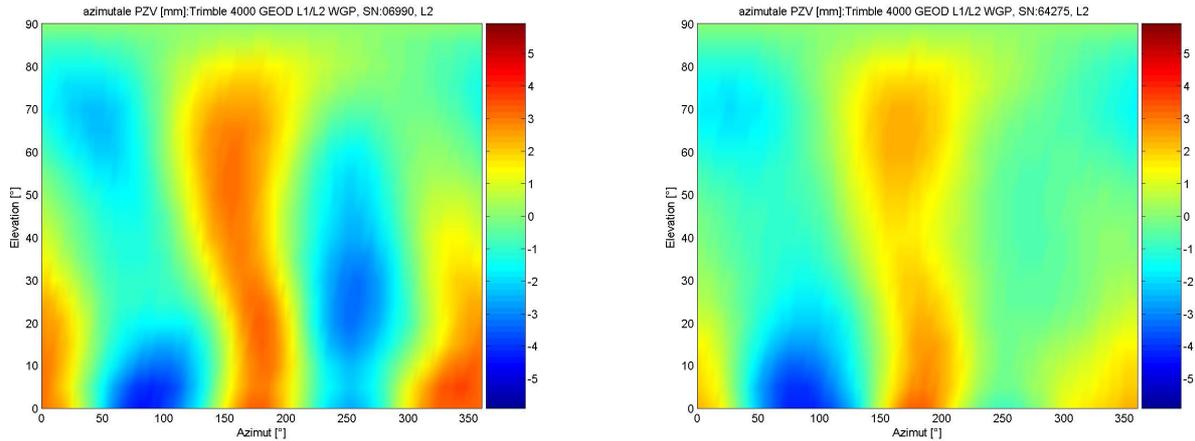


Abbildung 5-13: Absolute azimutale L_2 -Phasenzentrumsvariationen [mm]; links: SN06990, rechts: SN64275

Um für das Verdichtungsnetz Antarktische Halbinsel den Einfluss alternativer Antennenmodelle zu bestimmen, werden die Beobachtungsdaten des Kampagnenjahres 2002 verwendet, die mit einem minimalen Elevationswinkel von 5° vorliegen. Für die auf den Stationen *DALI*, *OHGI* und *VERI* eingesetzten Antennen liegen absolute Korrekturwerte vor. Vergleichend werden die relativen Typkalibrierwerte des IGS (Tabelle 5-5, Abbildung 5-6) angehalten. Für die Basislinien- bzw. Netzlösung ergeben sich für minimale Elevationswinkel von 15° , 10° und 5° nach Auswertung von 15 Tagen die in Tabelle 5-6 aufgelisteten mittleren Höhenunterschiede der Station *OHGI*. Die Lösungen wurden unter Verwendung der L_3 -Linearkombination erzeugt. Gleichzeitig wurden sog. stationspezifische neutrosphärische Zusatzparameter mit einer zeitlichen Gültigkeit von 2 h geschätzt (siehe hierzu Kapitel 8.7). Alle unter Verwendung der absoluten Antennenmodellierung ermittelten Höhenschätzungen sind größer als die auf Basis des IGS-Antennenmodells geschätzten Höhen. Dieses Ergebnis korrespondiert mit den bspw. mit den in MADER (2000) oder MENGE (2003) beschriebenen systematischen Höhendifferenzen, die als Aufblähen des GPS-Netzes interpretiert werden können. Diese Höhendifferenzen sind abhängig vom Punktabstand und den daraus resultierenden unterschiedlichen Richtungen, aus denen die Signale in den jeweiligen Antennen eindringen. Basierend auf den in WANNINGER (2000a) hergeleiteten, iterativen Beziehungen⁵⁻¹⁵ kann die Differenz der Satellitenelevation auf Grund des Stationsabstands (Gleichung (5-3)) in Abhängigkeit von den Elevationswinkeln der Stationen A und B, der Basislinienlänge l sowie den mittleren geozentrischen Radien der auf der Erdoberfläche gelegenen Stationen R_E und des Satellits R^{SV} berechnet werden. Analog kann Gleichung (5-4) erhalten werden, die eine wiederum iterative Berechnung der Elevationsunterschiede in Abhängigkeit vom Höhenunterschied der untersuchten Basislinie ermöglicht.

$$\Delta E_{BA} = E_A - E_B - \frac{l_{BA}}{R_E} + \text{Arcsin}\left(\frac{R_E}{R^{SV}} \cos E_A\right) - \text{Arcsin}\left(\frac{R_E}{R^{SV}} \cos E_B\right) \quad (5-3)$$

$$\Delta E_{BA} = E_A - E_B + \text{Arcsin}\left(\frac{R_E}{R^{SV}} \cos E_A\right) - \text{Arcsin}\left(\frac{R_E + \Delta H_{BA}}{R^{SV}} \cos E_B\right) \quad (5-4)$$

Eine Analyse zeigt für ausgewählte Basislinien, die die größten Höhenunterschiede ($\Delta h < 210$ m) aufweisen, vernachlässigbar kleine Einflüsse ($\Delta E < 0.6^\circ$). Im Gegensatz dazu resultieren maximale Elevationsunterschiede von ca. 6.5° für hohe Elevationen der langen Basislinien. Abbildung 5-14 visualisiert diesen funktionalen Zusammenhang für die längsten Basislinien des Verdichtungsnetzes der Antarktischen Halbinsel (181-548 km).

Die zugehörigen Lagekoordinaten weisen ebenso Änderungen auf. Für die Länge werden die geringsten Unterschiede erhalten (ca. 2 mm). Die Breitenunterschiede sind um den Faktor 2 größer. Eine signifikante Abhängigkeit vom minimalen Elevationswinkel ist nicht nachweisbar. Auswirkungen auf vorverarbeitende Auswertungsschritte (z.B. Cycle-Slip-Bereinigung) oder die Lösung von Mehrdeutigkeiten konnten nicht festgestellt werden. Auf Grund der im Kontext des sog. Bermuda-Polygons beschriebenen Korrelationen zwischen Höhenschätzung und neutrosphärischer Modellbildung erfolgte eine Validierung der in Tabelle 5-6 zusammengefassten Einflüsse auf die Höhenkomponente durch Variation der neutrosphärischen Modellbildung (a priori Modell: Saastamoinen statt Niell, siehe hierzu Kapitel 8). Dabei wurden nur marginale Änderungen der Höhendifferenzwerte festgestellt.

⁵⁻¹⁵ Betrachtet wird lediglich der Extremfall, in dem SV, A und B in einer Meridianebene liegen.

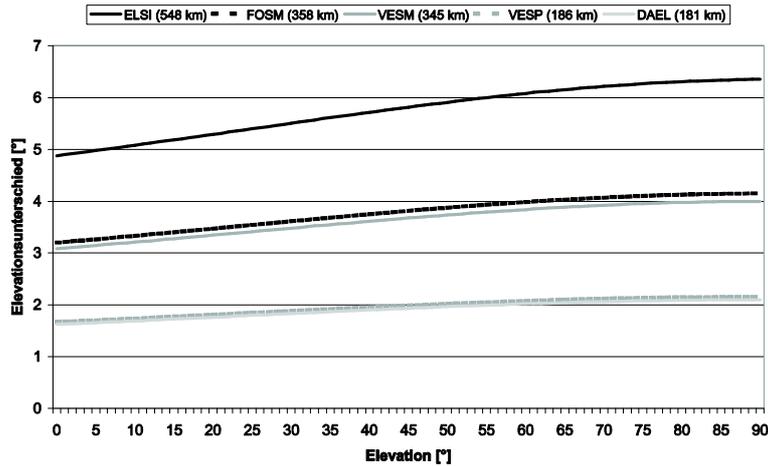


Abbildung 5-14: Elevationsunterschied in Abhängigkeit von der Basislinienlänge

Tabelle 5-6: Resultierende Höhendifferenz bei absoluter und relativer Antennenmodellierung

	Elevationswinkel [°]		
	15	10	5
Basislinie (OHG1,DAL1)	3.2 cm	5.9 cm	6.6 cm
Netzlösung	2.7 cm	5.2 cm	5.8 cm

Im Bereich der Antarktischen Halbinsel können diesen in der Antennenmodellierung begründeten Höhendifferenzen keine Vergleiche zu Sollwerten gegenüber gestellt werden. Andere vergleichende Untersuchungen (MADER (2000), MENGE (2003)) zeigen jedoch, dass bei vorliegender Ground Truth die geringsten Differenzen unter Verwendung einer absoluten Antennenmodellierung für die verwendeten Empfangsantennen erhalten wird, woraus ebenso eine bessere Trennbarkeit von Antennen- und neutrosphärischer Modellbildung resultiert. Deshalb wird im weiteren Verlauf der Arbeit auf absolute Antennenkorrekturmodelle übergegangen. Bei Stationen, die unter Verwendung des Antennentyps 4000ST L1/L2 GEOD GPS-Beobachtungen erfassten, wird ein sog. absolutes Typpmittel, gebildet aus den drei vorliegenden Absolutkalibrierungen, angehalten. Die Qualität dieses Typpmittels ist in Abbildung 5-15 durch RMS-Werte dargestellt. Mit Ausnahme von horizontnahen Bereichen werden lediglich in 250°-Azimutrichtung erhöhte RMS-Werte erhalten.

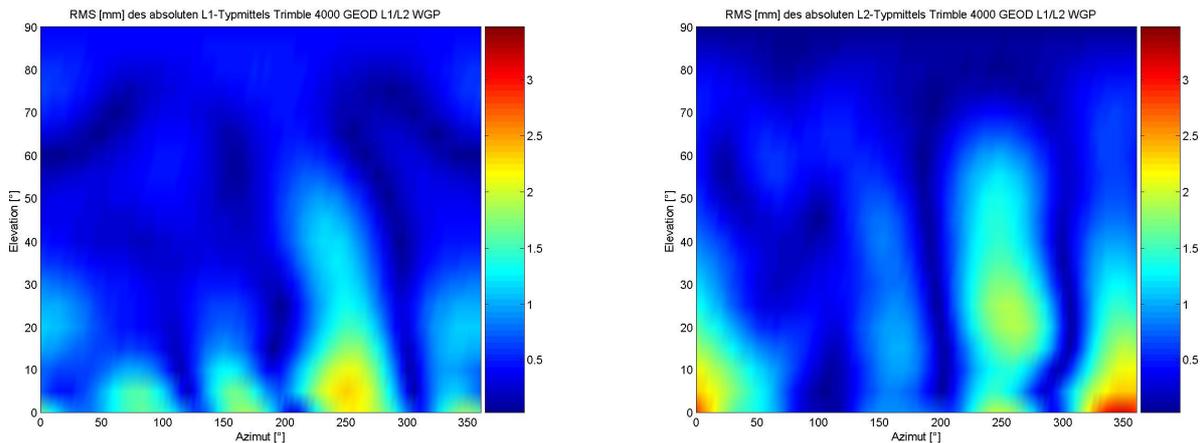


Abbildung 5-15: Absolute azimutale Phasenzentrumsvariationen [mm]; links: SN06990, rechts: SN64275; oben: L₁, unten L₂

Für alle weiteren Antennentypen liegen lediglich relative IGS-Kalibrierungsinformationen vor. Hierfür können unter Verwendung eines Absoluttyppmittels der IGS-Referenzantenne (Nullantenne) ebenfalls azimut- und elevationsabhängige Korrekturwerte berechnet werden, da

$$A1_{ABS} - A1_{REL} = A2_{ABS} - A2_{REL} \tag{5-5}$$

nach MENGE ET AL. (2001) gilt. Hieraus folgt direkt

$$A_{2\text{ABS}} = A_{1\text{ABS}} - A_{1\text{REL}} + A_{2\text{REL}} \quad (5-6)$$

Die Analyse von mit einem minimalen Elevationswinkel von 10° durchgeführten Vergleichsberechnungen erbrachte keine signifikant variablen Ergebnisse.

5.4 Beeinflussung der Signalqualität durch stationsspezifische Einflussfaktoren

Stetige Verbesserungen des Sensors GPS sorgen für gesteigerte Ansprüche an das GPS. Ein Beispiel hierfür ist die Nutzung von GPS-Beobachtungen, die in Horizontnähe empfangen werden. Diese Daten zeichnen sich i.d.R. durch eine schlechte Qualität aus, so dass Standardverfahren zur Datenverarbeitung nicht ausreichen. Werden GPS-Beobachtungen mit dem Ziel erfasst, hochgenaue Punktbewegungen zu bestimmen, so besteht die in Kapitel 4.2.3 beschriebene Wechselwirkung zwischen der Trennbarkeit geschätzter Parameter und der Auswertestrategie. Für eine bessere Trennbarkeit bspw. von Höhenkomponente und neutrosphärischen Zusatzparametern ist die Nutzung von GPS-Beobachtungen aus niedrigen, horizontnahen Elevationen zweckmäßig. Zur Beurteilung der Qualität dieser Daten und zur Ermittlung von geeigneten Beobachtungsgenauigkeiten kann das Verhältnis von Signal- und Rauschleistung verwendet werden. Die beiden folgenden Unterkapitel vermitteln einerseits Grundlagen (Kapitel 5.4.1), andererseits wird in Kapitel 5.4.2 ein geeignetes Modell entwickelt, um die im Gebiet der Antarktischen Halbinsel horizontnah erfassten GPS-Beobachtungen nutzen zu können; dabei wird gleichzeitig stationsspezifischen Einflussfaktoren (z.B. Mehrwegeeffekten) Rechnung getragen.

5.4.1 Zur Nutzung der Signalqualität bei GPS-Beobachtungen

Durch die kontinuierliche Verbesserung der GPS-Modellbildung haben stationsspezifische Einflussfaktoren an Bedeutung gewonnen. In Kapitel 5.2 wurden in diesem Kontext Mehrwegeeffekte diskutiert, die die Signalqualität von GPS-Beobachtungen beeinflussen. Ein Maß zur Beurteilung der GPS-Signalqualität ist das sog. Signal-Rausch-Verhältnis (engl.: signal to noise ratio, S/NR). Diese Maßzahl entspricht dem Quotienten aus Signal- und Rauschleistung. Das S/NR bestimmt maßgeblich die erreichbare Genauigkeit bei GPS-Messungen, da bspw. eine Verringerung des Signal-Rausch-Verhältnisses um den Faktor 2 (3 dB) die Messgenauigkeit um den Faktor 1.4 verschlechtert (BUTSCH 1997). Bei der GPS zu Grunde liegenden Entfernungsmessung ist nach BUTSCH UND KIPKA (2004) der begangene Messfehler umso kleiner, je stärker das empfangene Signal und je schwächer das Rauschen ist. Die Stärke eines Signals wird in der Signaltheorie durch die Amplitude (A [V]) oder durch die Leistung (S [W]) angegeben. GPS-Signale sind modulierte Signale, deshalb wird zusätzlich eine Unterscheidung zwischen den Leistungen des unmodulierten Trägersignals (C , engl.: carrier) und des modulierten Signals (S) notwendig. Im Zuge der Signalverarbeitung wird das modulierte Signal gefiltert, um Stör- und Rauschsignale benachbarter Frequenzbereiche zu eliminieren, deshalb ist die Signalleistung S unwesentlich geringer als die Leistung C des Trägersignals. C wird i.d.R. der Empfangsantenne zugeordnet, während S im Empfänger (Korrelatorausgang) gemessen wird.

Die im GPS-Empfänger auftretende Stör- bzw. Rauschleistung N (engl.: noise) ist hauptsächlich in der Wärmestrahlung umliegender Objekte und durch Signalverstärkung der GPS-Empfänger begründet. Die Rauschleistung N wird i.d.R. durch

$$N = N_0 B_L \quad (5-7)$$

angegeben. Dabei entspricht N_0 der Rauschleistungsdichte und B_L der Schleifenbandbreite (engl.: loop bandwidth), gemessen in der Einheit Hertz. Gleichung (5-7) wird im Folgenden in logarithmischer Schreibweise

$$N [\text{dB}] = N_0 [\text{dB/Hz}] + B_L [\text{dBHz}] \quad (5-8)$$

verwendet. Der Quotient aus Signal- und Rauschleistung kann nun prinzipiell durch C bzw. S sowie die zugeordnete Rauschleistung gebildet werden. Die beiden Maßzahlen unterscheiden sich nicht signifikant, da sowohl die Signal- als auch die Rauschleistung auf dem Weg von Antenne zu Korrelator um den selben Faktor ca. 10^{10} (100 dB) erhöht wird. Zur besseren und schnelleren Signalfindung kann B_L im Zuge der GPS-Messung variiert werden, deshalb ist eine Normierung des S/NR auf eine ausgezeichnete Bandbreite i.d.R. 1 Hz notwendig. Somit ergibt sich allgemein

$$\frac{S}{N_0} [\text{dBHz}] = 10 \log \frac{S}{N} [\text{dBHz}] + B_L [\text{dB}] , \quad (5-9)$$

dabei wird von Leistungsangaben auf Verhältnisse von Leistungsangaben übergegangen, wodurch sehr große Werte resultieren können. Um dies zu vermeiden, werden logarithmische Maße zur Basis 10 verwendet.

Das S/NR wird u.a. durch

- Sendeleistung,
- atmosphärische Einflüsse,

- stationsspezifische Einflüsse,
- Störsignale und
- Empfangseinheit

beeinflusst. Klammert man Störsignale aus, so kann als Faustregel angenommen werden, dass die Signalstärke mit zunehmender Zenitdistanz abnimmt, da atmosphärische und stationsspezifische Einflüsse zunehmen. Auf Grund der speziellen Charakteristik der GPS-Sendeantennen kann die Signalstärke ab $E = 65^\circ$ leicht abnehmen (BUTSCH UND KIPKA 2004). Ein weiterer wichtiger, die Signalqualität limitierender Einflussfaktor besteht durch Störsignale. Je nach Dauer, Intensität und Abstand der Frequenz des Störsignals zu den GPS-Frequenzen wurden Auswirkungen auf die Genauigkeit des Positionsfehlers bis in den Meterbereich festgestellt. Teilweise können diese Störungen auch zum vollständigen Signalabbruch führen. Neben diesen Einflussfaktoren kommt dem verwendeten Instrumentarium eine wichtige Rolle zu. KOLB (1999), BRAUN UND ROCKEN (1995) oder BRUNNER UND TREGONING (1994a) zeigen bspw. mit Zero-Baseline-Untersuchungen auf, dass unterschiedliche GPS-Ausrüstungen signifikant unterschiedliche Empfangscharakteristika v.a. in niedrigen Elevationen aufweisen können.

Für die im Rahmen der SCAR-Kampagnen hauptsächlich verwendeten GPS-Empfänger (Trimble 4000 SSE sowie SSi) beschreibt BUTSCH (1997) ausführliche Labor- und Felduntersuchungen zur Abschätzung des Einflusses von Störsignalen auf die Empfangsleistung. BONA UND TIBERIUS (2000) weisen für Trägerphasenbeobachtungen aufgezeichnet mittels 4000SSi-Empfängern ein Grundrauschen nach, welches, da die innere Messgenauigkeit besser als 0.1% der zugehörigen Wellenlänge ist, im Submillimeterbereich liegt. Werden Beobachtungen in niedrigen Elevationen erfasst, so resultiert auf Grund des Receiver/Antennen-Designs teilweise ein schlechtes S/NR der L_2 -Trägerwelle. Für Basislinien, die länger als 100 km sind, ist der Einfluss des Receiver-Noise i.d.R. geringer als der atmosphärische Restfehler (ZHANG 1999b).

Ein Problem bei der Analyse von Signal-Rausch-Verhältnissen besteht darin, dass die Gerätehersteller das S/NR nicht standardisiert, herstellerunabhängig, wohl definiert und normiert zur Verfügung stellen. Im Folgenden soll beispielhaft auf das S/NR von SSi-Empfängern der Firma Trimble eingegangen werden. GPS-Empfänger dieser Serie stellen normierte Maßzahlen für die Signalstärke zur Verfügung. Diese Maßzahlen entsprechen Messungen, die innerhalb einer Bandbreite von 1 kHz durchgeführt wurden und werden in sog. AMU⁵⁻¹⁶-Werten angegeben. Die Umrechnung von AMU-Werten in S/NR-Werte erfolgt nach COLLINS UND STEWART (1999) mittels

$$S/NR [\text{dB} @ 1 \text{ kHz}] = 20\lg(S/NC [\text{AMU}]) - 3 [\text{dB}]. \quad (5-10)$$

Um die gewöhnlich verwendeten, um 30 dB erhöhten und mit Empfängern anderer Hersteller besser vergleichbaren C/N_0 -Werte (Carrier to Zero Noise) zu erhalten, geben COLLINS UND STEWART (1999) die Gleichung

$$C/N_0 [\text{dB} @ 1 \text{ Hz}] = 27 + 20\lg(S/NC [\text{AMU}]) \quad (5-11)$$

an.

5.4.2 Gewichtung von GPS-Beobachtungen

Die Beurteilung der Signalqualität mittels S/NR-Werten steht in enger Verbindung mit den sog. Gewichtsfunktionen f_{pp} von GPS-Auswerteprogrammen. Gewichtsfunktionen werden zur Skalierung des Einflusses von undifferenzierten GPS-Beobachtungen verwendet. Qualitativ gute Beobachtungen werden hohe Gewichte zugeordnet, wohingegen Beobachtungen, die eine schlechte Qualität aufweisen, geringe Gewichte erhalten. Im Rahmen von GPS-Auswertungen werden den originären Beobachtungen somit a priori Genauigkeiten zugewiesen, woraus bspw. Genauigkeiten für Linear kombinationen oder Differenzen abgeleitet werden können. Die Besetzung der Varianz-Kovarianz-Matrix ist ebenfalls hiervon abhängig.

Wird davon ausgegangen, dass auf Grund des kurzen Weges durch die Erdatmosphäre und bei fehlenden Hindernissen in Nähe des lokalen Zenits Beobachtungen erfasst werden, die eine gute Qualität besitzen, so sollten diese Messungen die höchsten Gewichte bzw. die niedrigsten Genauigkeiten erhalten. Schlechtere Beobachtungen sollten geringere Gewichte aufweisen, um ihren Einfluss zu minimieren. Somit ist eine Gleichgewichtung aller Beobachtungen mit

$$f_{pp} = 1 \quad (5-12)$$

nicht zweckmäßig. Besser geeignet sind Gewichtsfunktionen in Abhängigkeit von der Signalrichtung. Dazu werden i.d.R. rotationssymmetrische Ansätze genutzt, die eine Berechnung der Gewichte bzw. der Genauigkeiten in Abhängigkeit von der Elevation E bzw. von der Zenitdistanz z ermöglichen. Eine häufig verwendete Funktion ist mit

$$f_{\sigma\sigma} = \sin^2 E = \cos^2 z \quad (5-13)$$

⁵⁻¹⁶ Teilweise als Arbitrary Manufacturer Units bezeichnet.

gegeben. In Gleichung (5-13) ist eine Varianz- bzw. Genauigkeitsfunktion $f_{\sigma\sigma}$ angegeben. Gewichts- und Varianz-funktionen stehen über

$$f_{\sigma\sigma} = 1 / f_{PP} \quad (5-14)$$

in funktionaler Beziehung. Im Rahmen der GPS-Auswertung wird für zenitale Beobachtungen eine a priori Genauigkeit eingeführt, die unter Verwendung einer Varianzfunktion die Berechnung von a priori Genauigkeiten für GPS-Signale ermöglichen, die die Beobachtungsstation aus nicht zenitaler Richtung erreichen. Basierend auf Gleichung (5-13) erfolgt keine Modellierung in Abhängigkeit von Trägersignal, azimutaler Signalrichtung, stationsspezifischen Einflussfaktoren oder vom verwendeten Instrumentarium. Alle Beobachtungen werden auf den lokalen Zenit normiert, für den das Gewicht 1 angenommen wird. Andere alternative funktionale Ansätze sind bspw. mit

$$f_{\sigma\sigma} = \sin^{-1} E = \cos^{-1} z \quad (5-15)$$

und

$$f_{PP} = \sin^{1/2} E = \cos^{1/2} z \quad (5-16)$$

gegeben.

Abbildung 5-16 visualisiert den Verlauf der o.g. Funktionen. Neben diesen elevationsabhängigen Ansätzen ist bspw. der Skalierungsansatz von EULER UND GOAD (1991) bekannt, welcher den Varianzfaktor mit

$$f_{\sigma\sigma}(E) = a_0 + a_1 e^{-\frac{E}{E_0}} \quad (5-17)$$

in Abhängigkeit vom Cut-off-Winkel E_0 und den Ausrüstungsparametern a_i berechnet. EULER UND GOAD (1991) bestimmen diese Parameter für SST-Empfänger der Fa. Trimble für einen minimalen Elevationswinkel von 20° zu

$$f_{\sigma\sigma}(E) = 1.4 \text{ m} + (8.0 \text{ m}) e^{-\frac{E}{20}}. \quad (5-18)$$

Dieser ebenfalls mit zunehmender Elevation monoton fallende, ausrüstungsspezifische Ansatz ist in Abbildung 5-16 vergleichend zu rein elevationsbasierten Funktionen dargestellt. Dabei wurde eine rechnerische Normierung für zenitale Beobachtungen vorgenommen. Der Ansatz von EULER UND GOAD (1991) bildet die Grundlage von v.a. in Echtzeitanwendungen verwendeten Modellen zur Gewichtung von Code-Beobachtungen in Abhängigkeit von der Signalstärke.

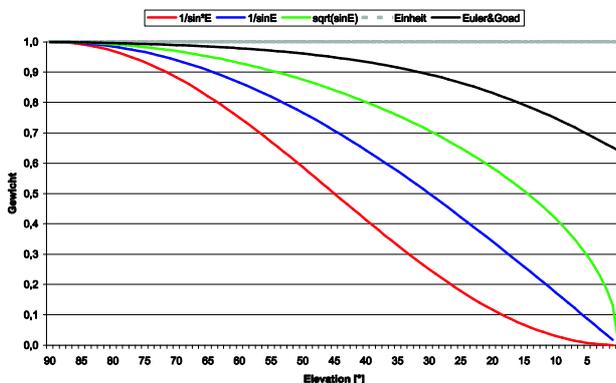


Abbildung 5-16: Gewichte diverser Varianzfunktionen

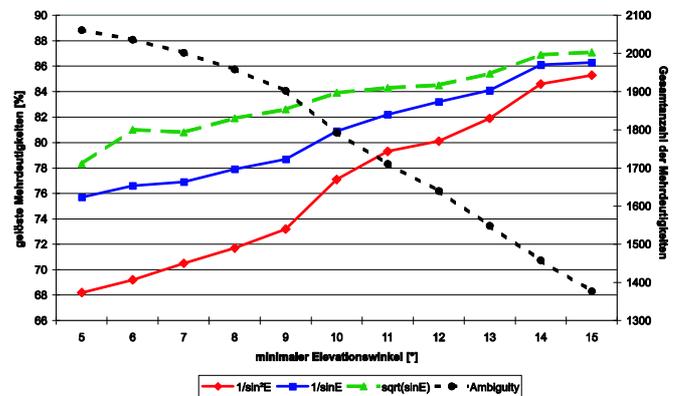


Abbildung 5-17: Einfluss der Gewichtsfunktion auf die Mehrdeutigkeitslösung, Basislinie DALI-OHG1, SCAR2002, 15 Tage, Cut-off-Winkel: 10°

Abbildung 5-16 zeigt deutlich die Charakteristika der einzelnen Gewichtungsansätze. Neben dem unzureichenden Einheitsgewichtsansatz unterscheiden sich die realistischeren Modelle v.a. hinsichtlich ihrer Steigung in hohen Elevationen und in der Art und Weise, wie sich die jeweilige Funktion in der Nähe des Horizonts verhält. Während die beiden durch Gleichung (5-13) und Gleichung (5-15) gegebenen Funktionen für $E = 0^\circ$ nicht definiert sind, können Gleichung (5-16) und Gleichung (5-17) auch in Horizontnähe Anwendung finden. WANNINGER ET AL. (2000) bezeichnen bspw. Gleichung (5-14) als ausreichend für $E > 10^\circ$, jedoch als zu gering gewichtend für niedrigere Elevationen.

Für Beobachtungsdaten des Jahres 2002 wurden Untersuchungen mit dem Ziel durchgeführt, eine geeignete Gewichtsfunktion zu bestimmen. Als Entscheidungsparameter wurde

- das Verhalten beim Festsetzen der Phasenmehrdeutigkeiten,
- der Einfluss auf Koordinaten und zugehörige Genauigkeiten,
- innere Genauigkeitsmaße und

- die Basislinienlänge

herangezogen. Eine allgemeingültige Interpretation der Ergebnisse gestaltet sich schwierig. Gleichung (5-16) liefert schwach signifikant die besten Ergebnisse, wenn die prozentual gelösten Mehrdeutigkeiten beurteilt werden (Abbildung 5-17). Eine Analyse der resultierenden sog. FRAC-Werte⁵⁻¹⁷ erbringt keine eindeutig beste Lösung. Dargestellt ist in Abbildung 5-18 die repräsentative Basislinie *DALI-OHG1* bei einer minimalen Elevation von 10°. Betrachtet man die innere Genauigkeit des Ausgleichsprozesses, so werden die niedrigsten Werte für Gleichung (5-13) erhalten, woraus gefolgert werden kann, dass auf Grund der schlechten Genauigkeit der Wurzel-Gewichtsfunktion mehr Phasenmehrdeutigkeiten unter Verwendung der SIGMA-Strategie festgesetzt werden können. Werden die Koordinatenänderungen in Abhängigkeit von Elevationswinkel und Gewichtsansatz betrachtet, so liefert Gleichung (5-13) die robustesten Ergebnisse (Abbildung 5-19).

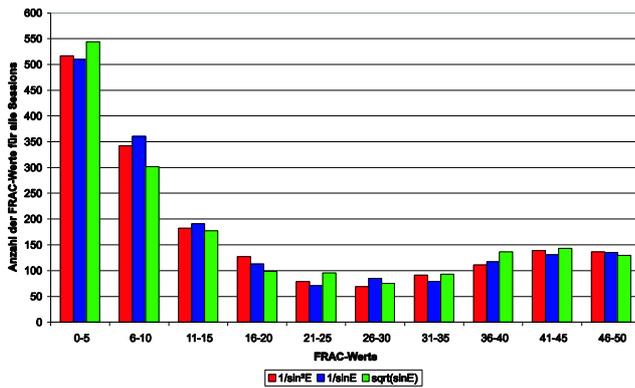


Abbildung 5-18: Einfluss der Gewichtsfunktion auf die Häufigkeit der FRAC-Werte, Basislinie DALI-OHG1, SCAR2002, 15 Tage, Cut-off-Winkel: 10°

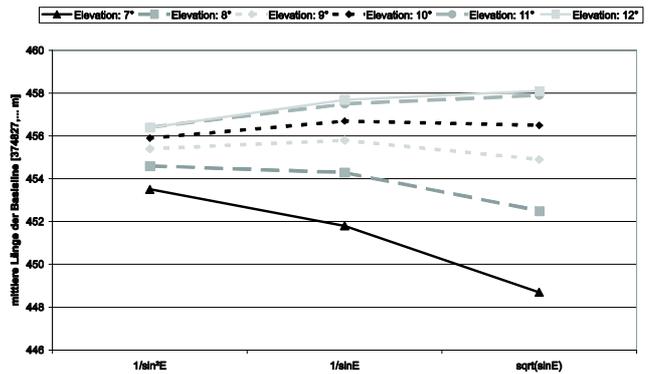


Abbildung 5-19: Einfluss der Gewichtsfunktion auf die Länge der Basislinie, Basislinie OHG1-VER1, SCAR2002, 15 Tage, Cut-off-Winkel: 10°

Neben den o.g. rein elevationsabhängigen Ansätzen können Skalierungen auch in Abhängigkeit von S/NR-Werten ermittelt werden. GIANNIOU (1996) verwendet alternative Gewichtsfunktionen in Abhängigkeit von S/NR und Linear-kombination. WIESER (2002) bestimmt Varianzen für undifferenzierte Phasenbeobachtungen, wobei keine monotone Variation des Gewichtes bzw. der Genauigkeit einer Einzelbeobachtung mit der Elevation angenommen wird; vielmehr erfolgt mit

$$f_{\sigma\sigma}(S/NR) = v_i + c_i \cdot 10^{-\frac{C/N_0}{10}} \tag{5-19}$$

Ein Übergang auf S/NR-Werte. Durch S/NR-basierte Varianzfunktionen wird weiterhin empfänger- und stationsspezifischen Einflussfaktoren, die auf die Signalqualität einwirken, Rechnung getragen.

Um verifizieren zu können, inwieweit der Verlauf der Varianzfunktionen (Gleichungen (5-13)-(5-18)) der stationsspezifischen Signalqualität entspricht, wurden GPS-Daten der Beobertungskampagnen SCAR98 und SCAR2002 analysiert.

Mittels der Software TEQC kann ein erster Eindruck hinsichtlich der S/NR-Werte gewonnen werden. Bei der RINEX⁵⁻¹⁸-Konvertierung von GPS-Beobachtungen des firmenspezifischen DAT-Formats von Trimble werden die S/NR-Werte standardisiert in neun Klassen eingeteilt, siehe hierzu Tabelle 5-7.

Tabelle 5-7: TEQC-Klasseneinteilung der S/NR-Werte der 4000-Serie von Trimble

Frequenz	Klasse 1		...	Klasse 5		...	Klasse 9	
	S/NR ₄₀₀₀	S/NR _{TEQC}		S/NR ₄₀₀₀	S/NR _{TEQC}		S/NR ₄₀₀₀	S/NR _{TEQC}
L ₁	ab 3	1	...	ab 8	5	...	ab 40	9
L ₂	ab 1	1	...	ab 5	5	...	ab 60	9

Eine Visualisierung ausgewählter Stationen in Abhängigkeit von der Elevation ist für SCAR98 mit Abbildung 5-20, Abbildung 5-21 und Abbildung 5-22 bzw. für SCAR2002 mit Abbildung 5-23, Abbildung 5-24 und Abbildung 5-25 gegeben. Hierbei werden keine absoluten S/NR-Werte in Abhängigkeit vom Elevationswinkel dargestellt, sondern es erfolgt eine für L₁ und L₂ unabhängige Normierung. Unter der Annahme, dass maximale S/NR_{TEQC}-Werte den Betrag 9

⁵⁻¹⁷ FRAC-Wert: Abweichung zur nächsten ganzen Zahl (Phasenmehrdeutigkeit).

⁵⁻¹⁸ Receiver INdependent EXchange. Diese Funktionalität ist seit RINEX-Standard 2.10 enthalten.

annehmen, werden alle S/NR_{TEQC} -Werte durch diesen Maximalwert dividiert. Durch dieses Vorgehen wird gleichzeitig garantiert, dass die qualitativ besten Beobachtungen theoretisch den Gewichtungsfaktor 1 erhalten.

Bei der Betrachtung von Abbildung 5-20 bis Abbildung 5-25 in Abhängigkeit von Station und Trägerphase ist v.a. der homogene, ruhigere und treppenartige Verlauf der L_2 -Trägerwelle auffallend. Weiterhin lassen sich für die Station VER1 in beiden Jahren GPS-Beobachtungen einzelner Tage detektieren, die vergleichend zum restlichen Beobachtungsmaterial für beide Trägerwellen eine signifikant andere S/NR -Charakteristik aufweisen. Werden L_1 - S/NR -Werte betrachtet, so lassen sich signifikant stärker bewegte einzelne Tage feststellen. Ein solches Verhalten ist für L_2 nicht detektierbar. Ebenso ist im Gegensatz zu den L_2 - S/NR -Werten keine Reproduzierbarkeit der L_1 - S/NR -Kennlinien zwischen Beobachtungskampagnen nachweisbar. Änderungen des S/NR -Verlaufs zwischen Beobachtungskampagnen können z.T. mit Änderungen des Messinstrumentariums (v.a Empfängerwechsel) korreliert werden. Hierfür ist jedoch eine ausreichend gute Dokumentation Grundvoraussetzung.

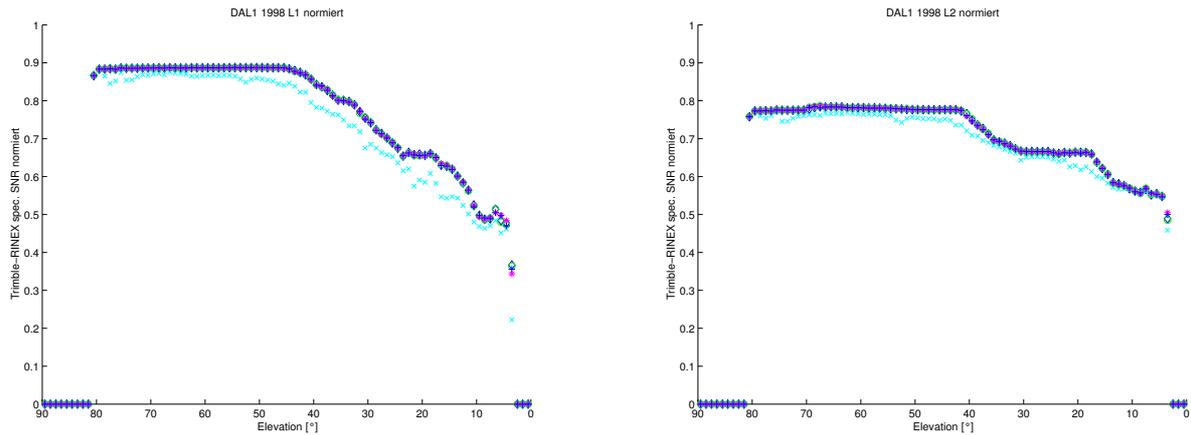


Abbildung 5-20: S/NR_{TEQC} -Werte; Station DAL1; fünf ausgewählte Tage; SCAR98-Kampagne; links: L_1 ; rechts: L_2

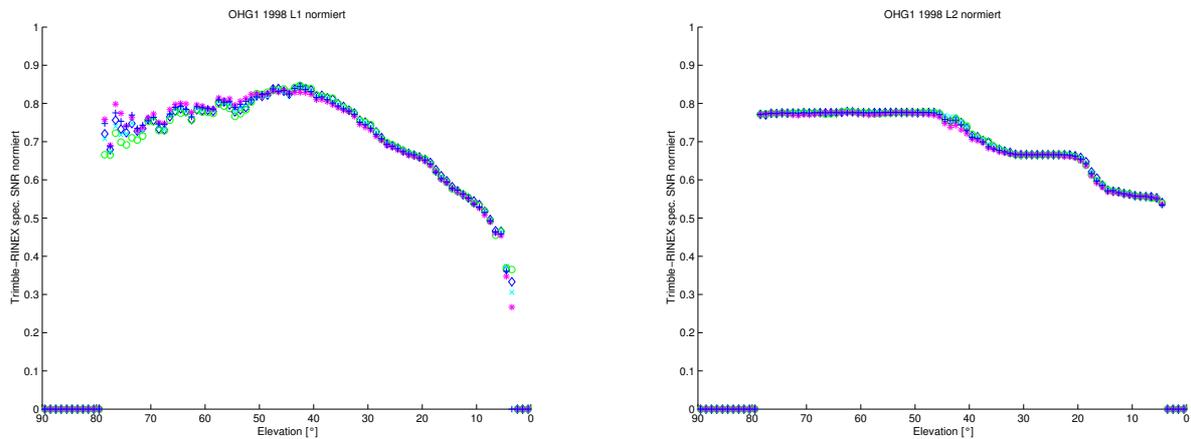


Abbildung 5-21: S/NR_{TEQC} -Werte; Station OHG1; fünf ausgewählte Tage; SCAR98-Kampagne; links: L_1 ; rechts: L_2

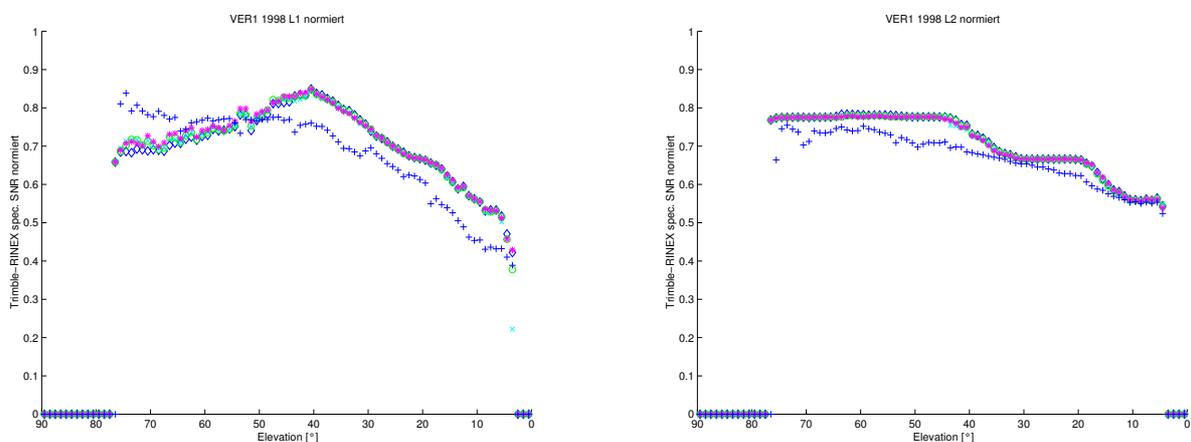


Abbildung 5-22: S/NR_{TEQC} -Werte; Station VER1; fünf ausgewählte Tage; SCAR98-Kampagne; links: L_1 ; rechts: L_2

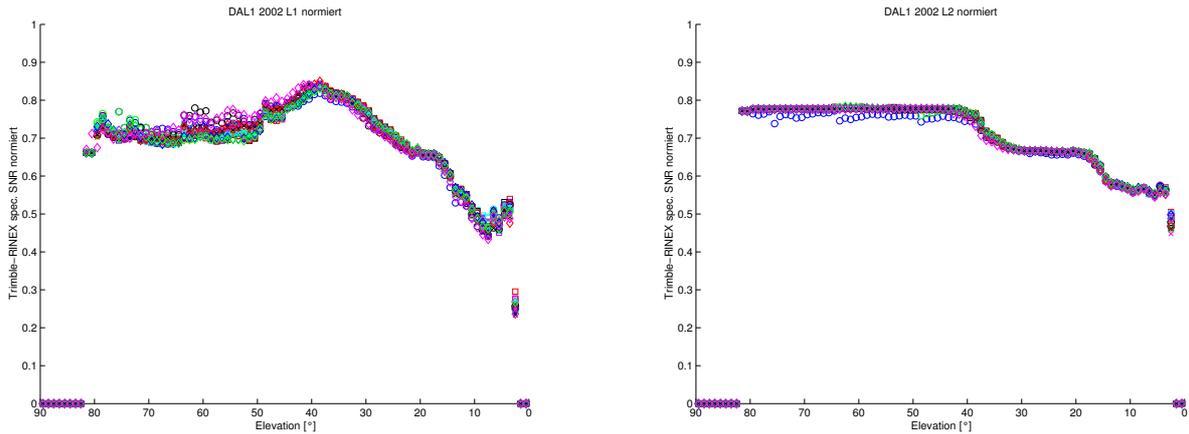


Abbildung 5-23: S/NR_{TEQC} -Werte; Station DAL1; 15 ausgewählte Tage; SCAR2002-Kampagne; links: L_1 ; rechts: L_2

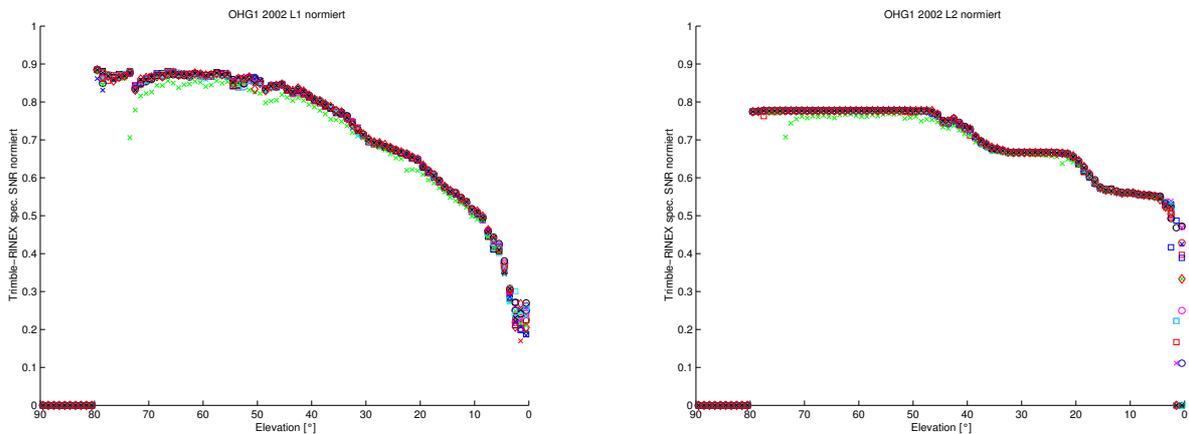


Abbildung 5-24: S/NR_{TEQC} -Werte; Station OHG1; 15 ausgewählte Tage; SCAR2002-Kampagne; links: L_1 ; rechts: L_2

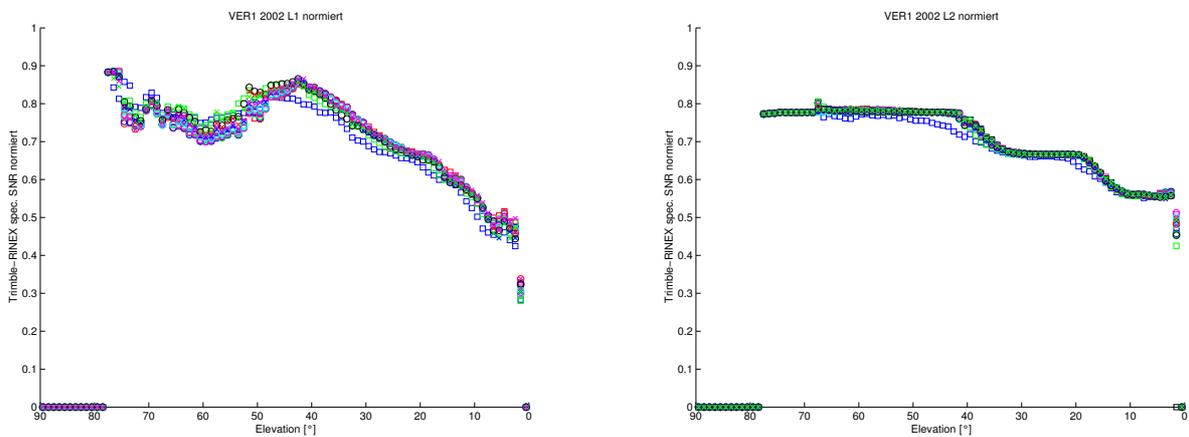


Abbildung 5-25: S/NR_{TEQC} -Werte; Station VER1; 15 ausgewählte Tage; SCAR2002-Kampagne; links: L_1 ; rechts: L_2

Unter Verwendung des Trimble-Programms Total Control kann eine detailliertere, höher aufgelöste Analyse erfolgen, da im Gegensatz zur oben beschriebenen TEQC-Standardanalyse keine Klassenbildung durchgeführt wird. Weiterhin wird neben der Frequenzabhängigkeit eine Zuordnung von AMU-Werten zu einer Beobachtungsepoche möglich. Über Bahninformationen (z.B. Broadcast-Ephemeriden) können anschließend Signalqualitäten zu Signalrichtungen (Elevation, Azimut) zugeordnet werden. In Abbildung 5-26 (Abbildung 5-27) sind charakteristische mittlere AMU-Plots der Station DAL1 der SCAR98- und der SCAR2002-Kampagne der L_1 -Trägerwelle (L_2 -Trägerwelle) dargestellt. Abbildung 5-28 gibt ein Eindruck über qualitativ schlechtere S/NR -Bedingungen. Am deutlichsten ist wiederum der Unterschied der repräsentativen AMU-Charakteristika der L_1 -Trägerwelle zwischen den Beobachtungskampagnen.

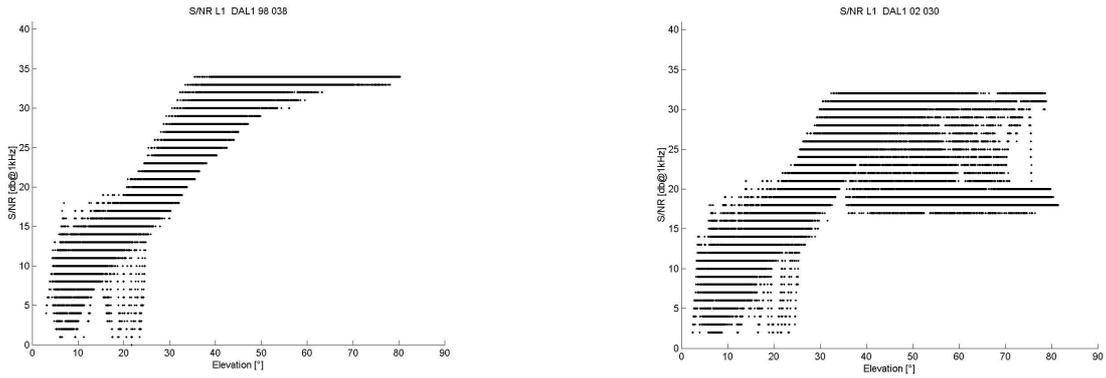


Abbildung 5-26: Repräsentative mittlere L_{1AMU} -Plots; Station DAL1; links: SCAR98, rechts: SCAR2002

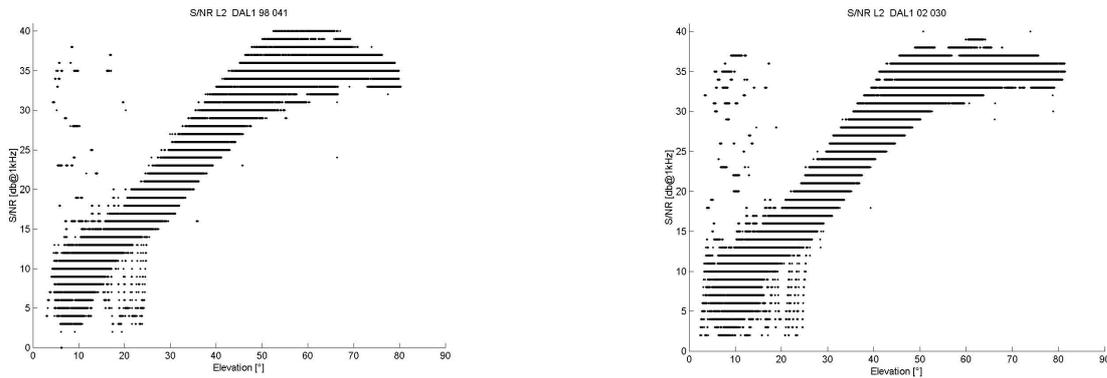


Abbildung 5-27: Repräsentative mittlere L_{2AMU} -Plots; Station DAL1; links: SCAR98, rechts: SCAR2002

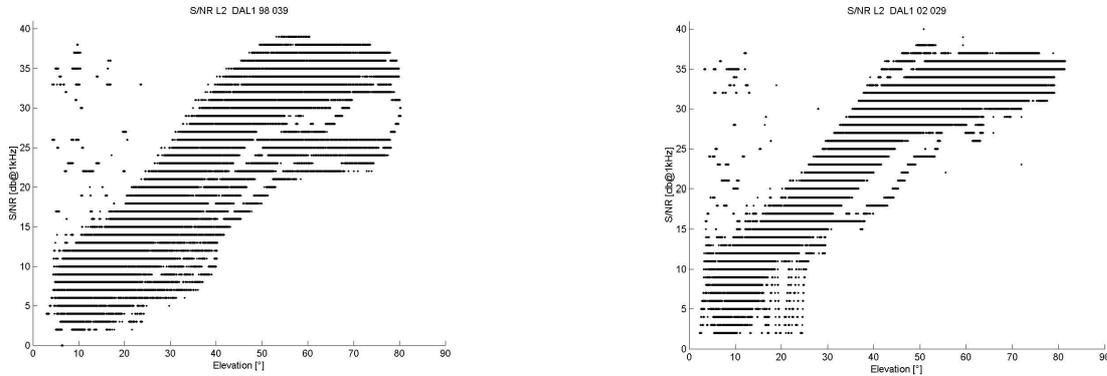


Abbildung 5-28: Qualitativ schlechte L_{2AMU} -Plots; Station DAL1; links: SCAR98, rechts: SCAR2002

Eine detailliertere Visualisierung ist durch den Übergang auf Azimut-Elevationsplots möglich, die für DAL1 in Abbildung 5-29 zusammengestellt sind. Hierbei repräsentieren die gewählten Farben die Qualität der durch die Trimble-spezifischen AMU-Werte angegebenen Signal-Rausch-Verhältnisse, siehe hierzu Tabelle 5-8.

Tabelle 5-8: AMU-Intervalle und Farbcodierung

AMU-Wert	> 25	(20;25]	(15;20]	(10;15]	≤ 10
Farbe	schwarz	blau	grün	gelb	rot

Abbildung 5-29 und Abbildung 5-30 ist eine deutliche Verschlechterung aller im Bereich des lokalen Zenits einfallenden Signale der L_1 -Trägerwelle der SCAR2002-Beobachtungen gegenüber den GPS-Daten der SCAR98-Kampagne zu entnehmen. Abgeschwächt invers verhält sich die Qualität der zenitalen Beobachtungsdaten der Station OHGI, wobei hier zu beachten ist, dass in SCAR2002 einzelne Satelliten signifikant schlechtere S/NR aufweisen als direkt benachbarte Satelliten, siehe hierzu Abbildung 5-31. Wird das verwendete Instrumentarium analysiert, so ist festzustellen, dass die im Rahmen der SCAR98-Kampagne eingesetzten GPS-Empfänger vom Typ Trimble 4000 SSI

(DALI: SN3238A01425; OHG1: SN3247A01986) in SCAR2002 getauscht wurden (DALI: SN3247A01986; OHG1: SN3238A01425).

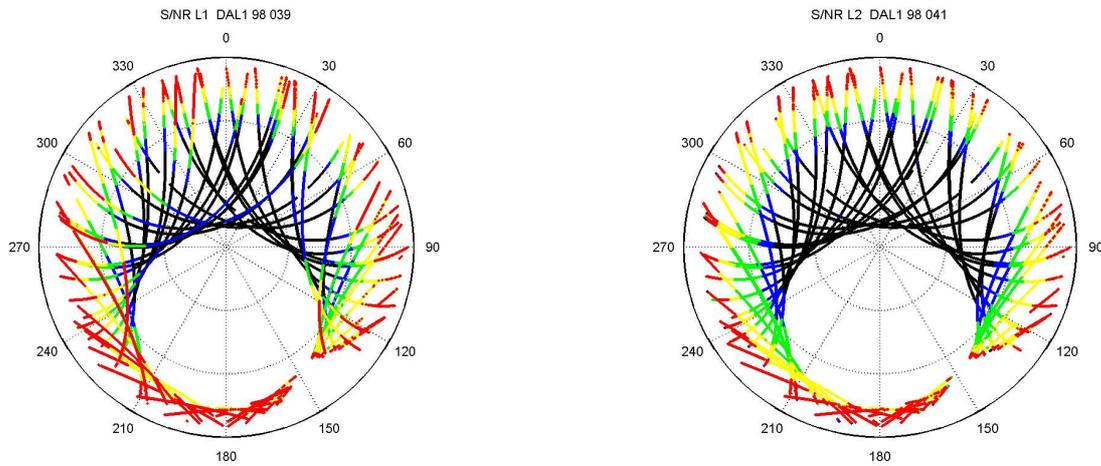


Abbildung 5-29: Repräsentative Azimut-Elevationsplots der AMU-Werte; Station DALI; SCAR98-Kampagne; links: L_1 ; rechts: L_2

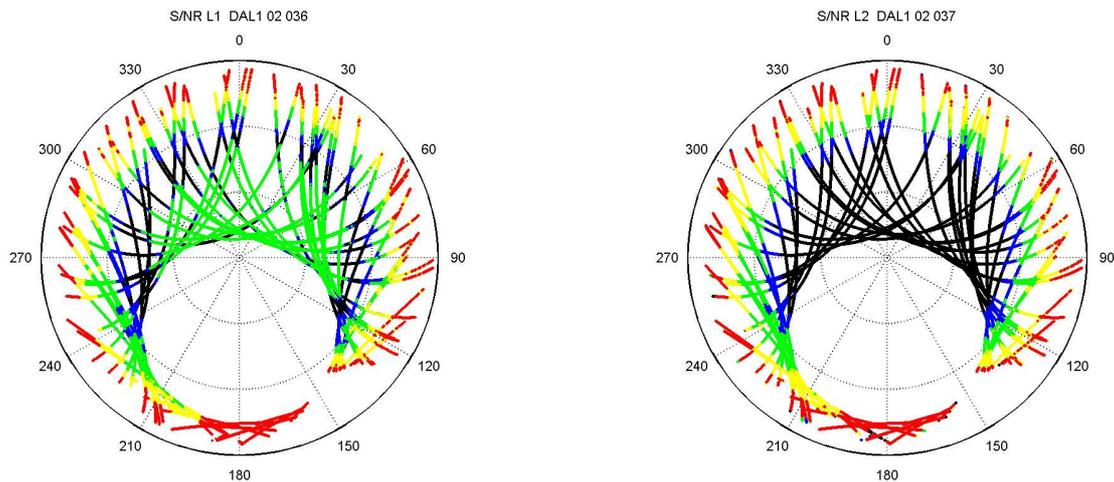


Abbildung 5-30: Repräsentative Azimut-Elevationsplots der AMU-Werte; Station DALI; SCAR2002-Kampagne; links: L_1 ; rechts: L_2

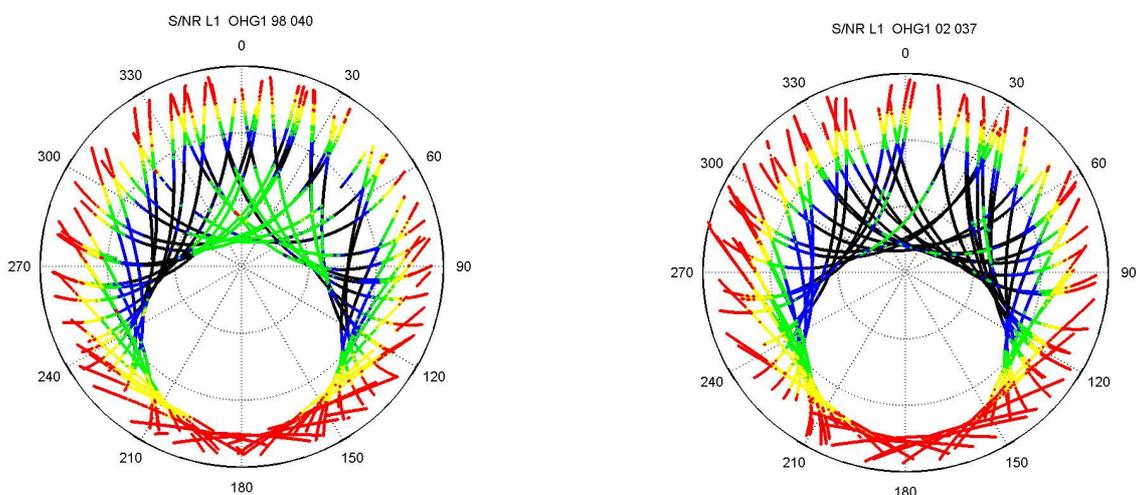


Abbildung 5-31: Repräsentative Azimut-Elevationsplots der L_{1AMU} -Werte; Station OHG1; links: SCAR98, rechts: SCAR2002

Ein eindeutig anderes Verhalten ist für die dritte diskutierte Station *VER1* festzustellen. Bei dieser Station sind lediglich leicht schlechtere L_{JAMU} -Werte für die SCAR2002-Beobachtungskampagne festzustellen. Dies ist Abbildung 5-32 zu entnehmen.

Stellt man die Qualität der untersuchten GPS-Beobachtungen den rein elevationsabhängigen Varianzfunktionen gegenüber, so wird deutlich, dass von der üblicherweise angewandten rein elevationsabhängigen Gewichtung abgewichen und auf eine frequenzabhängige, azimutvariable und in Abhängigkeit von der Beobachtungsstation ermittelte Gewichtsfunktion übergegangen werden sollte, wenn die erzielten Ergebnisse signifikant unterschiedlich sind.

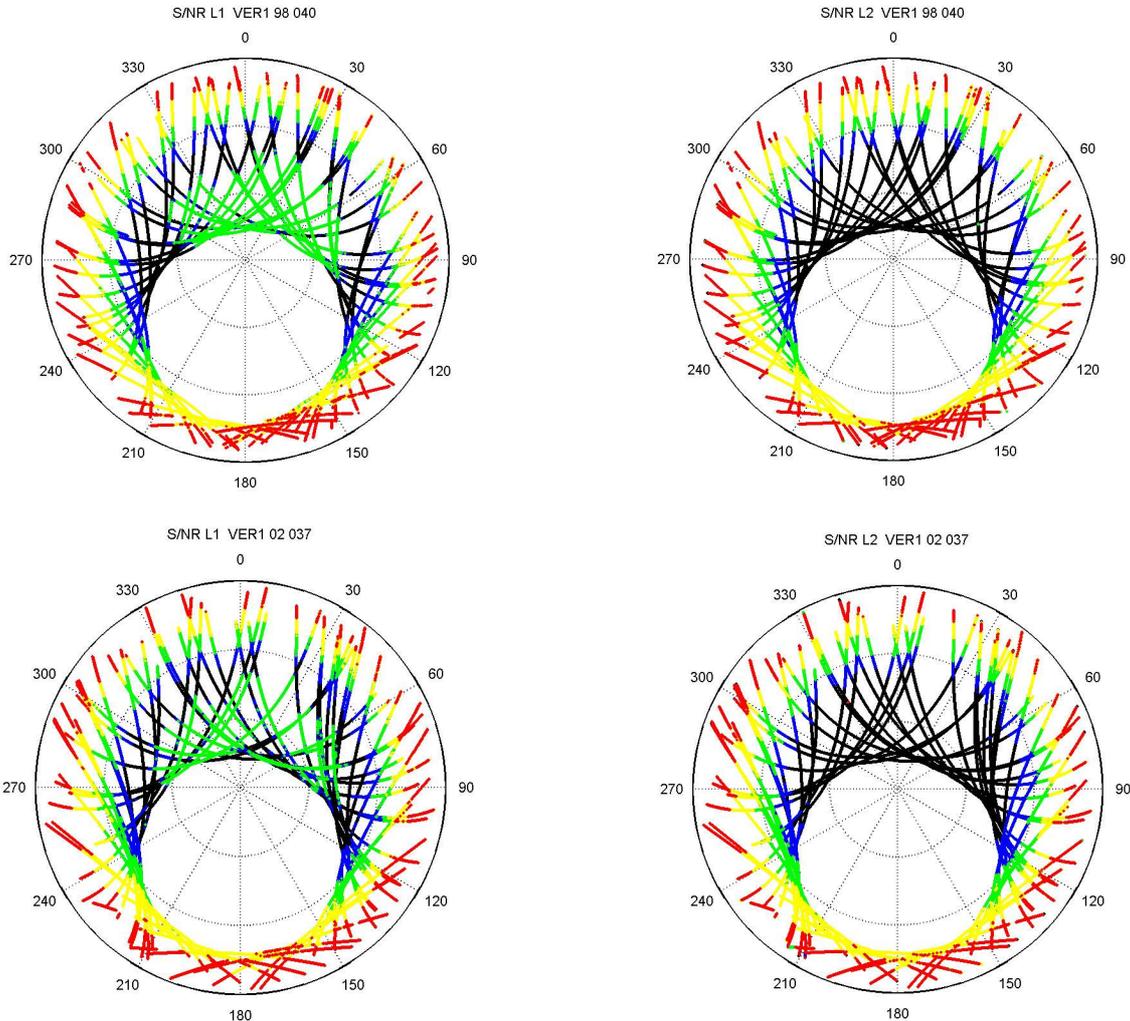


Abbildung 5-32: Repräsentative AMU-Plots der Station *VER1*; oben: SCAR98, unten: SCAR2002; links: L_1 , rechts: L_2

5.4.3 Nutzung der Signalqualität zur Kompensation von stationsspezifischen Einflüssen im Bereich der Antarktischen Halbinsel

In Kapitel 5.4.2 wurde aufgezeigt, dass durch die Verwendung von rein elevationsabhängigen Funktionen zur Gewichtung von GPS-Phasenbeobachtungen der Signalqualität und damit der Genauigkeit nicht zwangsläufig Rechnung getragen wird. Deshalb wird in diesem Kapitel das Signalqualitätsmaß S/NR zur Gewichtung von GPS-Beobachtungen, die im Bereich der Antarktischen Halbinsel erfasst wurden, genutzt. Da die Signalqualität u.a. von stationsspezifischen Einflüssen abhängt, können durch eine solche Vorgehensweise auch stationsabhängige Einflüsse kompensiert werden.

Basierend auf der Analyse von für jeden Beobachtungstag einer Kampagne generierten S/NR_{TEQC} -Plots können Tages-Ausreißer leicht detektiert werden (Abbildung 5-20 - Abbildung 5-25). Alle nicht als Tages-Ausreißer klassifizierten S/NR -Beobachtungen werden anschließend mit dem Ziel weiterverarbeitet, frequenzabhängige Gewichtsmatrizen für jede Station einer Kampagne zu kreieren. Dabei erfolgt die Berechnung eines Gewichtsmatrixelements durch arithmetische Mittelbildung. Um Sorge zu tragen, dass die Gewichte nicht größere Werte als 1 annehmen, erfolgt eine

Normierung in Abhängigkeit vom größten S/NR_{AMU} -Wert einer Beobachtungskampagne. Als Auflösung wird sowohl für Azimut als auch Elevation 2° gewählt.

Stellvertretend für die Ermittlung einer für eine Beobachtungskampagne gültigen Gewichtsfunktion soll die Analyse der GPS-Daten der Beobachtungsstation *OHG1* der SCAR98-Kampagne basierend auf S/NR -Maßzahlen beschrieben werden.

Zur Normierung der Gewichtsfunktionen innerhalb einer Kampagne werden absolute L_1 - bzw. L_2 -Maximalwerte benötigt. Betrachtet man die Tagesmaxima, so fällt auf, dass für L_1 an jedem Beobachtungstag identische Werte erhalten werden, wohingegen die L_2 -Tagesmaxima leicht streuen. Weiterhin sind die L_2 -Maßzahlen i.d.R. größer als die AMU-Werte der L_1 -Trägerfrequenz, deshalb werden von der Trägerfrequenz abhängige Normierungsvorschriften ermittelt. Für die beiden Trägerfrequenzen werden die AMU-Beobachtungen jedes Tages den $2^\circ \times 2^\circ$ -Intervallen zugeordnet, so dass bspw. die Anzahl der Beobachtungen pro Intervall bestimmbar ist, siehe Abbildung 5-33. Deutlich zu erkennen ist der abschattungsfreie Empfang dieser Station und die hohe Anzahl an Beobachtungen an den Rändern des Südlochs, v.a. in südlicher Richtung.

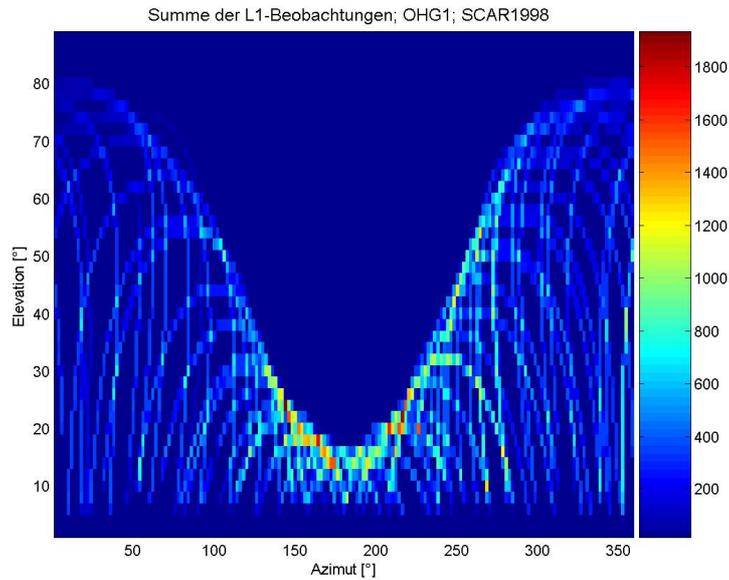


Abbildung 5-33: Summe der L_1 -Beobachtungen; Station *OHG1*; SCAR98

Basierend auf den Kampagnen-Maximalwerten und S/NR -Werten der $2^\circ \times 2^\circ$ -Intervalle können die in Abbildung 5-34 dargestellten normierten Gewichtsfunktionen für L_1 und L_2 bestimmt werden. Auffällig sind wiederum die qualitativ relativ schlechten L_1 -Daten in hohen Elevationen.

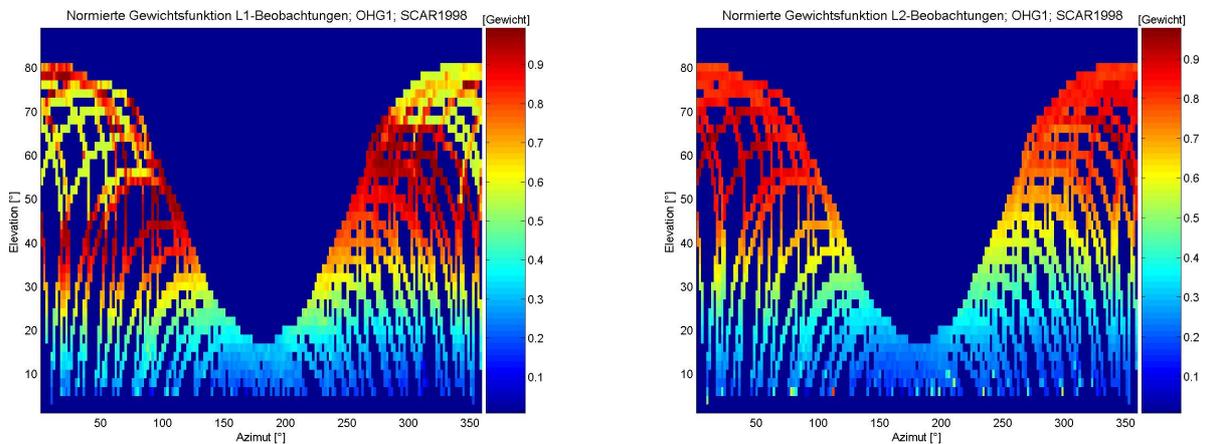


Abbildung 5-34: Normierte Gewichtsfunktionen für L_1 (links) und L_2 (rechts); Station *OHG1*; SCAR98

In Abbildung 5-35 sind für die Station *OHG1* die absoluten Häufigkeiten der normierten L_1 - und L_2 -Gewichte der SCAR98-Kampagne dargestellt. Während die L_2 -Gewichtsfunktion viele Gewichte zwischen 0.75 und 0.95 aufweist, ist für L_1 eine Häufigkeitsmaximum für ca. 0.55 festzustellen.

Im Rahmen der programmtechnischen Realisierung dieser alternativen Gewichtsfunktion wurde ein minimales Gewicht von 0.15 gewählt, um Divisionen durch Null entgegenzuwirken. Dieser Werte wurde basierend auf Analysen von abschattungsfreien Stationen empirisch festgesetzt. 99.5% (99.0%) aller analysierten S/NR-Intervalle der L_1 -Beobachtungen (L_2 -Beobachtungen) weisen Gewichte auf, die über 0.15 liegen.

Unter Verwendung des Fortpflanzungsgesetzes für Varianzen können Gewichtsfunktionen für Linearkombinationen berechnet werden. In Abbildung 5-36 ist die normierte L_3 -Gewichtsfunktion visualisiert, die mittels

$$f_{\sigma\sigma,L_3}(S/NR) = 2.55^2 \frac{\max(S/NR_{L_1})}{S/NR_{L_1}} + (-1.55)^2 \frac{\max(S/NR_{L_2})}{S/NR_{L_2}} \quad (5-20)$$

ermittelt werden kann. Hierbei werden die resultierenden Gewichte wiederum, wie oben beschrieben, durch Skalierung innerhalb des Intervalls [0.15; 1] gehalten.

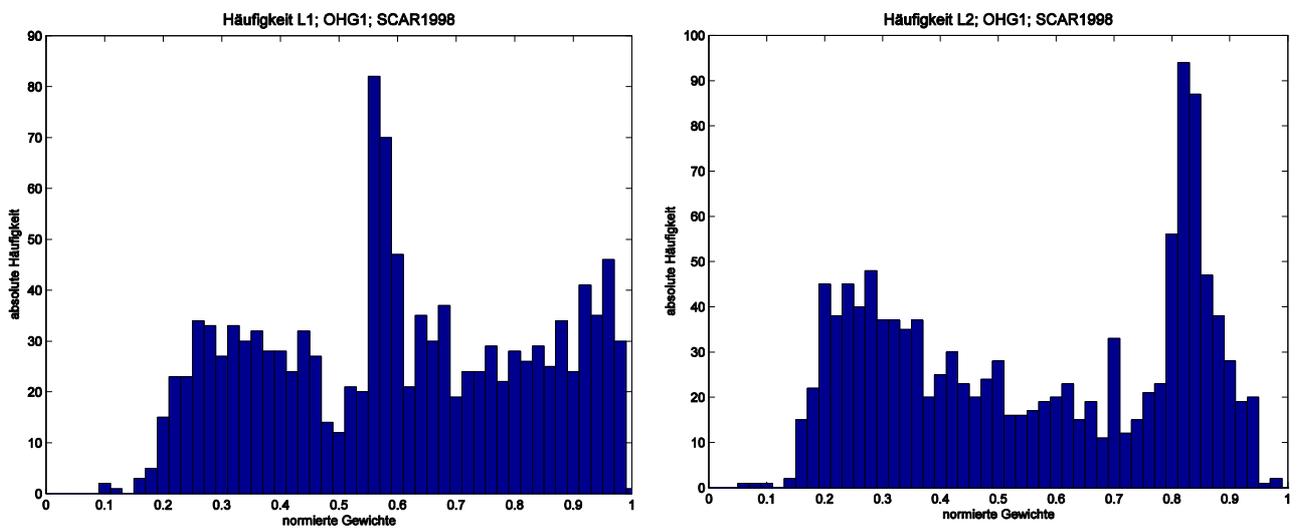


Abbildung 5-35: Histogramm der absoluten Häufigkeit der Gewichte für L_1 (links) und L_2 (rechts); Station *OHG1*; SCAR98

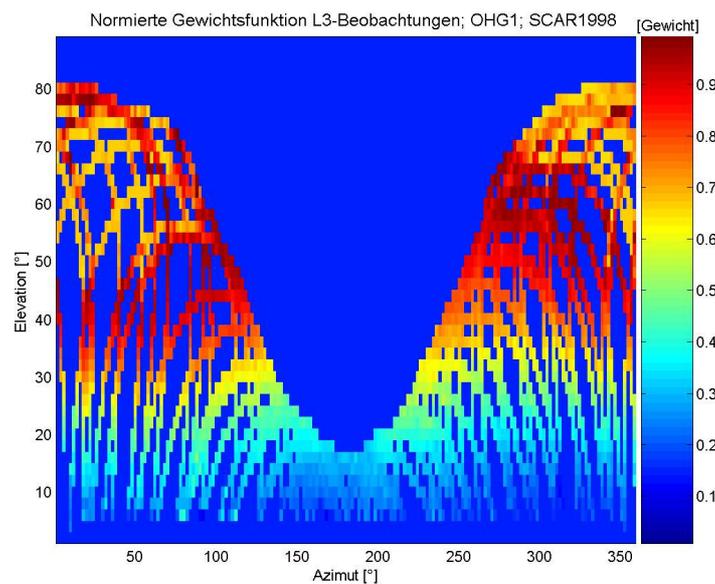


Abbildung 5-36: Normierte L_3 -Gewichtsfunktion; Station *OHG1*; SCAR98

Um die Einflüsse der oben beschriebenen alternativen Gewichtung der originären Phasenbeobachtungen zu untersuchen, wurden umfangreiche Modifikationen an der Berner GPS-Software vorgenommen. Diese Veränderungen beschränken sich jedoch auf das Modul der Parameterschätzung GPSEST. Vorverarbeitende Programmbestandteile bleiben unverändert.

Im Rahmen der stochastischen Modellbildung der Berner GPS-Software werden räumliche und zeitliche Korrelationen zwischen einzelnen Phasenbeobachtungen vernachlässigt, somit entartet die Varianz-Kovarianz-Matrix für Zeropfeifferenzen zu einer Diagonalmatrix. Alternative Techniken zur Berücksichtigung eines verbesserten stochastischen Modells unter Verwendung der GPS-Daten der Antarktischen Halbinsel sind in HOWIND (2004) zu finden.

Das Verwenden von frequenz- und richtungsabhängigen kampagnen- und stationsspezifischen Gewichtsfunktionen führt zu einem homogenen Verlauf der Koordinatenzeitreihen. Je nach Station verbessert sich der RMS-Wert um bis zu 18%. Bei einzelnen untersuchten Basislinien konnte keiner signifikante Verbesserung festgestellt werden.

Wie durch Gleichung (5-19) angeführt, existieren weitere alternative Gewichtsfunktionen, die auf der Qualitätsmaßzahl S/NR beruhen. Im Gegensatz zu dem hier vorgestellten Ansatz werden bspw. in WIESER (2002) keine kampagnen- oder stationsspezifischen Gewichte in Abhängigkeit von S/NR-Werten ermittelt, sondern die Gewichte bzw. die Genauigkeiten werden für jede Einzelbeobachtung bestimmt. Beobachtungsbezogene, S/NR-basierte Gewichtsfunktionen können kurzzeitlichen Änderungen (z.B. Signalstörung durch Richtfunkstrecken, ionosphärische Einflüsse) besser Rechnung tragen. Hierzu sind die entwickelten kampagnen- und stationsspezifische Ansätze nicht in der Lage, so dass bei zeitlich eng begrenzten Störungen andere Herangehensweisen notwendig werden. Die GPS-Daten der Station *ROTI* sind während der SCAR98-Kampagne im Zeitfenster 11:00-14:00 UTC teilweise stark gestört. Eine Anwendung der entwickelten Gewichtsfunktionen führte hierbei zu keinen signifikanten Verbesserung der RMS-Werte. Deshalb werden diese Daten pragmatisch eliminiert.

Auf die komplexe programmiertechnische Realisierung der durch Gleichung (5-19) gegebenen flexiblen Ansätze sowie das Reprozessieren aller vorliegenden GPS-Daten wurde jedoch im Rahmen der vorliegenden Arbeit, die die wichtigsten Einflussfaktoren der GPS-Auswertung für den Bereich der Antarktischen Halbinsel untersucht, verzichtet. Die deutliche Verbesserung der Qualität der Ergebnisse zeigt jedoch das Potenzial von S/NR-basierten Gewichtsfunktionen für zukünftige Auswertungen auf.

5.5 Sonstige Fehlerquellen und Einflussfaktoren

Im Rahmen dieses Kapitels sollen satelliten- und stationsspezifische Einflussfaktoren angeführt und diskutiert werden, die in den vorhergehenden Unterkapiteln nicht behandelt wurden. Zuerst werden Systemsicherungsmaßnahmen erläutert. Anschließend werden die Restriktionen behandelt, die durch die Anordnung und die Bewegung der GPS-Satelliten resultieren. Dabei wird im Speziellen die Situation im Bereich der Antarktischen Halbinsel behandelt. Abschließend wird der Einfluss des Referenzrahmens diskutiert. Auf Fehler im physikalischen Kräftemodell oder auf relativistische Effekte soll im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht näher eingegangen werden.

5.5.1 Signalverschlechterung durch den Systembetreiber

Der Systembetreiber stellt die Nutzung des GPS mit höchsten Genauigkeiten nur für autorisierte Nutzer sicher. Gleichzeitig wird das originär militärisch genutzte Ortungssystem GPS vor Störungen geschützt. Dies wird durch die zwei Systemsicherungsmaßnahmen Selective Availability (SA) und Anti-Spoofing (A-S) realisiert, die für nicht-autorisierte Nutzer somit signalverschlechternd wirken.

Für GPS-Beobachtungen, die bis einschließlich zum 1. Mai 2000 erfasst wurden, stellte die globale und weltweit wirkende strategische Verschlechterung von Broadcast-Ephemeriden und Satellitenuhrdaten durch SA einen limitierenden Einflussfaktor dar. SA ist eine zeitabhängige Sicherheitsmaßnahme des Systembetreibers und war nach SHIH ET AL. (2001) seit dem 25. März 1990 auf allen Block II-Satelliten verfügbar. Somit unterliegen die in diesem Zeitraum erfassten GPS-Beobachtungen prinzipiell diesem Einfluss.

Die künstliche Verschlechterung der den GPS-Signalen aufmodulierten Satellitenbahndaten (ϵ -Prozess) wurde bis auf wenige Testbetriebe nie eingesetzt. Ziel dieser Signalverschlechterung war es, nicht-autorisierten Echtzeitnutzern höchste GPS-Genauigkeiten zu verwehren. Bei Post-Processing-Anwendungen hatte diese Systemsicherungsmaßnahme keine Auswirkungen, da bspw. IGS-Bahndaten verwendet werden konnten.

Die künstliche lang- und kurzperiodische Verschlechterung der Satellitenuhren mit einem unbekanntem Algorithmus (Dithering, δ -Prozess) hingegen stellte den kurzperiodischsten Fehlereinfluss des GPS dar (WANNINGER 2000b) und beeinflusste auf Grund der laufzeitbasierten (Pseudo-)Streckenmessung sowohl die absolute Pseudostrecken- als auch die Trägerphasenmessung auf beiden Frequenzen direkt. Im Gegensatz zu Echtzeitanwendungen, bei denen die durch SA resultierenden Satellitenuhrfehler dominieren, können bei Post-Processing-Anwendungen Satellitenuhrfehler durch Differenzbildung von zeitlich simultan registrierten Messungen praktisch vollständig eliminiert werden (GEORGIADOU UND DOUCET 1990).

Im Gegensatz zu SA ist die Sicherungsmaßnahme A-S weiterhin aktiv. A-S schützt das originär militärisch genutzte GPS vor Störungen durch Fremdsender. A-S verschlüsselt dazu den P-Code unter Verwendung des W-Codes. Hierdurch wird nicht-autorisierten Nutzern die Verwendung des P-Codes verwehrt. Der resultierende Code wird Y-Code genannt. Geodätische Empfänger sind jedoch in der Lage bspw. mittels Kreuzkorrelationstechniken, Squaring-Techniken, oder unter Verwendung des sog. Z-Trackings den originären Code zu rekonstruieren. Als Folge dieser Rekonstruktion weisen L_2 -Beobachtungen für nicht-autorisierte Nutzer vergleichend zu L_1 -Beobachtungen ein deutlich stärkeres Signalrauschen auf (HOFMANN-WELLENHOF ET AL. 2001).

5.5.2 Restriktionen durch das Raumsegment

Als weiterer nicht vom Nutzer beeinflussbarer Einflussfaktor ist die durch das Raumsegment vorgegebene Satellitenkonstellation zu nennen. Auf Grund der Anordnung und der Bewegung der GPS-Satelliten besteht eine Abhängigkeit von der geographischen Lage, im Speziellen von der geographischen Breite. Nach SANTERRE (1991) beeinflusst die geographische Breite einer Beobachtungsstation die GPS-Ergebnisse (z.B. Punktgenauigkeit). WANG ET AL. (2002) weisen ebenfalls eine Verschlechterung der erzielbaren Genauigkeit mit zunehmenden Beträgen der geographischen Breite sowie eine generell schlechtere Genauigkeit in Nord-Süd-Richtung vergleichend zur Ost-West-Richtung nach.

Für die südlichst gelegene (ca. 71.5° s.Br.) Beobachtungsstation des Verdichtungsnetzes Antarktische Halbinsel *Fossil Bluff* ergibt sich im Tagesverlauf (GPS-Tag: 031, 1998) die in Abbildung 5-37 dargestellte Überdeckung mit GPS-Beobachtungen. Horizontfreiheit wird hierbei vorausgesetzt. Hieraus sind satellitengeometrische Restriktionen polarer Regionen ableitbar. GPS-Satelliten liefern für solche Gebiete wenig Beobachtungen in Nähe des lokalen Zenits. Dies wird durch Abbildung 5-38 belegt, worin die prozentuale Verteilung der GPS-Beobachtungen in Abhängigkeit von der geographischen Breite vergleichend für eine in mittlerer nördlicher Breite gelegene Station (*Karlsruhe*: ca. 49° n.Br.) und *Fossil Bluff* dargestellt ist. Für nahezu die Hälfte aller auf *Fossil Bluff* registrierten Beobachtungen gilt $E < 25^\circ$. 25% aller Beobachtungen werden mit Elevationswinkeln kleiner 15° erfasst. Diese Beobachtungen weisen i.d.R. eine deutlich schlechtere Signalqualität auf als Beobachtungen aus höheren Elevationsbereichen. Dies ist bspw. durch eine erhöhte Mehrwegebelastung und den längeren Weg durch die Erdatmosphäre begründet. Wie in Kapitel 5.2.3 ausgeführt, sind jedoch v.a. Beobachtungen aus niedrigen Elevationen notwendig, um die Komponenten des Bermuda-Polygons zu dekorrelieren. Dies gilt somit im Besonderen für den Bereich der Antarktischen Halbinsel.

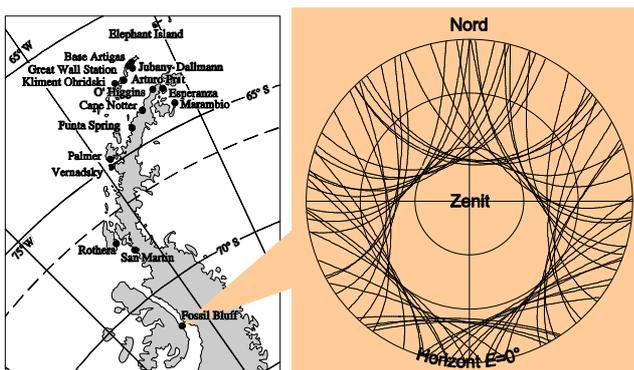


Abbildung 5-37: links: Übersicht Antarktische Halbinsel; rechts: Sky-Plot (24 h) der Station *Fossil Bluff*

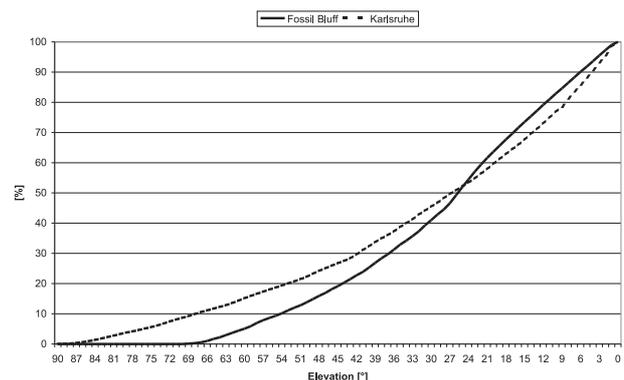


Abbildung 5-38: Prozentuale Beobachtungsverteilung der Stationen *Fossil Bluff* und *Karlsruhe*

5.5.3 Einfluss datumsgebender Punkte

Bei der Auswertung von GPS-Beobachtungen und der anschließenden Analyse kommt der Wahl der Referenzstation(en) eine wichtige Rolle zu. Datumsgebende Referenzpunkte werden als Fiducial-Punkte bezeichnet. Die Fixierung von verfälschten Koordinaten für die Referenzstationen übt auf das bearbeitete Netz einen geometrischen

Zwang aus, woraus einerseits eine falsche Koordinierung der Neupunkte resultieren kann; andererseits kann das Beurteilen korrelierter Parameter erschwert werden.

GPS-Punktkoordinaten bilden sowohl als Näherungskordinaten zur schnellen Ergebnisiteration, als auch bei der Behebung von Datumsdefekten eine wichtige Grundlage der GPS-Auswertung. Dabei werden im Rahmen einer differenziellen Auswertung in Abhängigkeit von der Stationsanzahl $i (i-1)$ linear unabhängige Basislinien gebildet. Bei der Parameterschätzung werden i.d.R. die (Näherungs-)Koordinaten mindestens einer Station stochastisch oder hierarchisch zur translatorischen Festlegung des Netzdatums eingeführt. Weiterhin datumsgebend sind die i.d.R. fehlerfrei eingeführten Positionen der Satelliten (z.B. IGS Final Orbits), wodurch über die Rotationsfreiheitsgrade des Netzes verfügt wird. Hierbei ist zu beachten, dass die zeitabhängigen Referenzsysteme, auf die sich die Koordinaten der Referenzstationen sowie die Bahninformationen beziehen, identisch sind; ansonsten sind geometriebedingte Fehler zu erwarten. Liegen Koordinaten und Bahninformationen in einem unterschiedlichen Datum vor, werden Transformationen notwendig. Im Rahmen der hier beschriebenen GPS-Auswertungen bildet das ITRF2000 die Grundlage der Koordinatenbestimmung. Im Gegensatz dazu beziehen sich die verwendeten ITRF-basierten IGS-Orbits auf unterschiedliche Referenzrahmen. Deshalb erfolgt im Rahmen der hier beschriebenen Auswertung eine Transformation der Satellitenpositionen in das ITRF2000. Hierzu stellt der IGS unter <http://igsceb.jpl.nasa.gov> Transformationsparameter und Programme zur Verfügung.

Von BEUTLER ET AL. (1988), BEUTLER ET AL. (1989) und SANTERRE (1991) wurde gezeigt, dass ein Fehler in den Koordinaten der Referenzstationen zu einer Änderung des Netzmaßstabs sowie einer Rotation des gesamten Netzes führt. Dabei resultieren bspw. aus einem Höhenfehler von 10 m (Lagefehler von $1'' \approx 30$ m) einer hierarchisch eingeführten Station ein Maßstab von ca. 0.4 ppm (eine Netzverdrehung um $0.1''$). Durch fehlerbehaftete Fiducial-Koordinaten werden nicht nur die geschätzten Koordinaten beeinflusst, sondern alle ermittelten, mit den Koordinaten korrelierten Parameter. Bspw. zeigen TREGONING ET AL. (1998) die Auswirkungen auf neutrosphärische Zusatzparameter auf. Somit ist das Verwenden korrekter Fiducial-Koordinaten sowohl für die Bestimmung einer geeigneten Auswertestrategie für den Bereich der Antarktischen Halbinsel als auch für die Ermittlung von regionalen Bewegungen Grundvoraussetzung.

Unter Annahme einer gleichmäßigen Satellitenverteilung gilt nach BEUTLER ET AL. (1988) Gleichung (5-1). Daraus ergeben sich für die mit ca. 550 km längste Basislinie (*Elephant Island - Signy*) des Verdichtungsnetzes Antarktische Halbinsel die in Tabelle 5-9 aufgelisteten Fehlerwerte. Somit sind Näherungskordinaten mit Zentimetergenauigkeit notwendig, um keine Zwänge im Auswertungsgang auf das bearbeitete GPS-Netz auszuüben.

$$\frac{\Delta l}{l} \approx 0.5 \frac{\Delta h}{R_{SV}} \frac{\sin^2 z_{max}}{(1 - \cos z_{max})}$$

mit Δl ... Fehler der Basislinienlänge l , (5-21)
 Δh ... Höhenfehler,
 R_{SV} ... Flughöhe von GPS-Satelliten (ca. 20200 km) und
 z_{max} ... maximale Zenitdistanz.

Tabelle 5-9: Einfluss eines Höhenfehlers Δh auf die Basislinienlänge am Beispiel der Basislinie (ELE1 – SIG1)

	Δh [cm]				
	1	5	10	25	50
$z_{max} = 75^\circ \Rightarrow \Delta l / l [10^{-9}]$	0.311	1.558	3.116	7.790	15.580
	0.291	1.453	2.905	7.265	14.526
	0.269	1.345	2.691	6.727	13.455
$z_{max} = 80^\circ \Rightarrow \Delta l$ [cm]	0.017	0.086	0.171	0.428	0.857
	0.016	0.080	0.160	0.400	0.800
	0.015	0.074	0.147	0.370	0.740

Im Gegensatz dazu ergibt sich der Einfluss von lagemäßig falsch gewählten (Näherungs-)Koordinaten einer hierarchisch behandelten Station ΔO nach BEUTLER ET AL. (1988) zu

$$\omega \approx 0.25 \frac{\Delta O}{R_{SV}} \frac{\sin^2 z_{max}}{(1 - \cos z_{max})}$$

mit ω ... Netzrotation, (5-22)
 ΔO ... Lagefehler,
 R_{SV} ... Flughöhe von GPS-Satelliten (ca. 20200 km) und
 z_{max} ... maximale Zenitdistanz.

Hieraus ergeben sich die in Tabelle 5-10 zu findenden Beträge.

Tabelle 5-10: Einfluss von Lagefehlern ΔO

	ΔO [m]		
	1	5	10
$z_{\max} = 75^\circ$	0.003	0.016	0.032
$80^\circ \Rightarrow \omega [^\circ]$	0.003	0.015	0.030
85°	0.003	0.014	0.028

Die datumsgebenden Punkte sind somit hinsichtlich ihrer Qualität zu prüfen, um diesen Einflussfaktor ausschließen zu können. V.a. bei Studien, die sich über längere Zeiträume erstrecken, müssen grundlegende Überlegungen hinsichtlich des verwendeten Referenzrahmens bzw. der Zeitabhängigkeit der Stationskoordinaten angestellt werden. Durch das lineare Bewegungsverhalten des ITRF2000 (ALTAMIMI ET AL. 2002) ergibt sich für den Bereich der Antarktischen Halbinsel eine maximale jährliche dreidimensionale Punktbeziehung von ca. 3 cm. Für ca. 20-tägige Beobachtungskampagnen resultieren daraus dreidimensionale Bewegungen von ca. 2 mm. Deshalb wird basierend auf den Gleichungen (5-1) und (5-22) im Rahmen der hier beschriebenen Auswertungen von einer zeitabhängigen Modellierung der Fiducial-Punkte innerhalb eines Kampagnenzeitraums abgesehen.

6. Zur Erdatmosphäre als Ausbreitungsmedium

Auf Grund der Gravitationskraft der Erde werden Luftmoleküle daran gehindert, sich in den Weltraum zu verflüchtigen. Sie bilden stattdessen eine Hülle um den Erdkörper. Die Erdatmosphäre ist die Lufthülle des festen Erdkörpers und beinhaltet somit alle Massen, die die Erde umgeben. Sie besteht aus einem nahezu konstanten Gemisch verschiedener Gase und tritt mit elektromagnetischen GPS-Signalen in Wechselwirkung. Kenntnisse über die Zusammensetzung und die Eigenschaften des von den GPS-Signalen durchquerten Mediums sind deshalb unerlässlich.

Nachdem in Kapitel 4 die auf das GPS wirkenden Faktoren eingeführt wurden, erfolgte im vorherigen, fünften Kapitel die Diskussion der wichtigen satelliten- und stationspezifischen Einflussfaktoren. Dieses und die beiden folgenden Kapitel beschäftigen sich mit atmosphärischen Einflüssen. Durch dieses Kapitel wird in die Thematik der atmosphärischen Einflussfaktoren eingeführt und es werden Grundlagen vermittelt, während sich Kapitel 7 und Kapitel 8 mit wichtigen ausgewählten Regionen der Erdatmosphäre (Ionosphäre bzw. Neutrosphäre) befassen. Das erste Unterkapitel beschreibt den Aufbau der Erdatmosphäre. Das zweite Unterkapitel betrachtet einleitend die Wechselwirkung zwischen Erdatmosphäre und elektromagnetischen Signalen.

6.1 Der Aufbau der Atmosphäre

Die größten Anteile der Erdatmosphäre entfallen auf Stickstoff (ca. 78%) und Sauerstoff (ca. 21%), deutlich kleinere Anteile auf Wasserdampf, Edelgase (z.B. Argon, Helium, Krypton, Neon, Xenon), Kohlendioxid, Ozon und Wasserstoff. Diese Bestandteile der Erdatmosphäre weisen unterschiedliche physikalische und chemische Eigenschaften auf. Die Gesamtmasse der Atmosphäre wird auf rund $5 \cdot 10^{15}$ t geschätzt. Auf 1 cm^2 der Erdoberfläche lastet eine Luftsäule, deren Masse 1035 g beträgt (LILJEQUIST UND CEHAK 1994). I.Allg. erfolgt in den unteren Bereichen der Atmosphäre auf Grund der Erdrotation eine gute Durchmischung dieser Bestandteile. Hierbei stellt Wasser eine Ausnahme dar. Das Mischverhältnis nahezu aller Gase ist jedoch besonders stark höhenabhängig. Bspw. finden sich ca. 90% des Ozons in der Stratosphäre wieder (WAHL 2002). 90% (99.99%) der atmosphärischen Bestandteile finden sich in den unteren Bereichen bis ca. 30 km (50 km) der Atmosphäre (KERTZ 1971). Nahezu 60% (80%) des räumlich und zeitlich hochvariablen Wasserdampfs sind i.d.R. in einer Höhe bis zu 2 km (3 km) zu finden. Alles Wasser (99%) ist unterhalb der Tropopause anzutreffen, was in der Entstehung durch die Verdunstung von Oberflächenwasser und im Stoffwechsel von Pflanzen begründet ist. Wasser kommt sowohl in gasförmigem (Wasserdampf), flüssigem (Nebel, Wolken, Regen) und festem (Schnee, Hagel, Eis) Zustand vor und ist somit der einzige Bestandteil der Erdatmosphäre, der alle Aggregatzustände annimmt. Dies ist in den Temperaturvariationen innerhalb der Erdatmosphäre begründet, die den Bereich um den Tripelpunkt des Wassers abdecken. Ab einer Höhe von ca. 600–1000 km herrscht nahezu vollständiges Vakuum vor.

Die Atmosphäre kann auf Grund der o.g. Höhenabhängigkeit vertikal in verschiedene Schichten in Abhängigkeit von physikalischen Größen oder der chemischen Zusammensetzung klassifiziert werden (MÖLLER 1973). Somit beschreibt ein sphärischer Aufbau die Atmosphäre der Erde in erster Näherung. Je nach Kriterium der vertikalen Gliederung (z.B. Temperatur, Ionisierung) ergeben sich die in Abbildung 6-1 aufgeführten, unterschiedlichen Bereiche der Atmosphäre.

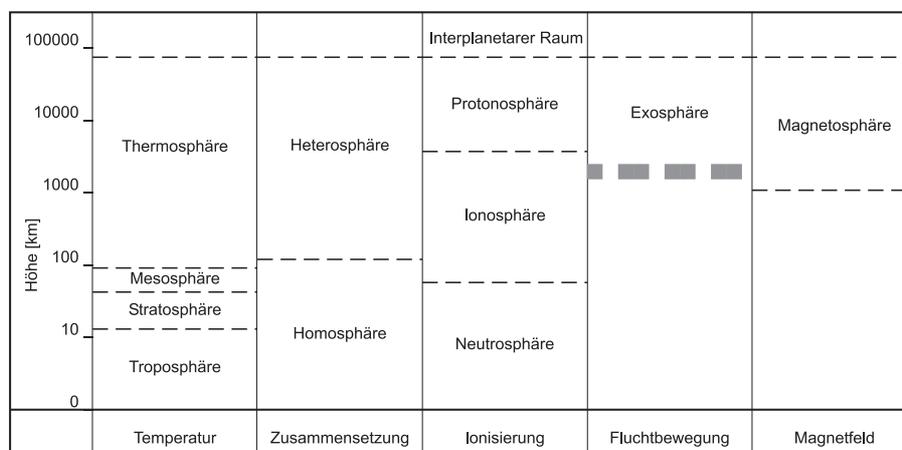


Abbildung 6-1: Vertikale Gliederung der Atmosphäre (bspw. nach DIEMINGER (1968))

Bei einer Einteilung auf Grund des Temperaturprofils wird zwischen der Troposphäre (bis ca. 12 km), der anschließenden Stratosphäre (bis ca. 50–70 km), der durch starke Luftbewegungen charakterisierten, darüberliegenden Mesosphäre (bis ca. 80–100 km) und der sich anschließenden Thermosphäre (bis ca. 80000 km) unterschieden. Der Übergangsbereich zwischen der Troposphäre und der Stratosphäre bzw. die Schichtobergrenze der Troposphäre wird als Tropopause bezeichnet, die Stratopause bildet den Grenzbereich zwischen Stratosphäre und Mesosphäre, an welche sich die Mesopause anschließt (KRAUS 2001). Diese Schichten stellen Umkehrpunkte im Temperaturprofil dar, siehe Kapitel 6.1.2. Trotz dieser strikten Trennung zwischen Tropo- und Stratosphäre bestehen direkte Abhängigkeiten zwischen diesen beiden Bereichen des zur elektrisch neutralen Atmosphäre zusammengefassten Bereichs der Erdatmosphäre, auf die im weiteren Verlauf der Arbeit detailliert eingegangen wird.

Die Troposphäre zeichnet sich dadurch aus, dass die eigentlichen Wettererscheinungen bzw. meteorologischen Phänomene dort entstehen bzw. ablaufen. Bspw. werden sämtliche Wolken, mit Ausnahme der leuchtenden Nachtwolken sowie Nebel, welche durch das Wandern von feuchten Atmosphärenteilchen in kältere Regionen entstehen, in ihr gebildet. Es werden turbulente Luftbewegungen (z.B. vertikale Ausgleichsbewegungen) in ihr im Gegensatz zur ruhigen, stabilen und statischen Stratosphäre vollführt. In der Mesosphäre finden ebenso turbulente Luftbewegungen statt. Im Gegensatz zu den bisher angeführten Bereichen der Atmosphäre findet in der Thermosphäre keine Durchmischung der einzelnen Bestandteile statt, so dass hier nicht mehr von Homogenität ausgegangen werden kann. Hier werden die Gasbestandteile nach ihrer unterschiedlichen Dichte und somit in Schichten angeordnet.

Eine andere Einteilung der Atmosphäre ergibt sich durch die elektrischen Eigenschaften der Lufthülle bzw. durch den Grad der Ionisierung, begründet u.a. durch Sonneneinstrahlung. Große Teile der Atmosphäre sind elektrisch gesehen inaktiv. Es wird zwischen einer Neutralgasschicht (bis ca. 80 km Höhe), worunter Tropo- und Stratosphäre sowie Teile der Mesosphäre subsummiert werden, und der sich daran anschließenden signifikant ionisierten Schicht, der Ionosphäre, unterschieden. Die Atmosphäre absorbiert fast alle Wellenstrahlungen mit Ausnahme des sichtbaren Lichts und der Radiowellen. In der neutralen Atmosphäre verhält sich die Atmosphäre homogen, d.h. das mittlere molare Gewicht weist nur eine sehr geringe Höhenabhängigkeit auf. In den darüberliegenden Bereichen der Atmosphäre gilt dies auf Grund von Entmischungen nicht (WAHL 2002).

Teilweise wird in der Fachliteratur der Begriff der Magnetosphäre angeführt. Die Magnetosphäre erstreckt sich ab einer Höhe von 400 km bis zu den Grenzen des Erdmagnetfeldes. Ebenso sind Klassifizierungen hinsichtlich der prinzipiellen Zusammensetzung der Gase zu finden, wobei in der Homosphäre eine Durchmischung stattfindet, in der Heterosphäre hingegen ein Diffusionsgleichgewicht herrscht. Die Homosphäre entspricht ungefähr der Neutrosphäre.

Erfolgt eine Einteilung nach trockenen und feuchten Bestandteilen, so werden alle Anteile der Atmosphäre mit Ausnahme des Wasserdampfes zur sog. trockenen, reinen Luft zusammengefasst, welche raum- und zeitabhängig mit dem nicht permanent vorhandenen Wasserdampf durchmischt ist. Diese Einteilung wird bspw. bei der neutrosphärischen GPS-Modellbildung verwendet, siehe hierzu Kapitel 8.

In Abbildung 6-1 sind die oben beschriebenen Möglichkeiten der Atmosphärengliederung zusammenfassend und schematisch dargestellt. In der geodätischen Praxis ist jedoch eine weitaus einfachere Einteilung üblich und ausreichend, siehe hierzu bspw. HOPFIELD (1971). Es wird hierbei lediglich zwischen der Iono- und der Neutrosphäre unterschieden. Betrachtet man die elektrisch neutralen Atmosphärenbereiche, so ist der Einfluss der Troposphäre für die Ausbreitung elektromagnetischer Wellen des L-Bandes dominierend (ca. 80%). Auf Grund dieser Dominanz wird in der Fachliteratur der Einfluss der Neutrosphäre mit dem Einfluss der Troposphäre gleichgesetzt. Eine Abgrenzung der Troposphäre von der Stratosphäre wird meist nur über eine Einteilung in feuchte (bis in Höhe der Tropopause) und trockene Anteile (bis in Höhe der Stratopause) vollzogen. Der Beitrag der über der Stratosphäre gelegenen Schichten (v.a. Mesosphäre) ist so gering, dass er i.Allg. ohne Genauigkeitseinbußen im Rahmen der GPS-Modellbildung vernachlässigt werden kann. Im weiteren Verlauf der Arbeit wird der korrektere Terminus Neutrosphäre verwendet, um die elektrisch neutralen Atmosphärenbereiche zu subsumieren.

Sowohl die Iono- als auch die Neutrosphäre stellen für die Ausbreitung von elektromagnetischen Wellen des L-Bandes und somit für die Positionsbestimmung mit GPS genauigkeitslimitierende, atmosphärische Einflussfaktoren dar, da lediglich durch eine adäquate Atmosphärenmodellierung qualitativ hochwertige und korrekte Ergebnisse basierend auf GPS-Beobachtungen erhalten werden können (WEBER et al. 1995).

6.1.1 Die Ionosphäre

Die Ionosphäre dehnt sich beginnend auf einer Höhe von etwa 40-50 km bis zu mehreren Erdradien aus. Sie ist, da die einfallende Sonnenstrahlung in Abhängigkeit von der Wellenlänge in unterschiedlichen Schichten absorbiert wird, in

verschiedene ionisierte Schichten eingeteilt. Der Grad der Ionisierung hängt hauptsächlich von der Ultraviolett- und der Röntgenstrahlung der Sonne ab (KLOBUCHAR 1996). Die einzelnen Schichten der Ionosphäre werden durch die Elektronendichte, der Anzahl der Elektronen pro Volumeneinheit [m^3], charakterisiert. Die höchste Elektronendichte (ca. $2 \cdot 10^{12}$ Elektronen pro m^3) wird in einer Höhe zwischen 250 km und 500 km beobachtet.

Die Vorgänge in der Ionosphäre werden wesentlich durch die leichten, freien Elektronen bestimmt, welche um die schweren Ionen oszillieren und sich spiralförmig im Erdmagnetfeld bewegen. Der Zustand der Ionosphäre kann stark durch die geomagnetische Aktivität und die Sonnenfleckenanzahl beschrieben werden (KLOBUCHAR 1996). Auf Grund der unterschiedlichen Strahlungseinwirkung der Sonne variiert die Elektronendichte nicht nur mit der Tageszeit, sondern ist auch jahreszeitlichen Änderungen unterworfen. Darüber hinaus ist der Elektronengehalt von der geomagnetischen Breite abhängig. So ist in Äquatorregionen ein Maximum des Elektronengehalts anzutreffen, während in Polarregionen der Elektronengehalt eher gering und oftmals inhomogen verteilt ist.

Auf Grund der Bedeutung dieses atmosphärischen Einflussfaktors wird die Ionosphäre, nachdem in Kapitel 6.2 die Grundlagen zur Ausbreitung von elektromagnetischen Wellen beschrieben wurden, in Kapitel 7 ausführlich behandelt.

6.1.2 Die Neutrosphäre

Im Gegensatz zur Ionosphäre enthält die Neutrosphäre so gut wie keine freien Elektronen oder Ionen, somit setzt sich die Neutrosphäre im Wesentlichen aus elektrisch nicht geladenen Molekülen und Atomen zusammen, die ca. 80% der Masse der Erdatmosphäre ausmachen (WALLACE UND HOBBS 1977). Die Neutrosphäre besteht aus rund einem Dutzend verschiedener, auf Grund der Erdnähe gut durchmischter Gase. Der Einfluss dieser Gase auf elektromagnetische Wellen des L-Bandes ist im Wesentlichen gleich, so dass es im Rahmen der GPS-Modellbildung ausreicht, die Neutrosphäre durch ein Modell, welches hinsichtlich Wasser, Kohlendioxid und den restlichen Bestandteilen unterscheidet, zu approximieren. Das atmosphärische Wasser kann dabei, wie oben angeführt, bspw. in Form von Eiskristallen, Wassertropfen und Wasserdampf auftreten. Der im weiteren Verlauf der vorliegenden Arbeit wichtige Wasserdampf ist ein sog. Treibhausgas und im Kontext der Klimaforschung mit globaler Erwärmung nahezu untrennbar als Grund ebenso wie als Symptom verbunden. Wasserdampf ist auf Grund seiner räumlichen und zeitlichen Variabilität schwierig modellierbar und stellt bei GPS-Auswertungen einen wichtigen Einflussfaktor dar, der bspw. über das Bermuda-Polygon im Speziellen mit der Höhenkomponente korreliert ist (Kapitel 4.2.3). Der Kohlendioxidgehalt ist schwierig zu bestimmen, deshalb wird er im Rahmen der GPS-Modellbildung i.d.R. als konstant angenommen und den trockenen Gasen zugeordnet, die im Rahmen der Modellbildung getrennt vom komplementären feuchten Anteil behandelt werden. Die trockene Komponente subsummiert somit alle Bestandteile mit Ausnahme des Wasserdampfes, der der feuchten Komponente zugeordnet wird. In Kapitel 8 wird ausführlich auf die neutrosphärische GPS-Modellbildung eingegangen.

Die Troposphäre erreicht als erdnächste Schicht der Atmosphäre eine Höhe von ungefähr 8-10 km über den Polargebieten und eine Höhe von etwa 17 km über dem Äquator. Über den Polargebieten und in mittleren Breiten variiert die Troposphärenhöhe in Abhängigkeit von den Jahreszeiten, während sie am Äquator gleich bleibt (SPILKER 1996a).

Zu den die Neutrosphäre beschreibenden atmosphärischen Zustandsgrößen zählen

- die Temperatur T , die in der Einheit Kelvin [K] bzw. Grad Celsius [$^{\circ}$ C] angegeben wird,
- der atmosphärische Luftdruck p , gemessen in der Einheit Hektopascal [hPa] und
- die relative Luftfeuchtigkeit rh [%].

Der Gehalt der Luft an Wasserdampf charakterisiert die Luftfeuchtigkeit. Der Partialdruck des Wasserdampfes (Wasserdampfdruck) e [hPa] ergibt zusammen mit dem Partialdruck der trockenen Luft p_d [hPa] den gesamten atmosphärischen Luftdruck. Die relative Luftfeuchte berechnet sich aus dem Quotienten von Wasserdampfdruck und Sättigungsdampfdruck. Hierauf wird in Kapitel 8 detailliert eingegangen. Das Gasgemisch aus trockener Luft und Wasserdampf wird als feuchte Luft bezeichnet.

Der wichtige physikalische Parameter Temperatur nimmt bis in Höhe der Tropopause nahezu linear um etwa 5° - 7° C pro Höhenkilometer ab. Dieser Temperaturgradient β variiert jedoch auf a priori unbekannte Art und Weise sehr stark mit der Zeit und mit dem Ort. Das die Erde umgebende Temperaturfeld ist v.a. abhängig von der einfallenden und reflektierten Sonnenenergie, von der Zeit, vom Wettergeschehen und in Erdnähe von der Bodenbedeckung. Dabei wird die Troposphäre v.a. von der Erde beeinflusst, während die Stratosphäre sowohl mit tiefer als auch mit höher gelegenen Luftschichten interagiert. Weiterhin spielen Schadstoffemission und Industrialisierungsgrad eine Rolle. I.Allg. kann erst ab einer Höhe von ca. 1-1.5 km von einer polytropen Atmosphäre ausgegangen werden, in welcher der Temperaturgradient somit gleichmäßig linear abnimmt (SPILKER 1996a). Als mittlerer Temperaturgradient wird i.Allg. ein Betrag von ca. 0.0065° C pro Höhenmeter angegeben (KRAUS 2001). Dadurch sinkt über den Polarregionen die Temperatur in Höhe der Tropopause auf etwa -50° C und über den Tropen auf etwa -80° C. Von der Tropopause bis in eine Höhe von

etwa 35 km bleibt die Temperatur auf Grund des Strahlungsgleichgewichts im Wärmehaushalt relativ konstant. Anschließend setzt mit zunehmender Höhe ein anfänglich bis ca. 30 km langsam beginnender dann jedoch kräftig ausgeprägter Temperaturanstieg ein, bis am Rand der sehr stabilen Stratosphäre in etwa 50 km Höhe eine Temperatur von ungefähr 0°C erreicht wird (LILJEQUIST UND CEHAK 1994). Der Grund hierfür liegt in der Absorption der ultravioletten Strahlung durch Ozon. In der Mesosphäre nimmt die Temperatur wiederum mit der Höhe ab (80 km: -100°C), um in der anschließenden Thermosphäre in Folge der Absorption von Röntgen- und Gammastrahlung der Sonne wieder bis auf ca. 700°C anzusteigen. Abbildung 6-2 stellt den Temperaturverlauf mit zunehmender Höhe graphisch dar. Auf Grund der sehr geringen Luftdichte ist ein Vergleich der in den oberen Atmosphärenschichten herrschenden Temperaturen bspw. mit den erdnahen Bereichen nicht möglich. Das horizontale Gefälle der Temperatur sowie des im Folgenden behandelten Luftdrucks ist in Relation zu den vertikalen Variationen gut durchmischter Atmosphärenbereiche eher gering (MAHLBERG 2002).

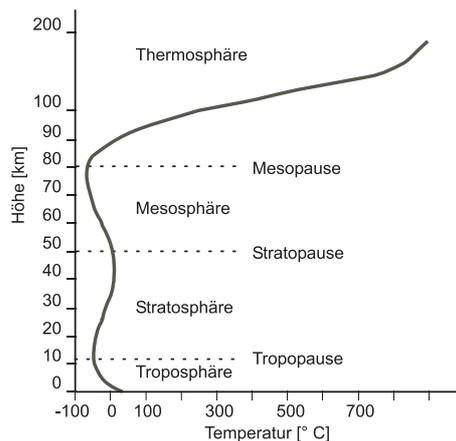


Abbildung 6-2: Temperaturprofil der Atmosphäre (nach LILJEQUIST UND CEHAK (1994))

Die zweite wichtige meteorologische Größe, der Luftdruck, entspricht dem Gewicht der Luftsäule. Er beträgt auf Meeresniveau ungefähr 1013 hPa und nimmt mit ansteigender Höhe exponentiell ab. In Höhe der Tropopause nimmt der Luftdruck über den Polen noch Werte im Bereich 200-350 hPa bzw. am Äquator von 70-150 hPa an (SPILKER 1996a). In einer Höhe von etwa 40-50 km erreicht er nur noch ein Tausendstel seines Erdoberflächenwertes und kann somit vernachlässigt werden. Formal hängt der Luftdruck somit v.a. von der Höhe und der das Volumen und die Dichte beeinflussenden Temperatur ab.

Die Feuchtigkeit der Atmosphäre verringert sich ebenfalls exponentiell mit zunehmender Höhe, jedoch kann die Verteilung der Feuchte lokal stark variieren. Bis zu einer Höhe von etwa 3 km nimmt die Feuchte und damit der Wasserdampfgehalt sehr rasch, danach nur noch langsam, ab. In einer Höhe von ca. 10 km hat sich der Wasserdampfdruck auf ein Hundertstel seines Bodenwertes (10 hPa) verringert. In den darüberliegenden Bereichen (z.B. Stratosphäre) kann die Luft daher als sehr trocken angesehen werden, somit sind die Einflüsse von Luftfeuchtigkeit bzw. Wasserdampfdruck vernachlässigbar. Für maritim geprägte Klimate kann mit ausreichender Genauigkeit eine nahezu konstante Luftfeuchtigkeit angenommen werden.

Somit können für diese genannten meteorologischen Grundgrößen theoretische Ableitungen funktionaler Zusammenhänge in Abhängigkeit von der Höhe angegeben werden, die dem generellen Verhalten der Atmosphäre genügen. In den erdnahen Schichten der Troposphäre kommt es jedoch häufig zu Inversionswetterlagen. Während im Normalfall die Temperatur vom Erdboden aus nach oben abnimmt, steigt diese in Inversionsgebieten mit der Höhe an. Die meteorologischen Zustandsgrößen unterliegen jedoch nicht nur einer Änderung mit der Höhe, sondern sie sind auch abhängig von Tages- und Jahreszeit sowie von der geographischen Breite. Diese zeitlichen und räumlichen Schwankungen wirken sich auf den Wasserdampfgehalt der Atmosphäre am stärksten aus. Um den tatsächlichen Zustand der Atmosphäre zu erfassen, müssen In-Situ-Messungen durchgeführt werden. Einige ausgewählte Sensoren (z.B. Radiosonden) werden im weiteren Verlauf der vorliegenden Arbeit (Kapitel 8) exemplarisch angeführt. Sind solche Messungen nicht möglich bzw. nicht vorhanden, können sog. Standardatmosphären verwendet werden (KRAUS 2001). Die gebräuchlichste ist die US-Standardatmosphäre 1976 (U.S. Standard Atmosphere 1976). Sie repräsentiert das jahresdurchschnittliche Verhalten der Atmosphäre in 45°n.Br. mit Ausgangswerten bezogen auf das mittlere Meeresniveau. Ergänzt wird sie durch Korrekturen für die jahreszeitlichen und breitenabhängigen Abweichungen auf der nördlichen Hemisphäre (U.S. Standard Atmosphere Supplements). Hierauf wird ebenfalls in Kapitel 8.2.4 eingegangen.

Basierend auf Annahmen, Messungen und Modellen kann der Einfluss der Neutrosphäre auf GPS-Beobachtungen beschrieben werden. I.d.R. wird dazu der sog. Brechungsindex n verwendet, der im folgenden Unterkapitel einführend

aufgegriffen wird. Im Detail werden Abhängigkeiten zwischen Brechungsindex und Meteorologie in Kapitel 8 behandelt.

6.2 Die Erdatmosphäre als Ausbreitungsmedium für GPS-Signale

GPS-Satelliten strahlen elektromagnetische Wellen ab, welche sich mit Lichtgeschwindigkeit c ausbreiten. Die GPS-Signale durchlaufen auf dem Weg von Sende- zu Empfangsantenne die Erdatmosphäre. Gleichung (6-1) beschreibt unter Verwendung des Brechungsindex des durchquerten Mediums n den allgemein gültigen Zusammenhang zwischen Ausbreitungsgeschwindigkeit v und Lichtgeschwindigkeit im Vakuum.

$$v = \frac{c}{n} \quad (6-1)$$

Die Erdatmosphäre ist zeitlich und räumlich inhomogen und variabel zusammengesetzt. Nach HALL ET AL. (2002) kann der Einfluss der Erdatmosphäre auf die satellitengeodätische Nutzung des Navigationssystems GPS an der Erdoberfläche in zwei Bereiche eingeteilt werden, die vom Aggregatzustand der Atmosphärenbestandteile abhängen, mit denen die GPS-Signale interagieren. Grundlegend erfolgt eine Unterscheidung zwischen den in atmosphärischen Gasen begründeten Einflüssen auf den Brechungsindex (z.B. Verzögerung, Krümmung, Reflexion, Absorption) und den Wechselwirkungen (z.B. Streuung, Dämpfung, Szintillation) mit festen oder flüssigen Bestandteilen der Atmosphäre, wie Wolken oder Aerosole. Im Folgenden sollen v.a. die durch Atmosphäregase bedingten Einflussfaktoren eingehend betrachtet werden. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit v_p [m/s] von GPS-Trägerphasen lässt sich basierend auf den Maxwell'schen Gleichungen⁶⁻¹ mittels

$$n = \sqrt{\mu_r \epsilon_r} = \frac{c}{v_p} \quad (6-2)$$

mit μ_r ... relative Permeabilität des Mediums [H/m=kgms⁻²A⁻²] und
 ϵ_r ... relative Dielektrizitätskonstante⁶⁻² [F/m=A²s⁴kg⁻¹m⁻³]

berechnen. Auf Grund der raum- und zeitabhängigen Anwesenheit von massebehafteten Molekülen ist die Ausbreitungsgeschwindigkeit im durchquerten Medium gegenüber der Lichtgeschwindigkeit im Vakuum stetig verzögert.

Dabei ist die Wechselwirkung zwischen atmosphärischer Materie, welche als Gemisch einzelner Atmosphärenbestandteile betrachtet wird, und dem elektromagnetischen Feld der GPS-Signale von besonderer Bedeutung. Das anliegende schwache äußere elektromagnetische Feld der GPS-Signale beeinflusst stetig die atmosphärischen Moleküle (z.B. H₂O, O₂, CO₂, N₂), deren inneres elektrisches Feld deutlich stärker ausgeprägt ist. Zu unterscheiden ist hierbei zwischen Verschiebungs- und Orientierungspolarisation. Die Verschiebungspolarisation, auch dielektrische Polarisation genannt, rührt von der stetigen Veränderung der Lage des Ladungsschwerpunkts der Elektronenhülle relativ zum positiven Ladungsschwerpunkt innerhalb der Moleküle her. Im feldfreien Raum fallen die beiden Schwerpunkte zusammen. Auf Grund der Existenz des elektromagnetischen Feldes der GPS-Signale vollziehen die Moleküle eine Bewegung, die mathematisch mit einer erzwungenen gedämpften harmonischen Schwingung beschrieben werden kann. Im Gegensatz dazu ist die Orientierungspolarisation durch die permanenten elektrischen (z.B. H₂O) und magnetischen (z.B. O₂) Dipolmomente der Moleküle begründet. Ohne äußeres Einwirken liegt eine gleichförmige Dipolverteilung vor, welche durch das Anlegen eines äußeren Feldes beeinflusst wird und zu einer Ausrichtung in Feldrichtung führt. Überlagert wird diese Ausrichtung durch die Bewegung der Moleküle.

Allgemein ist der mit Gleichung (6-2) gegebene funktionale Zusammenhang für den Brechungsindex unter Verwendung der Lorentz-Lorenz-Gleichung für optische Felder bzw. der äquivalent gebrauchten Gleichung von Clausius und Mosotti für quasi-statische, schwache elektrische Felder definiert. In Abhängigkeit von der Anzahl der schwach miteinander wechselwirkenden Moleküle N_m des Dielektrikums pro Volumen (Anzahldichte), der mittleren molekularen elektrischen bzw. magnetischen Polarisierbarkeit α [m²C²/J=A²s⁴/kg] sowie der elektrischen, auf das Vakuum bezogenen Feldkonstanten ϵ_0 (8.854187817·10⁻¹² A²s⁴m⁻³kg⁻¹) und der dimensionslosen relativen Dielektrizitätskonstanten des Mediums ϵ_r wird

$$\frac{\epsilon_r - 1}{\epsilon_r + 2} = \frac{N_m \alpha}{3\epsilon_0} \quad (6-3)$$

erhalten. Im Fall der als isotropes Medium bezeichneten Neutrosphäre ist ϵ_r eine skalare Konstante und sowohl von der Polarisation als auch von der Ausbreitungsrichtung unabhängig. Dies gilt für die Ionosphäre jedoch nicht. Hier besteht

⁶⁻¹ Die Maxwell'schen Gleichungen liefern für den in einem Medium ohne Diskontinuität ablaufenden Übertragungsvorgang von elektromagnetischen Feldern, welche an der Empfangsstation als Signal mit elektromagnetischer Energie mit einer diskreten Transportgeschwindigkeit eintreffen, Wellengleichungen.

⁶⁻² Teilweise auch als Polarisation oder Permittivität bezeichnet.

für ε_r eine Richtungsabhängigkeit. Aus der Maxwell'schen Theorie der elektromagnetischen Strahlung geht hervor, dass zwischen ε_r und dem bei gleicher Frequenz gemessenen Brechungsindex n die Beziehung

$$\varepsilon_r = n^2 \quad (6-4)$$

besteht. Allgemein gilt

$$n = \sqrt{\frac{\mu\varepsilon}{\mu_0\varepsilon_0}}, \quad (6-5)$$

wobei in der Erdatmosphäre die relative Permeabilität μ_r , die sich aus dem Quotienten von magnetischer Feldstärke μ und magnetischer, auf das Vakuum bezogener Feldkonstanten μ_0 ($1.256637061 \cdot 10^{-6} \text{ mkgA}^{-2}\text{s}^{-2}$) ergibt, den Wert 1 annimmt. Gleichung (6-3) kann somit zu

$$\frac{n^2 - 1}{n^2 + 2} = \frac{N_m \alpha}{3\varepsilon_0} \quad (6-6)$$

umgeformt werden. Die dynamische Polarisierbarkeit beschreibt dabei die Wechselwirkung zwischen elektromagnetischem Feld und nicht-magnetischer Materie der Atmosphäre. Sie ist ein Maß für die Verschiebungspolarisation und somit für die Entfernung der Ladungsschwerpunkte. Die linke Seite von Gleichung (6-6) kann auf Grund der geringen Abweichung vom Wert 1, die n innerhalb der Erdatmosphäre annehmen kann, linearisiert werden (z.B. SAASTAMOINEN (1972)). Unter Vernachlässigung höherer Glieder gilt

$$\frac{n^2 - 1}{n^2 + 2} \approx \frac{2}{3}(n - 1). \quad (6-7)$$

Daraus ergibt sich

$$n - 1 = \frac{N_m \alpha}{2\varepsilon_0}. \quad (6-8)$$

Die Molekülanzahl N_m kann durch Gleichung (6-9) in Abhängigkeit von der Avogadro-Zahl N_A ($6.0221367 \cdot 10^{23}/\text{mol}$), der Molmasse m_m [kg/mol] und der Dichte ρ [kg/m³] des durchquerten Mediums angegeben werden.

$$N_m = \frac{N_A \rho}{m_m} \quad (6-9)$$

Daraus ergibt sich

$$n - 1 = \frac{N_A \rho \alpha}{2\varepsilon_0 m_m}, \quad (6-10)$$

woraus die Debye'sche Gleichung der Molpolarisation abgeleitet werden kann. Sie stellt eine Beziehung zwischen dem Brechungsindex n , den elektrischen bzw. magnetischen Dipolmomenten sowie der Polarisierbarkeit her und ist weiterhin abhängig von der absoluten Temperatur T und der Boltzmann Konstanten k ($1.38066 \cdot 10^{-23} \text{ J/K}$). Die Debye'sche Gleichung ist grundlegend für die im weiteren Verlauf der Arbeit (Kapitel 8) angeführte experimentelle Bestimmung des Brechungsindex und kann u.a. in Abhängigkeit von der Resonanzfrequenz der einzelnen Atmosphärenbestandteile ermittelt werden, wenn u.a. angenommen wird, dass die separat bestimmten Polarisationen im atmosphärischen Gasmisch unverändert gelten. Bspw. in RAHNEMOON (1988) und BÖHM (2004) ist hierzu unter besonderer Berücksichtigung geodätischer Aspekte eine Herleitung zu finden. Unter Verwendung der Gleichungen (6-1) - (6-10) kann somit der Übergang von der sog. mikroskopischen Betrachtungsweise zu den sog. makroskopischen Wechselwirkungen zwischen Ausbreitungsmedium (ε_r) und Brechungsverhalten (n) hergestellt werden.

Die Abweichung von der Signalausbreitung im Vakuum setzt sich aus den drei grundlegende Komponenten

- Laufzeitverzögerung,
- Krümmung und
- Absorption

zusammen. Die Laufzeitverzögerung (engl.: path delay) entsteht, da die Ausbreitung nicht im Vakuum stattfindet, sondern innerhalb der Erdatmosphäre. Die Laufzeitverzögerung ist der dominierende der drei o.g. Einflussfaktoren und wird i.d.R. in der Einheit Meter angegeben. Da sich die Signale nicht in einem homogenen Medium ausbreiten, ergibt sich ein gekrümmter Signalweg. Die Signalkrümmung (engl.: bending) wird im Rahmen der GPS-Modellbildung teilweise vernachlässigt. Nach ICHIKAWA ET AL. (1995) beträgt sie bei einer Elevation von 10° ca. 1 mrad, was ca. 1 cm entspricht. Die Absorption führt zu einer gänzlichen oder teilweisen Umwandlung des Signalenergie bspw. in Wärme, woraus eine mindere Signalqualität resultiert. Die Beeinflussung des Signals durch das durchquerte Medium wird auf Grund der Dominanz der Laufzeitverzögerungskomponente teilweise als atmosphärische (Laufzeit-)Verzögerung bezeichnet. Weiterhin ist die englische Bezeichnung refraction für die o.g. atmosphärischen Einflüsse üblich. Sie trägt dem Einfluss der Signalbrechung Rechnung.

Für die Verarbeitung von GPS-Signalen ist es von grundlegender Bedeutung Kenntnis von der Zusammensetzung und vom Verhalten des durchquerten Mediums zu haben, da diese Information in direkter Beziehung zur Laufzeitmessung steht. Hierbei werden GPS-Signale als ebene Transversalwellen beschrieben, die sich in eine diskrete Richtung ausbreiten. Damit Phasen- und Gruppengeschwindigkeit mit dem Brechungsindex in Beziehung gebracht werden können, wird Gleichung (6-1) nochmals aufgegriffen. Der Phasenbrechungsindex n_p einer ebenen monochromatischen Welle mit invarianter Frequenz ist mit

$$n_p = \frac{c}{v_p} \tag{6-11}$$

definiert⁶⁻³. n_p ist abhängig von der Zusammensetzung der Atmosphäre und den physikalischen Eigenschaften der Bestandteile der Atmosphäre und wird weiterhin als echter Brechungsindex bezeichnet, da er direkt über mediumabhängige Teilwellen berechnet werden kann.

Hängt n von der Frequenz des Signals ab, so wird von Dispersion gesprochen. Bei elektromagnetischen Wellen des GPS-Signals besteht in der Ionosphäre im Gegensatz zur Neutrosphäre Dispersion, somit ist durch den Parameter n bzw. durch seine Frequenzabhängigkeit eine Klassifizierung möglich.

GPS-Signale sind jedoch keine monochromatischen Wellen, sondern werden als Überlagerungen von Wellen einzelner benachbarter Frequenzen eines mehr oder weniger breiten Spektrums interpretiert (SPILKER 1996a), woraus Wellengruppen entstehen, die sich mit einer sog. Gruppengeschwindigkeit v_G ausbreiten. Hierin ist die Unterscheidung hinsichtlich Phasen- und Gruppengeschwindigkeit begründet. Anschaulich wird die Ausbreitung einer Signalwelle mit der Phasengeschwindigkeit identifiziert, wohingegen v_G die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Wellengruppe bzw. der transportierten Energie beschreibt, was die Laufzeitmessung überhaupt erst möglich macht. Im Gegensatz zu n_p ergibt sich der Gruppenbrechungsindex n_G zu

$$n_G = \frac{c}{v_G} = n_p \frac{v_p}{v_G} \tag{6-12}$$

Die Rayleigh-Gleichung liefert nach MACKÉ (1961) bei geringen Dispersionseinflüssen mit

$$v_G = v_p - \lambda \frac{\partial v_p}{\partial \lambda} \tag{6-13}$$

und

$$n_G = n_p + f \frac{\partial n_p}{\partial f} \tag{6-14}$$

formale Zusammenhänge zwischen v_G und v_p bzw. den zugehörigen Brechungsindizes n_G und n_p in Abhängigkeit von der Wellenlänge λ bzw. der Frequenz f und deren Änderungen.

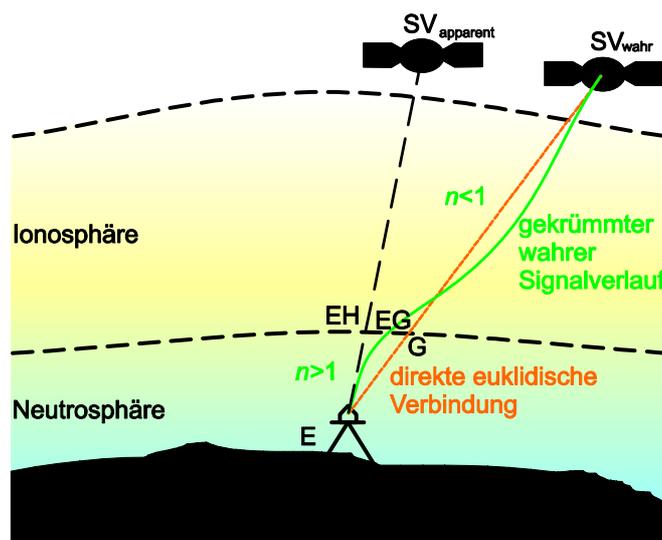


Abbildung 6-3: Prinzipieller Verlauf der GPS-Signale durch die Erdatmosphäre

⁶⁻³ Index „P“ nimmt Bezug auf die sog. Phase der GPS-Signalausbreitung.

Abbildung 6-3 veranschaulicht abschließend den qualitativen Verlauf der GPS-Signale vom Satelliten (SV) zu einer bodennah errichteten GPS-Antenne (E). In der Neutrosphäre (Ionosphäre) ist der Brechungsindex größer (kleiner) als 1. Weiterhin dargestellt ist der wahre, gekrümmte Signalverlauf und vergleichend dazu die direkte euklidische Verbindung. Auf Grund der Krümmung des Signals erscheint der Satellit unter einer anderen Richtung ($SV_{\text{scheinbar}}$) als er sich tatsächlich (SV_{wahr}), vom Standpunkt aus betrachtet, befindet. In Abbildung 6-3 werden weiterhin die Durchstoßpunkte des scheinbaren bzw. des wahren Signals mit der Grenzschicht zwischen Neutro- und Ionosphäre mit EH bzw. EG bezeichnet. Der Durchstoßpunkt der ungekrümmten, euklidischen Verbindung wird mit G bezeichnet. Diese Bezeichnungen werden in Kapitel 8 im Rahmen der Berechnung der Weglänge innerhalb der Erdatmosphäre verwendet.

Im Gegensatz zur bisher beschriebenen normalen Dispersion, bei der der Brechungsindex mit der Frequenz zunimmt, wird bspw. in HARTMANN UND LEITINGER (1984) die sich invers verhaltende anormale Dispersion beschrieben. I.d.R. werden diese beiden unterschiedlichen Arten der Dispersion getrennt behandelt und der Übergangsbereich ausgeschlossen bzw. nicht berücksichtigt. Diese anormale Dispersion⁶⁻⁴ tritt nach MENDES UND LANGLEY (1994) im Speziellen durch Wasserdampf und Sauerstoff in der Umgebung von deren Resonanzfrequenz auf.

⁶⁻⁴ Vgl. hierzu normale Dispersion, welche bspw. außerhalb des Bereichs von Absorptionslinien auftritt (BRILLOUIN 1960).

7. Das Ausbreitungsmedium Ionosphäre

Die Ionosphäre ist der Teil der Erdatmosphäre, in welchem die Dichte bzw. die Anzahl der freien Ionen und Elektronen groß genug ist, um einen signifikanten Einfluss auf die Ausbreitung von Radiowellen zu haben. Die schwach geladenen Elektronen üben den Haupteinfluss auf die Ausbreitung elektromagnetischer Wellen aus (HARGREAVES 1992). Das Ausbreitungsmedium Ionosphäre als Ganzes betrachtet ist jedoch auf Grund der identischen Anteile von positiv und negativ geladenen Teilchen neutral. Sowohl der obere (ca. 1000-1500 km bis zu mehreren 1000 km (DAVIES 1990) über der Erdoberfläche) als auch der untere Rand der Ionosphäre (ca. 50-100 km über der Erdoberfläche) ist nicht exakt festzulegen. Teilweise wird der obere Rand mit Werten zwischen 1000 und 2000 km spezifiziert, was jedoch nicht korrekt ist, da nach KLOBUCHAR (1996) ebenfalls die atmosphärischen Bereiche, die sich durch einen sehr niedrigen Elektronengehalt auszeichnen, die Ausbreitung der elektromagnetischen Signale beeinflussen. Somit ist neben den Einflüssen des ionisierten atmosphärischen Gases unterhalb 2000 km die Wirkung des Elektronengehaltes der Protonosphäre (oberhalb 2000 km) bei GPS-Messungen zu berücksichtigen. Unterhalb der Ionosphäre liegen die Strato- und die Troposphäre. Dorthin gelangen jedoch lediglich elektromagnetische Wellen, die eine höhere Frequenz als 30 MHz aufweisen. Durch diese Eigenschaft der Ionosphäre, Wellen teilweise total zu reflektieren, ist eine in DAVIES (1990) beschriebene Einteilung in vier Schichtbereiche möglich, auf welche jedoch nicht näher eingegangen werden soll.

Aufbauend auf der in Kapitel 6.2 beschriebenen Auswirkung der Erdatmosphäre auf GPS-Signale wird im ersten Unterkapitel die ionosphärische Refraktion behandelt. Im anschließenden Unterkapitel werden verschiedene Techniken der deterministischen Modellierung des ionosphärischen Einflusses beschrieben, während sich Kapitel 7.3 Möglichkeiten zur Klassifikation und Quantifizierung der ionosphärischen Aktivität widmet. Das letzte Unterkapitel präsentiert für den Bereich der Antarktischen Halbinsel Untersuchungen zum Einfluss der Ionosphäre.

7.1 Ionosphärische Refraktion

In Kapitel 6.2 wurden die grundlegenden mikro- und makroskopischen Zusammenhänge der Ausbreitung elektromagnetischer Signale in der Erdatmosphäre einführend erläutert. Nunmehr soll auf die Signalausbreitung innerhalb der Ionosphäre eingegangen werden.

Das Ausbreitungsverhalten des GPS-Signals innerhalb der Ionosphäre ist grundlegend bestimmt durch den Brechungsindex n , welcher von der Lichtgeschwindigkeit und der Ausbreitungsgeschwindigkeit im durchquerten Medium abhängt. Der Einfluss der Ionosphäre ist für elektromagnetische Wellen des L-Bandes dispersiv, d.h. von der Frequenz des Signals abhängig. Somit kann i.Allg. davon ausgegangen werden, dass Zweifrequenzmessungen den Einfluss der Ionosphäre eliminierbar machen, allerdings gilt diese Aussage nur unter der Voraussetzung, dass die in der Ionosphäre stattfindenden Prozesse das Empfangsverhalten der verwendeten GPS-Empfänger nicht nachhaltig beeinflussen. Basierend auf der Rayleigh-Gleichung ergibt sich ein unterschiedlicher Einfluss für Gruppen- und Phasengeschwindigkeit und somit für Code- und Phasenbeobachtungen. Dabei erfährt die für hoch präzise geodätische Positionsbestimmung wichtige Trägerwelle eine Beschleunigung (Phasengeschwindigkeit), während die Übertragung des aufmodulierten Signals verzögert wird (Gruppengeschwindigkeit). Der Brechungsindex der Phasenmessung n_p für monochromatische Signale mit einer Frequenz f größer 100 MHz ergibt sich basierend auf der Formel von Appelton und Hartree (nach KLOBUCHAR (1996)) nach einer Reihenentwicklung in Abhängigkeit von f zu

$$n_p = 1 + \frac{k_2(N_e)}{f^2} + \frac{k_3(N_e)}{f^3} + \frac{k_4(N_e)}{f^4} + \dots \quad (7-1)$$

Die Funktionen k_i sind abhängig von der stark zeitabhängigen Elektronendichte N_e , die in der Einheit Elektronen pro m^3 angegeben wird. Nach MATHUR ET AL. (1970) bzw. SEEBER (2003) ergibt sich unter Vernachlässigung der Terme höherer Ordnung (z.B. Erdmagnetfeld) in erster Näherung

$$n_p \approx 1 - \frac{1}{2} \frac{f_{Plasma}^2}{f^2} \quad (7-2)$$

Hierbei wird die Plasmafrequenz f_{Plasma} mittels Gleichung (7-3) berechnet.

$$f_{Plasma}^2 = \frac{e^2 N_e}{2\pi^2 \epsilon_0 m_e} \quad (7-3)$$

mit

e	...	Elektronenladung ($-1.602176462 \cdot 10^{-19}$ C),
ϵ_0	...	elektrische Feldkonstante
m_e	...	Elektronenmasse ($9.10938188 \cdot 10^{-31}$ kg)

Daraus ergibt sich

$$n_p \approx 1 - 40.3 \frac{N_e}{f^2} \quad (7-4)$$

BRUNNER UND GU (1991) zeigen, dass bei hoher ionosphärischer Aktivität diese vereinfachte Modellbildung Fehler im Zentimeterbereich nach sich ziehen kann, somit muss bei Anwendungen, die höchsten Genauigkeitsansprüchen genügen sollen, dieser Einflussfaktor eingehend untersucht werden.

Der Betrag der ionosphärischen Laufzeitverzögerung Δ_{ION} kann somit mittels

$$\Delta_{ION} \approx \frac{a}{f^2} \int N_e ds = \frac{40.3}{f^2} \int N_e ds \quad (7-5)$$

genähert berechnet werden. Für das L_1 - bzw. L_2 -Signal ergibt sich beim Durchqueren der Ionosphäre im Mittel ein zenitaler Einfluss von ca. 35 m bzw. 53 m; somit ist bei inaktivem SA die ionosphärische Refraktion die dominierende GPS-Fehlerquelle. Sie wird durch die Elektronendichte N_e bzw. durch den Elektronengehalt charakterisiert. Der absolute Elektronengehalt wird mit der Maßzahl *TEC* (engl.: total electron content) in der Einheit Elektronen pro m^2 entlang des nicht notwendigerweise zenitalen Signalwegs angegeben und resultiert nach

$$TEC = \int N_e ds \quad (7-6)$$

aus der Integration der Elektronendichte. *TEC*-Werte sind auf eine Grundfläche von $1 m^2$ bezogen. Da die Elektronenanzahl sehr groß ist, wird die Einheit *TECU* (engl.: total electron content unit) definiert, welche 10^{16} Elektronen pro Quadratmeter entspricht. Nach SKONE (2001) unterliegt ein zenitales L_1 -Signal (L_2 -Signal) durch 1 *TECU* einem Einfluss von 0.16 m (0.27 m). Der höchste jemals gemessene *TEC*-Wert betrug ca. 1000 *TECU* (KLOBUCHAR 1996). Anzumerken ist, dass *TEC*-Werte theoretisch auf eine Säule beginnend auf der Erdoberfläche bezogen sind, die jedoch nicht nur bis zum GPS-Satelliten reicht, sondern bis in eine unendliche Höhe.

TEC-Werte in Richtung des lokalen Zenits werden *VTEC* (engl.: vertical total electron content) genannt, wohingegen schräge Visuren *STEC*⁷⁻¹-Werte aufweisen. Bspw. weist ein unter einem Elevationswinkel von 5° einfallendes GPS-Signal einen *TEC*-Wert auf, der ca. um den Faktor 3 größer ist, als der zugehörige *VTEC*⁷⁻²-Wert (SKONE 2001). Durch einfache Modellansätze ist eine Umrechnung zwischen *VTEC* und *STEC* möglich. SCHAER (1996) verwendet hierzu die Funktion $f_{MF,ION}(z) = 1/\cos z$. Diese Funktion erhält den Index *MF*, da eine solche Funktion, die einen zenitalen Wert in beliebige Richtungen abbilden, Mapping-Funktion (Abbildungsfunktion) genannt werden.

7.2 Modellierung des Einflusses der Ionosphäre

Gleichung (7-4) zeigt für Phasenbeobachtungen, dass bei Kenntnis von N_e -Werten in Abhängigkeit von der Frequenz der Brechungsindex berechnet werden kann. Hierauf bauen die im Folgenden beschriebenen funktionalen Ansätze zur Berechnung von Ionosphärenmodellen auf. Dabei kann hinsichtlich der zeitlichen Verfügbarkeit, mit der die Modelle bereitgestellt werden, sowie hinsichtlich der räumlichen Auflösung unterschieden werden.

Der Nutzer erhält bspw. mit dem GPS-Signal, im Speziellen durch die aufmodulierte Navigationsnachricht, prädierte Informationen über den ionosphärischen Einfluss. Die Verwendung dieser Informationsquelle reicht jedoch mit zunehmender Netzgröße nicht aus, um höchste Genauigkeiten garantieren zu können. Die dann anzuwendenden Modellierungsprinzipien lassen sich in stochastische und deterministische Ansätze einteilen. Beide Prinzipien sind im Rahmen der Mehrdeutigkeitslösung von Bedeutung, siehe hierzu Kapitel 4.2.4.2 sowie Kapitel 7.4.

Der deterministische Ansatz basiert auf der in Kapitel 4.2.1 beschriebenen geometriefreien Linearkombination L_4 , die aus der metrischen Differenz der Phasenmessungen beider Trägerwellen gebildet wird. Sie enthält lediglich die Phasenmehrdeutigkeiten⁷⁻³ sowie die ionosphärischen Einflüsse und wird deshalb zur Erstellung von sog. Ionosphärenkarten (Karten der Anzahl der freien Elektronen) verwendet. Bei der Berechnung von Ionosphärenkarten wird vereinfachend angenommen, dass sich alle freien Elektronen in einer Höhe h_{ION} von ca. 200-450 km (z.B. GERVAISE ET AL. (1985): $h_{ION} = 300$ km, WILD ET AL. (1989): $h_{ION} = 350$ km, FINN UND MATTHEWMAN (1989): $h_{ION} = 400$ km) über der Erdoberfläche in einer Schicht mit infinitesimal kleiner Ausdehnung befinden (Einschichtmodell). Diese Annahme trägt der Tatsache Rechnung, dass in diesem Bereich mit ca. 10^6 Elektronen pro cm^3 die größte Elektronendichte innerhalb der Erdatmosphäre vorherrscht (50 km: ca. 10^6 Elektronen/ cm^3 ; 1000 km: ca. 10^4 Elektronen/ cm^3), weiterhin ist die

⁷⁻¹ engl.: slant total electron content

⁷⁻² In der Fachliteratur teilweise auch als *VEC* bezeichnet.

⁷⁻³ Nach Festsetzung bzw. Elimination der Mehrdeutigkeiten sind auch differenzielle Ansätze anwendbar.

Ionosphäre schichtweise aufgebaut. Im Rahmen der Modellbildung werden i.d.R. mindestens drei Parameter (VTEC, Nord-Süd-Komponente, Ost-West-Komponente) geschätzt. Hierzu werden bspw. Taylorreihenentwicklungen oder Kugelflächenfunktionen typischerweise bis Grad 12 und Ordnung 8 (149 Koeffizienten) verwendet. In der Praxis wird erdumspannend die Elektronendichte N_e auf dieser Schicht bspw. als eine Funktion der geozentrischen Breite β und des Stundenwinkels⁷⁻⁴ s modelliert. Die Modelle werden in Abhängigkeit von s gebildet, da die Struktur der Elektronenkonzentration mit der Sonne um die Erde wandert. Hierbei ist der Durchstoßpunkt, der sich als Schnittpunkt der Verbindungslinie zwischen Satellit und Empfangsantenne mit der Ionosphärenschicht ergibt, von besonderer Bedeutung, siehe hierzu Abbildung 7-1. Unter Verwendung von

$$\sin(z'_{ION}) = \frac{R_E}{R_E + h_{ION}} \sin(z)$$

mit

z	...	Stationszenitwinkel	
z'_{ION}	...	Zenitwinkel in Höhe h_I	(7-7)
R_E	...	mittlerer Erdradius und	
h_{ION}	...	Höhe der Ionosphärenschicht	

ist nach BEUTLER ET AL. (1988) eine Beziehung zwischen z und z'_{ION} gegeben. Am JPL wurde mit

$$\sin(z'_{ION}) = \frac{R_E}{R_E + h_{ION}} \sin(\alpha z),$$

(7-8)

ein alternativer funktionaler Zusammenhang für maximale Zenitdistanzen von 80° entwickelt. Dabei wird die Höhe der Ionosphäre zu 506.7 km gewählt und der Parameter α zu 0.9782 bestimmt.

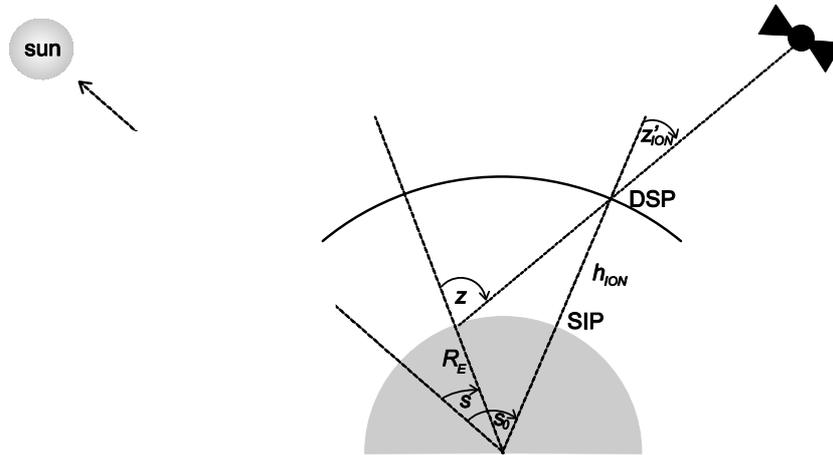


Abbildung 7-1: Ionosphärischer Durchstoßpunkt (DSP) nach BEUTLER ET AL. (1988)

Hinsichtlich der räumlichen Ausdehnung von ionosphärischen Modellen wird zwischen globalen und lokalen Modellen unterschieden. Für die im Folgenden beschriebenen globalen Ionosphärenmodelle wird ein Gültigkeitsbereich hinsichtlich minimaler und maximaler Breite in Bezug auf den sog. subionosphärischen Punkt (SIP) angegeben. Dieser Punkt entsteht durch den Schnitt der Verbindungslinie von Erdmittelpunkt und Durchstoßpunkt (DSP) mit der Bezugsfläche. Im Speziellen kann die Elektronendichte $N_e(\beta, s)$ der Ionosphärenschicht in Zenitrichtung für ein diskretes Zeitintervall durch Parametrisierung der Koeffizienten von Kugelflächenfunktionen mit maximalem Grad (n_{max}) und maximaler Ordnung ($m_{max} \leq n_{max}$) mittels

$$N_e(\beta, s) = \sum_{n=0}^{n_{max}} \sum_{m=0}^n \tilde{P}_{nm}(\sin(\beta - \beta_0)) (a_{nm} \cos m(s - s_0) + b_{nm} \sin m(s - s_0))$$

mit

$\tilde{P}_{nm}(\sin(\beta - \beta_0))$...	normierte zugeordnete Legendre'sche Funktionen,	
a_{nm}, b_{nm}	...	unbekannte VTEC-Koeffizienten,	(7-9)
β, s	...	geozentrische Breite und Stundenwinkel (sun-fixed longitude) des Durchstoßpunktes und	
β_0, s_0	...	Koordinaten des Entwicklungspunktes (Empfängerstandpunkt)	

beschrieben werden (SCHAER ET AL. 1995). Der Koeffizient a_{00} kann dabei als mittlerer globaler Wert der Elektronendichte interpretiert werden (SCHAER 1996). Auf Grund der Parametrisierung des Stundenwinkels kann die Trennung zwischen Lage (Länge) und Zeit nur schwer erfolgen. Bei globaler Modellierung wird dieses Problem - im Gegensatz

⁷⁻⁴ $s = \text{Ortszeit} - \pi \approx UT + \lambda - \pi; s - s_0 = \lambda - \lambda_0$

zu den im Folgenden beschriebenen lokalen Modellen - i.d.R. durch eine Fixierung der Zeit behoben. Teilweise sind in der Fachliteratur alternativ zu Gleichung (7-9) Funktionen in Abhängigkeit von der geographischen Breite zu finden.

Der internationale wissenschaftliche Dienst IGS, im Speziellen das Analysezentrum CODE⁷⁻⁵, erforscht basierend auf satellitengeodätischen Beobachtungen die Erdatmosphäre. Am CODE (<http://www.aiub.unibe.ch/ionosphere.html>) werden seit dem 1. Jan. 1995 täglich globale Ionosphärenkarten ermittelt und im sonnenfesten Bezugssystem im IONEX⁷⁻⁶-Format über das Internet zur Verfügung gestellt. Im Rahmen der Gesamtlösung des IGS werden globale Ionosphärenkarten seit dem 1. Jan. 1997 erzeugt. Diese von der jeweiligen Auswertestrategie abhängigen Produkte enthalten für jeden Tag zwölf VTEC-Karten (Gültigkeitsdauer: 2 h) sowie satellitenspezifische Differenzen der P-Codes beider Frequenzen. Wird diese Information bspw. beim Lösen der Phasenmehrdeutigkeiten eingeführt, so kann dies zur signifikanten Steigerung der Genauigkeit führen (z.B. ROTHACHER (1999b), SCHAEER (1996)). Allerdings sollte bei Nutzung dieser Produkte für Anwendungen, die vorrangig auf Daten von Stationen der südlichen Hemisphäre zurückgreifen, beachtet werden, dass ein großes Nord-Süd-Gefälle (75% zu 25%) bei der Stationsverteilung des IGS vorherrscht. Hierauf wurde in Kapitel 5.1 eingegangen. Analysiert man beispielhaft VTEC-Karten und die ebenfalls verfügbaren zugehörigen Genauigkeiten, so fällt auf, dass für das Gebiet der Antarktischen Halbinsel, auf das in Kapitel 7.4 vertieft eingegangen wird, i.d.R. geringe absolute VTEC-Werte (ca. 10 TECU) mit vergleichend zu anderen Erdgebieten sehr schlechten korrespondierenden Genauigkeiten (ca. 10 TECU) geschätzt werden, siehe hierzu Abbildung 7-2. Diese Genauigkeiten sind unabhängig von der Tageszeit, was v.a. am Fehlen von Beobachtungsmaterial im antarktischen und ozeanischen (Atlantik, Pazifik) Bereich liegt. Somit lässt sich vermuten, dass für solche Gebiete unter Berücksichtigung von regional erfassten GPS-Beobachtungen eine Genauigkeitssteigerung möglich ist. Hierbei erscheint eine Modellierung mit beschränkter räumlicher Ausdehnung sinnvoll, welche bspw. durch den im Folgenden beschriebenen Taylorreihenansatz möglich ist.

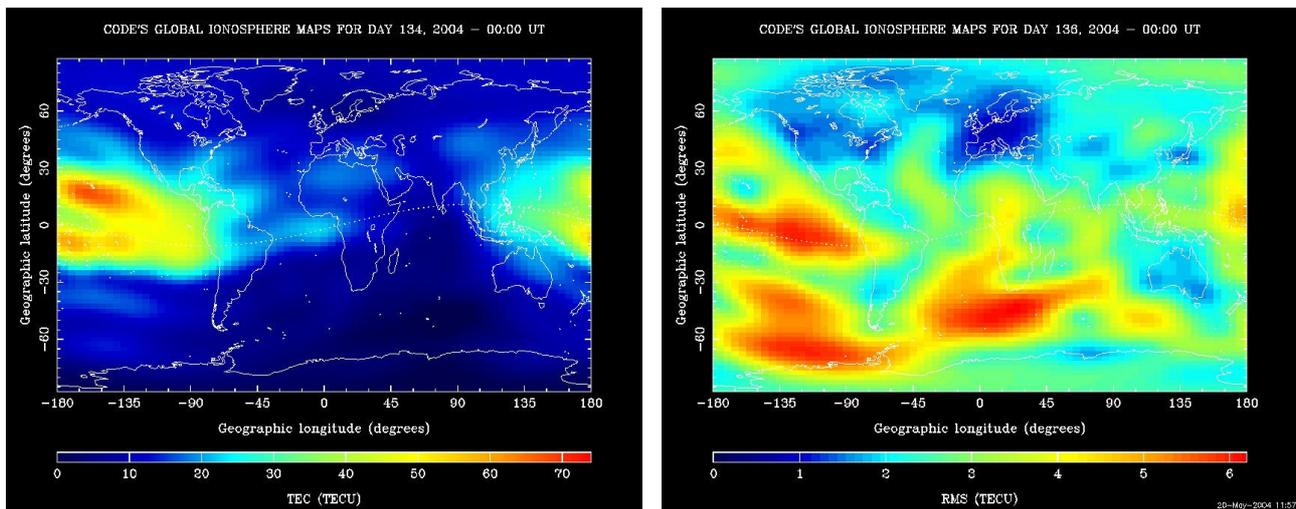


Abbildung 7-2: VTEC-Werte (links) und korrespondierendes Genauigkeitsmaß (rechts) der globalen Ionosphärenmodelle des CODE (Quelle: <http://www.aiub.unibe.ch/ionosphere.html>)

Von einer bspw. in STEIGENBERGER ET AL. (2006) oder FRITSCHKE ET AL. (2005) beschriebenen Reprozessierung aller IGS-Beobachtungsdaten unter Verwendung einer einheitlichen Auswertestrategie sowie der damit möglichen Neuberechnung von ionosphärischen Produkten können regionale Verdichtungsnetze profitieren, da einerseits die Berücksichtigung ionosphärischer Einflüsse höherer Ordnung möglich ist und andererseits, wie z.B. in STEIGENBERGER ET AL. (2006) gezeigt, stabilere und damit besser interpretierbare Ergebnisse erhalten werden können.

Neben globalen phasenbasierten Modellen zur Kompensation der ionosphärischen Refraktion werden bspw. von WILD (1994) kleinräumige Modelle mit beschränktem Gültigkeitsbereich angeführt, welche mittels zweidimensionalen Taylorreihenentwicklungen bestimmt werden. Lokale Ionosphärenmodelle werden aus den Beobachtungsdaten einer oder mehrerer Zweifrequenzempfängerstationen geschätzt. Der diskrete Gültigkeits- bzw. Ausdehnungsbereich ist durch die Entfernung zwischen dem Empfängerstandpunkt und den subionosphärischen Punkten festgelegt. Die Lage des subionosphärischen Punktes ist wiederum abhängig von der gewählten Höhe der Ionosphärenschicht h_{ION} in Zenitrichtung und der jeweiligen Zenitdistanz z . Bei einer Ionosphärenhöhe von 400 km und einer Zenitdistanz von 75° entsteht eine Entfernung zwischen Empfänger und subionosphärischem Punkt von ca. 1070 km (WANNINGER 1999). Demnach besitzt ein solches lokales Ionosphärenmodell einen Gültigkeitsbereich mit einem Radius von ca. 1070 km. Die

⁷⁻⁵ Center of Orbit Determination, Europe, Astronomisches Institut, Universität Bern, Schweiz

⁷⁻⁶ Ionosphere exchange; Formatbeschreibung siehe <ftp://cddisa.gsfc.nasa.gov/pub/gps/ionex>.

vertikale Elektronendichte $N_e(\beta, s)$ der Ionosphärenschicht wird durch eine Taylorreihenentwicklung mit maximalem Grad (n_{max}, m_{max})

$$N_e(\beta, s) = \sum_{n=0}^{n_{max}} \sum_{m=0}^{m_{max}} N_{e, nm} (\beta - \beta_0)^n (s - s_0)^m$$

mit

$N_{e, nm}$...	unbekannte VTEC-Koeffizienten der Taylorreihe,	(7-10)
β, s	...	geozentrische Breite und Stundenwinkel (sun-fixed longitude)	
		des Durchstoßpunktes	
β_0, s_0	...	Koordinaten des Entwicklungspunktes (Empfängerstandpunkt)	

dargestellt (HUGENTOBLE ET AL. 2001b). Im Rahmen der in Kapitel 7.4 beschriebenen alternativen Nutzung von lokalen Ionosphärenmodellen wird m_{max} zu 2 und n_{max} zu 1 gewählt. Teilweise sind in der Fachliteratur alternativ zu Gleichung (7-10) Taylorreihenansätze in Abhängigkeit von der geographischen Breite zu finden. Im Rahmen der Bestimmung der Parameter $N_{e, nm}$ wird i.Allg. basierend auf Doppeldifferenzen die geometriefreie Linearkombination L_4 genutzt. BEUTLER ET AL. (1988) empfehlen, für regionale GPS-Kampagnen alle Beobachtungsstationen zur Ermittlung dieses lokalen Modells zu verwenden. Solche lokalen Ionosphärenmodelle sind somit mit den auszuwertenden GPS-Beobachtungen stark korreliert.

Neben der räumlichen Gültigkeit von Ionosphärenmodellen ist die zeitliche Auflösung Δt_{ION} ein weiterer wichtiger Gesichtspunkt. Δt_{ION} berechnet sich nach (SCHAER 1999) mittels

$$\Delta t_{ION} = \frac{2 \text{Arcsin}\left(\frac{\sin \Delta z}{\cos \varphi_0}\right) + \Delta \lambda_0}{2\pi}$$

mit

Δt	...	zeitliche Auflösung, Einheit [d]	(7-11)
φ_0	...	mittlere geographische Breite des Netzes,	
$\Delta \lambda_0$...	Ost-West-Ausdehnung des Netzes und	
$\Delta z = z - z'_{ION}$			

Für das in Kapitel 7.4 untersuchte Netz der Antarktischen Halbinsel ($\varphi_0 = 65^\circ$ s.Br., $\Delta \lambda_0 = 15^\circ$) ergeben sich für Δt_{ION} bei variabler h_{ION} (350-500 km), die jedoch auf Grund von Gleichung (7-7) eine untergeordnete Rolle spielt, in Abhängigkeit von den Zenitwinkeln z (85° , 80° bzw. 75°) Werte von 5.7 h, 4.6 h bzw. 3.8 h. Werden kürzere Beobachtungszeiten zur Schätzung der unbekanntenen VTEC-Parameter verwendet, so können daraus nach BOSY ET AL. (2003) große Fehler bei der Bestimmung des ionosphärischen Verhaltens resultieren. Je länger die zeitliche Gültigkeit eines Ionosphärenmodells ist, umso weniger kann jedoch zeitlich schnell ablaufenden Prozessen Rechnung getragen werden.

Innerhalb des gewählten Zeitraums wird sowohl bei globalen als auch bei lokalen Ionosphärenmodellen angenommen, dass die Ionosphäre keinen Veränderungen unterliegt, somit sind durch die o.g. deterministischen Modelle kurzperiodische Variationen nicht berücksichtigt. Deshalb besteht die Forderung nach einer differenzierteren, satellitenabhängigen und individuellen Modellierung, um eine verbesserte räumliche und zeitliche Auflösung zu erhalten. Innerhalb der Berner GPS-Software wird diese Forderung im Rahmen der Mehrdeutigkeitslösung unter Verwendung der QIF-Strategie bspw. durch epochenweise und satellitenspezifisch geschätzte stochastische Ionosphärenparameter erfüllt. Siehe hierzu Kapitel 4.2.4.2.

7.3 Klassifikation und Quantifizierung ionosphärischer Aktivität

Bevor in Kapitel 7.4 auf die ionosphärische Modellierung für den Bereich der Antarktischen Halbinsel detailliert eingegangen wird, erfolgt die Klassifikation der ionosphärischen Aktivität in Abhängigkeit von der Zeit (Kapitel 7.3.1) und vom Ort (Kapitel 7.3.2). Anschließend wird die gestörte Ionosphäre betrachtet. Abschließend wird der PC-Index erläutert, der eine Quantifizierung der ionosphärischen Aktivität für polare Gebiete prinzipiell ermöglicht.

7.3.1 Zeitliche Variationen des Erdmagnetfeldes

Die Aktivität innerhalb der Ionosphäre und somit der ionosphärische Einfluss auf die Ausbreitung elektromagnetischer Wellen variiert zeitabhängig. In diesem Unterkapitel sollen langwellige und kurzzeitliche Variationen der Ionosphäre beschrieben werden.

Der Gleissberg-Zyklus beeinflusst in ca.80-jährigem Zyklus die Aktivität der Ionosphäre. Der Schwalbe- bzw. Sonnenfleckenzyklus beschreibt den in einem ca. 11-jährigen Zyklus veränderlichen Einfluss des Magnetfeldes der Sonne auf

die Ionosphäre. Sonnenflecken werden hervorgerufen durch lokal aus dem Zentrum der Sonne plötzlich eruptiv aufsteigende Gasmassen, die auf Grund ihrer räumlichen Ausdehnung von der Erde aus beobachtbar sind und ausgezählt werden können. Sonnenflecken sind stets von starken Magnetfeldern begleitet und weisen deutlich höhere Temperaturen auf als ihre Umgebung. Die Lebensdauer von Sonnenflecken beträgt im Mittel ca. sechs Tage. Das Magnetfeld der Sonne (engl.: interplanetary magnetic field) wirkt somit auf das Erdmagnetfeld ein.

Abbildung 7-3 zeigt den zyklischen Verlauf der ionosphärischen Aktivität basierend auf mittleren VTEC-Werten globaler Ionosphärenmodelle. Die langwellige Variabilität des Einflusses des solaren Magnetfeldes ist begründet in Schwankungen und Variationen des Magnetfeldes der Sonne.

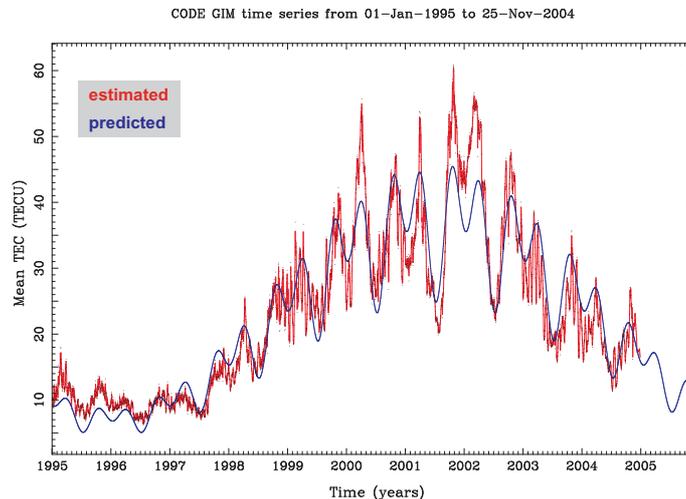


Abbildung 7-3: Sonnenzyklus – Entwicklung der mittleren VTEC-Werts seit dem 1. Januar 1995
(Quelle: <http://www.cx.unibe.ch/aiub/ionosphere.html>)

Da die Ionisierung der Erdatmosphäre stark vom Einfluss der Sonne abhängt, werden diese langwelligenen Zyklen von jahreszeitlichen und täglichen Variationen überlagert, siehe hierzu bspw. KNIGHT ET AL. (1998).

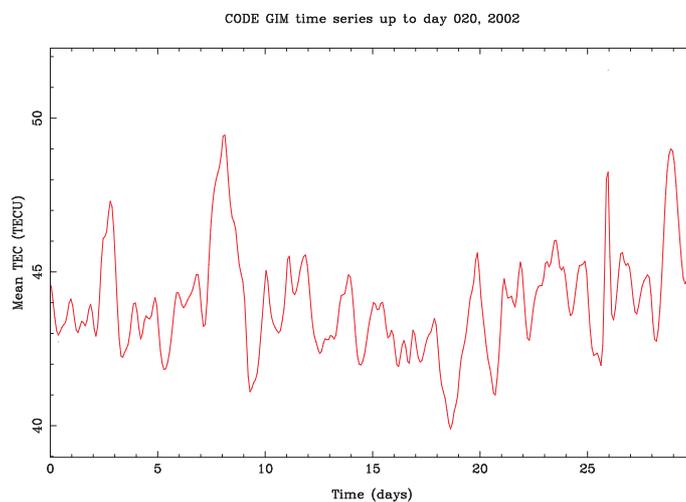


Abbildung 7-4: Mittlere ionosphärische Aktivität (Mean VTEC) der Erde für einen Zeitraum von 30 Tagen
(Quelle: <http://www.cx.unibe.ch/aiub/ionosphere.html>)

Abbildung 7-4 zeigt für den Zeitraum von 30 Tagen die mittlere ionosphärische Aktivität. Dargestellt sind mittlere globale VTEC-Werte. Abbildung 7-4 belegt, dass die mittlere ionosphärische Aktivität von Tag zu Tag variiert. Bei genauerer Betrachtung ist weiterhin feststellbar, dass maximale (minimale) Werte ca. um 14.00 Uhr lokaler Zeit (kurz vor Sonnenaufgang) angenommen werden. In äquatorialen Gebieten ist um ca. 22 Uhr lokaler Zeit ein Nebenmaximum beobachtbar. Dargestellt sind hierbei jeweils die CODE-Schätzungen von zweistündigen mittleren TEC-Werten für eine Zeitspanne von 30 d bis zum 20. Januar 2002.

Abbildung 7-3 und Abbildung 7-4 belegen anschaulich, dass der Einfluss der Ionosphäre variabel und u.a. auf Grund der Ionisierung durch ultraviolette Sonneneinstrahlung und sekundär durch Strahlung anderer Raumquellen abhängig von der Zeit ist.

Neben langwelligen zeitlichen Änderungen der ionosphärischen Aktivität kommt der Geschwindigkeit, mit der sich die auftretenden Änderungen der ionosphärischen Bedingungen entlang des Signalweges vollziehen, eine wichtige Rolle zu. Bei kurzzeitlichen Änderungen, die sich v.a. negativ auf das Signal-Rausch-Verhältnis auswirken und somit bspw. Cycle-Slips nach sich ziehen können, spricht man von sog. Szintillations⁷⁻⁷-Phänomenen. Begründet werden diese bspw. durch Sonnenflecken bzw. geomagnetische Stürme, die auf Grund des Auftreffens von energiereichen Partikelströmen ausgehend von der Sonne auf die obere Atmosphäre und den durch Interaktion mit der neutralen Atmosphäre angeregten Ionen und Elektronen eine turbulente Variation der Stärke sowie der Richtung des Erdmagnetfeldes und damit eine unregelmäßige ionosphärische Schichtung mit sich bringen, die von Standardmodellen nicht berücksichtigt werden. Als Szintillation wird demzufolge die in elektromagnetischen Signalen detektierbare zufällige und hochvariable Wirkung der Ionosphäre auf die sie durchquerenden Signale bezeichnet. Sie treten v.a. in Gebieten auf, die nahe des magnetischen Äquators oder in Gebieten des magnetischen Pols gelegen sind. Im Gegensatz zu äquatorialem Szintillationen zeichnen sich die rasch verlaufenden kleinräumigen zeitlichen Änderungen der ionosphärischen Aktivität in polaren Gebieten hinsichtlich ihrer Häufigkeit durch eine geringe Tagesvariation aus und können einige Stunden bis zu mehreren Tagen andauern. Der Beginn eines polaren Szintillationsereignisses ist tageszeitunabhängig (KLOBUCHAR 1991).

Deshalb sollte im Rahmen der ionosphärischen Modellbildung sowohl der deterministische als auch der stochastische Anteil des Einflusses der Ionosphäre berücksichtigt werden.

7.3.2 Geographische Klassifikation der ionosphärischen Aktivität

Die Erde lässt sich hinsichtlich der ionosphärischen Aktivitäten in die drei geographischen Gebiete

- äquatoriale Bereiche,
- Regionen mittlerer Breite und
- Polbereiche

einteilen.

Die Regionen um den magnetischen Äquator (Bereich: ca. $[-30^\circ; +30^\circ]$ magn.Br.) zeichnen sich dabei durch den größten absoluten Elektronengehalt, die stärksten Gradienten und die kleinräumigsten Änderungen aus (WANNINGER 2000a), wodurch bspw. das Festsetzen von Phasenmehrdeutigkeiten durch geometrische Methoden deutlich erschwert wird. Eine gute Möglichkeit zur Kompensation dieser Einflüsse besteht in der Verwendung der L_6 -Linearkombination, welche jedoch P-Code-Messungen voraussetzt. Dahingegen stellen die mittleren magnetischen Breiten (Bereich: ca. $\pm[30^\circ; 65^\circ]$ magn.Br.) und die Regionen des magnetischen Pols (Bereich: ca. $\pm[65^\circ; 90^\circ]$ magn.Br.) ionosphärisch ruhigere Gebiete dar. Die mittleren Breiten werden als ionosphärisch gemäßigte bzw. ungestörte Gebiete bezeichnet, in denen sowohl der absolute Elektronengehalt als auch die Häufigkeit und die Stärke von ionosphärischen Störungen keine Extremwerte annehmen. Ionosphärische Störungen werden i.d.R. lediglich während starken magnetischen Stürmen⁷⁻⁸ beobachtet. In polaren Regionen ist der Elektronengehalt gering, siehe hierzu Kapitel 7.2. Allerdings stören hier kleinräumige Variationen häufig die Ausbreitung von GPS-Signalen. V.a. während Perioden hoher solarer Aktivität (magnetische Stürme, Sonnengang) können auch in polaren Gebieten Störungen der homogenen ionosphärischen Schichtung festgestellt werden. Hier sei im Speziellen der ovalförmige ca. $5-7^\circ$ breite beobachtbare Polarlichtbereich genannt. Typische Polarlichtaktivitäten werden im Abstand von 100-150 km von der Erdoberfläche beobachtet. Bei starker Aktivität können Polarlichtbereiche auch in niedrigere Breiten (ca. 55°) vorstoßen. Die Ausdehnung dieses ionosphärischen Phänomens schwankt zwischen sehr kleinräumigen, scharf abgegrenzten und großräumigen Strukturen.

7.3.3 Ionosphärische Effekte und Störungen

Die Ionosphäre beeinflusst GPS-Signale auf unterschiedliche Art und Weise. In Kapitel 7.1 wurde der ionosphärische Einfluss auf GPS-Signale einführend beschrieben. In diesem Unterkapitel werden weitere Effekte erläutert, die durch die Wechselwirkung zwischen GPS-Signal und Ausbreitungsmedium resultieren.

⁷⁻⁷ Szintillation: Flimmern durch Luftanomalien in der Atmosphäre (Größe: wenige Meter bis einige Kilometer)

⁷⁻⁸ Störungen des Erdmagnetfeldes, Dauer: Stunden bis Tage, geringe Korrelation mit dem Sonnenzyklus

Der absolute Elektronengehalt bewirkt indirekte systematische Laufzeitfehler, welche um so größer sind, je kleiner der Elevationswinkel ist, unter dem die GPS-Signale einfallen, da der Weg durch die Ionosphäre dadurch länger wird. Eine unmodellerte Ionosphäre zieht eine Netzkontraktion nach sich. Formal kann dieser Maßstabsfaktor nach BEUTLER ET AL. (1988) unter der Annahme einer gleichmäßigen Satellitenverteilung in Abhängigkeit von maximaler Zenitdistanz z_{\max} und Elektronengehalt mittels

$$\left(\frac{\Delta l}{l}\right)_{L_1} \approx -0.025 \frac{TEC}{\cos z_{\max}} \quad (7-12)$$

bzw.

$$\left(\frac{\Delta l}{l}\right)_{L_2} \approx -0.042 \frac{TEC}{\cos z_{\max}} \quad (7-13)$$

genähert berechnet werden.

Bei relativer Punktpositionierung verbleiben lediglich die Unterschiede des ionosphärischen Einflusses, die daraus resultieren, dass die zeitgleich empfangenen GPS-Signale die Empfangsantennen aus unterschiedlichen Richtungen erreichen und somit unterschiedliche Bereiche der Ionosphäre durchlaufen.

Neben absoluten und relativen Einflüssen der Ionosphäre werden in der Fachliteratur durch großräumige horizontale Gradienten des Elektronengehalts, kleinräumige Störungen und wandernde Störungen mittlerer Größe weitere ionosphärische Störungen zur Charakterisierung der Ionosphäre angeführt.

Wandernde ionosphärische Störungen sind i.d.R. im Durchzug von akustischen Gravitationswellen in der erdnahen Neutrosphäre oder durch Irregularitäten von Plasmastrukturen, verursacht durch lokale troposphärische Wetterphänomene, begründet (DAVIES 1990). Bisher wurde lediglich darauf abgehoben, dass die ionosphärische Aktivität solaren Einflüssen unterliegt, wandernde ionosphärische Störungen werden jedoch vom erdnahen Atmosphärenbereich beeinflusst. Detektiert wird das Auftreten einer solchen Störung mittels oszillierenden Bewegungen (Frequenz = 5-60 Minuten) ionosphärischer Bereiche. Maximale Ausdehnungen betragen 100-1000 km. Die Geschwindigkeit, mit der diese Störungen wandern, schwankt im Bereich 50-1000 m/s. Mittlere wandernde Störungen besitzen Wellenlängen von ca. 100-200 km und dauern ca. 5-45 Minuten an.

Großräumige horizontale Gradienten führen direkt zu Laufzeitdifferenzen. Die resultierenden Laufzeitverzögerungen sind in erster Näherung proportional zur Länge der Basislinie und hängen zusätzlich stark von der Größenordnung der horizontalen Gradienten ab. Die großräumigen horizontalen Gradienten sind in der Sonnenaktivität bzw. durch die geomagnetische Aktivität begründet. Sie resultieren durch eine Abhängigkeit des Elektronengehaltes von der geographischen Lage, siehe hierzu Kapitel 7.3.2. Beobachtbar ist eine Breitenabhängigkeit des Elektronengehalts (Gefälle vom Äquator zu den Polen, Nord-Süd-Gradient) sowie ein Tagesgang (Ost-West-Gradient). Maximale Nord-Süd-Gradienten (Ost-West-Gradienten) nehmen Werte von 10^{16} Elektronen/m² ($5 \cdot 10^{15}$ Elektronen/m²) pro 100 km an. Sowohl die großräumigen horizontalen Gradienten als auch die Variation des absoluten vertikalen Elektronengehaltes sind als großräumig wirkende Einflüsse zu bezeichnen und verursachen ca. die Hälfte der relativen ionosphärischen Laufzeitfehler. Sie können mittels Zweifrequenzbeobachtungen einer einzelnen Station ausreichend gut erfasst werden. Nach PARKINSON UND ENGE (1996) resultieren aus großräumigen Gradienten typischerweise Laufzeitunterschiede bezogen auf L_I von ca. 1-2 ppm. Während magnetischen Stürmen können diese Gradienten v.a. in polaren und äquatorialen Gebieten deutlich größere Werte annehmen (SKONE UND CANNON (1998) bzw. WANNINGER (1993)).

Diese großräumig wirkenden und deshalb gut modellierbaren Effekte werden durch wandernde Störungen mittlerer Größe und kleinräumige Störungen überlagert. Auf Grund ihrer kurzperiodischen Eigenschaft sind diese schwer oder gar nicht deterministisch modellierbar. Hieraus können, falls keine räumlichen ionosphärischen Korrelationen bestehen und somit Differenzierungstechniken diese Einflüsse nicht mehr ausreichend reduzieren, Probleme bei der Erkennung und Bestimmung von Cycle Slips sowie der Festsetzung von Mehrdeutigkeiten resultieren. Wandernde ionosphärische Störungen mittlerer Größe haben horizontale Ausdehnungen bzw. horizontale Wellenlängen von einigen 100 km (SPOELSTRA 1992) und scheinbare Perioden von zehn Minuten bis zu wenigen Stunden, so dass bei langzeitstatischen Beobachtungsverfahren diese Fehlereinflüsse sehr stark reduziert werden. Aus kleinräumigen, plötzlich auftretenden, großen und nicht konstanten Fluktuationen der homogenen Elektronenverteilung und somit des ionosphärischen Einflusses resultieren Amplituden- und Phasenzintillationen, welche v.a. im Bereich des magnetischen Äquators in Abhängigkeit von Jahreszeit und Tagesgang (WANNINGER 1993) beobachtet werden. Selten treten solche Szintillationsereignisse in mittleren oder polaren magnetischen Breiten auf, bei extremer magnetischer Aktivität jedoch muss mit ihrem Vordringen auch in mittlere magnetischen Breiten insbesondere zu Nachtzeiten gerechnet werden. Dabei treten Amplituden von 4-10-... ppm (L_I -bezogen) auf. Szintillationsereignisse haben Perioden von 2 s bis 15 s. Aus Amplitudenzintillationen resultieren deutlich schlechtere Signal-Rausch-Verhältnisse, v.a. sind hierbei die L_2 -Träger-

welle unter aktivem SA und somit ebenso daraus abgeleitete Linearkombinationen betroffen (SKONE 2001). Ebenso nimmt die Anzahl der Cycle Slips⁷⁻⁹ zu. Nach MENGE (1996) ist ein Auftreten von Phasenzintillationen bei vorherrschenden Amplitudenabschwächungen anzunehmen. Jedoch ist das Vorhandensein von Phasenzintillationen bei nicht nachweisbaren Amplitudenzintillationen nicht auszuschließen.

7.3.4 Ionosphärische Indizes als Hilfsmittel zur Beurteilung ionosphärischer Aktivität

Bisher wurde beschrieben, in welcher Form die ionosphärische Aktivität räumlich und zeitlich variieren kann. Weiterhin wurden Möglichkeiten der Modellierung angeführt. Methoden zur Quantifizierung der ionosphärischen Aktivität wurden - mit Ausnahme der Sonnenflecken - nicht erläutert. Im Rahmen dieses Unterkapitels sollen Indizes beschrieben werden, die eine quantitative Analyse der ionosphärischen Aktivität ermöglichen.

Der Kp-Index ist ein weitläufig gebrauchtes Maß zur globalen Quantifizierung ionosphärischer bzw. geomagnetischer Aktivität. Die Bezeichnung setzt sich aus den jeweils ersten beiden Buchstaben der Worte Kennziffer und planetar zusammen. Er kann Werte von 0 (ruhig) bis 9 (großer Sturm) annehmen. Zur Abstufung sind um 1/3 erhöhte oder erniedrigte Kp-Werte möglich. Basierend auf Magnetometer-Beobachtungen von 13 weltweit, in ionosphärisch unkritischen Bereichen verteilten Stationen werden im zeitlichen Abstand von 3 h Kp-Werte ermittelt, welche ein mittleres Maß einer logarithmischen Skala relativ zu einer als ruhig definierten Ionosphäre darstellen (kleinster Kp-Wert innerhalb 3 h). Die o.g. Polarlichter treten ab einem Kp-Wert von 5 auf.

Neben diesem mittleren globalen logarithmischen Kp-Index und dem im Folgenden behandelten Polar Cap Index (PC-Index) sind weitere die ionosphärische Aktivität beschreibenden Qualitätsmaße bekannt. CAMPBELL (2003) führt den k-Index (mittleres lokales logarithmisches Maß; Auflösung: 3 h), den Kn- bzw. den Ks-Index (mittleres nördliches bzw. südliches logarithmisches Maß; Auflösung: 3 h), den Ap-Index (mittleres globales lineares Maß; Auflösung: 3 h), den a-Index (mittleres lokales lineares Maß; Auflösung: 3 h), den DST-Index (abgeleitetes regionales (Äquator) Maß; Auflösung: 1h) und den AE-Index (Maß zur Beschreibung der Polarlichtaktivität) an. Daneben beschreibt POPPE (2000) den G-Index (neues Sturmaktivitätsmaß; $G1=Kp5$; $G5=Kp9$).

Der 1999 auf der IUGG⁷⁻¹⁰-Generalversammlung (Birmingham) durch die IAGA (International Association of Geomagnetism and Aeronomy) verabschiedete dimensionslose Polar Cap Index ist ein hochaufgelöstes (1') Maß zur Beschreibung geomagnetischer Aktivität in polaren Bereichen (TROSHICHEV ET AL. 1979, 1988 und 1999). Dabei entsprechen niedrige positive und negative Werte einer ruhigen Atmosphäre.

7.4 Problemspezifische Überlegungen im regionalen GPS-Netz Antarktische Halbinsel

Aus den vorhergehenden Kapiteln ist resümierend festzuhalten, dass die ionosphärische Refraktion u.a. von den Einflussfaktoren

- GPS-Signal (z.B. Frequenz),
- Satellit-Empfänger-Konstellation,
- Tageszeit,
- Jahreszeit,
- geomagnetische Aktivität,
- Sonnenfleckenanzahl und
- ionosphärischen Störungen

abhängt. Inwieweit die durch die Ionosphäre begründeten Einflüsse auf die GPS-Auswertung einwirken, hängt weiterhin von der Auswertestrategie ab, im Speziellen von der verwendeten Linearkombination. Dies wurde in Kapitel 4.2.3 ausgeführt. Hierbei kompensiert die ionosphärenfreie Linearkombination zwar die ionosphärischen Einflüsse erster Ordnung, gleichzeitig entsteht jedoch eine neue Observable mit deutlich erhöhtem Rauschen (Kapitel 4.2.1). Je nach Netzausdehnung bzw. Punktabstand können ionosphärische Einflüsse durch Differenzierungstechniken reduziert werden. Des Weiteren stellt das Verwenden von Ionosphärenmodellen eine Möglichkeit dar, langwellige Anteile der ionosphärischen Refraktion zu modellieren und damit im späteren Auswertegang zu eliminieren. Stochastischen Anteilen kann bspw. durch die QIF-Strategie (Kapitel 4.2.4.2) Rechnung getragen werden.

Prinzipiell kann sich der Einfluss der Ionosphäre durch

⁷⁻⁹ Die Anzahl der Cycle Slips hängt neben den atmosphärischen Bedingungen/Störungen (z.B. ionosphärische Aktivität) ebenfalls von der Satelliten-Empfänger-Konstellation und von den Filtertechniken des verwendeten Empfängers ab.

⁷⁻¹⁰ IUGG: International Union of Geodesy and Geophysics

- Verzögerung der Gruppengeschwindigkeit,
- Beschleunigung der Trägerwellenphase,
- Beugung und
- Signalstörung (Wellenform, Amplituden- und Phasenzintillation)

manifestieren.

Im Bearbeitungszeitraum 1995-2002 ist eine stetige Zunahme der solaren Aktivität festzustellen, bspw. belegt durch den Sonnenfleckenzyklus. Die SCAR95-Kampagne wurde im sog. solaren Minimum durchgeführt, wohingegen die SCAR2002-Kampagne bei maximaler solarer Aktivität stattfand.

Die Antarktische Halbinsel liegt im geographisch gemäßigten Bereich des ionosphärischen Einflusses.

Im weiteren Verlauf dieses Kapitels sollen Indizes zur qualitativen Analyse des ionosphärischen Einflusses verwendet werden (Kapitel 7.4.1), anschließend erfolgt, mit dem Ziel einer bestmöglichen Modellbildung zu ermitteln, eine Analyse der ionosphärischen Aktivität sowie des Einflusses der Ionosphäre bei der Festsetzung der Mehrdeutigkeiten.

7.4.1 Ionosphärische Aktivität im Bereich der Antarktischen Halbinsel

In Abbildung 7-3 wurde die ionosphärische Aktivität durch die Maßzahl VTEC der globalen deterministischen Ionosphärenmodelle des CODE ausgedrückt. Abbildung 7-5 hingegen ist die tägliche Sonnenfleckenzahl im Zeitraum 1.1.1995-1.4.2002 zu entnehmen.

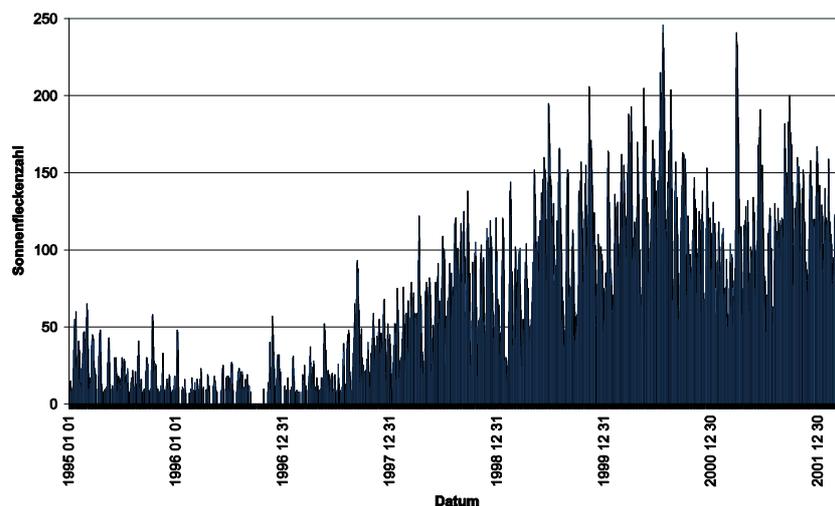


Abbildung 7-5: Sonnenfleckenzahl (Zeitraum: 1.1.1995-1.4.2002)

Abbildung 7-6 und Abbildung 7-7 veranschaulichen die Sonnenflecken für die Kampagnenzeiträume der Jahre 1995, 1996, 1998 und 2002 (Quelle: <http://sidc.oma.be/html/sunspot.html>). Diese Kampagnen wurden auf Grund der Wichtigkeit für die in Kapitel 9 beschriebene Deformationsanalyse ausgewählt. Deutlich zu erkennen ist die Zunahme der Sonnenflecken zum Jahrtausendwechsel hin. Die Kampagnen der Jahre 1995 und 1998 v.a. jedoch 1996 weisen eine geringe Anzahl an Sonnenflecken auf, wohingegen die SCAR2002-Kampagne eine deutlich größere Sonnenfleckenzahl verzeichnet.

Sonnenflecken sind jedoch lediglich ein globales Maß zur Beschreibung der solaren Aktivität, eine bessere Aussagekraft haben bspw. die im weiteren Verlauf dieses Unterkapitels beschriebenen Analysen basierend auf dem PC-Index.

Unter Verwendung der im Rahmen der SCAR95-Beobachtungskampagne erfassten GPS-Beobachtungen führte MENGE (1996) Untersuchungen zur Abschätzung des ionosphärischen Einflusses für den antarktischen Kontinent, im Speziellen für die Stationen der Antarktischen Halbinsel, durch. Nach Analyse des Kp-Indexes zur Beurteilung der täglichen ionosphärischen Aktivität wurden die Beobachtungen von ionosphärisch hoch- und schwachaktiven Tagen ausgewertet. Dabei konnte lediglich für die südlichsten Stationen des regionalen Verdichtungsnetzes der Antarktischen Halbinsel (z.B. *Fossil Bluff*) an einem ionosphärisch hochaktiven Tag eine schwach signifikante Erhöhung der Szintillationsaktivität detektiert werden, die jedoch mit extremen Werten der ebenfalls analysierten ostantarktischen Stationen nicht vergleichbar war.

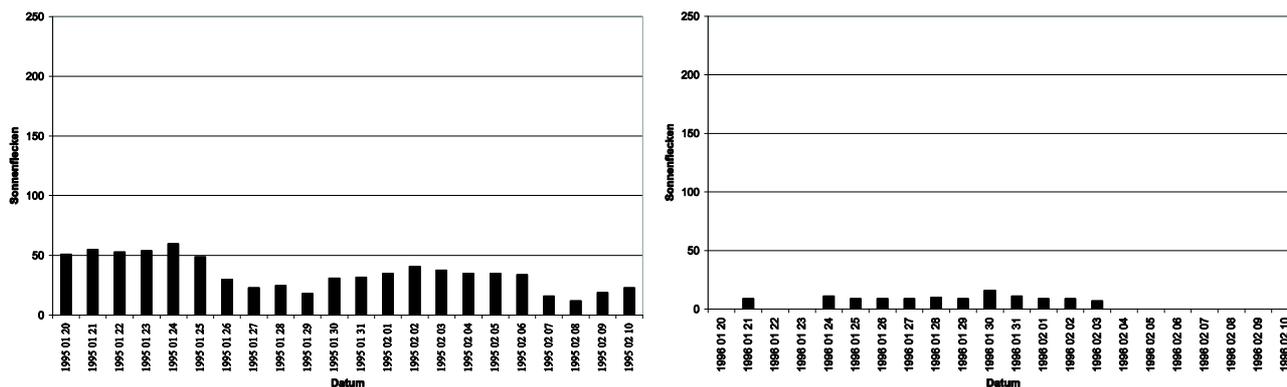


Abbildung 7-6: Sonnenfleckenanzahl; SCAR95- und SCAR96-Kampagne (v.l.n.r.)

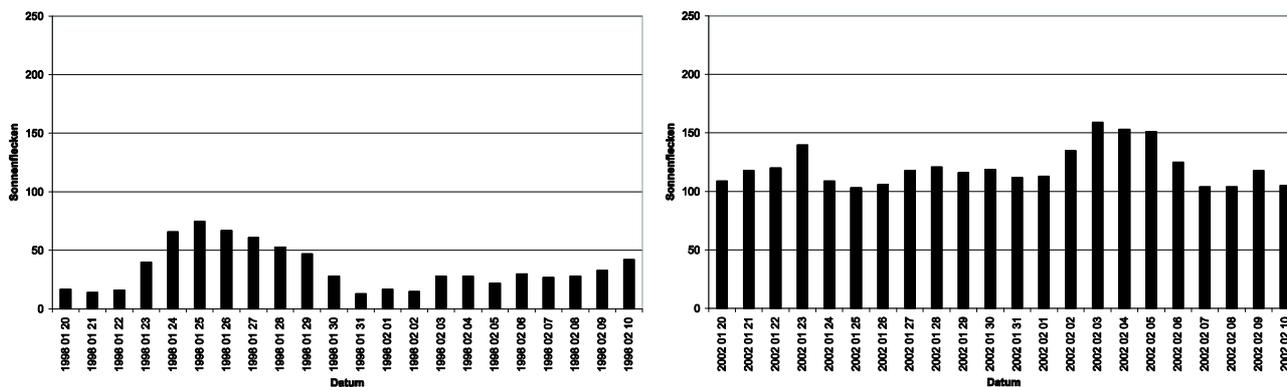


Abbildung 7-7: Sonnenfleckenanzahl; SCAR98- und SCAR2002-Kampagne (v.l.n.r.)

Im Folgenden sollen Kp-Analysen für den Bearbeitungszeitraum durchgeführt werden. Dabei wird auf Grund der geringen ionosphärischen Aktivität auf eine Betrachtung der SCAR96-Kampagne verzichtet. Die Grundlage stellt die auf der NOAA⁷⁻¹¹-Homepage unter ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/std/geomagnetic_data/indices/kp_ap bestehende Datenbasis dar. In Tabelle 7-1 sind die aufsummierten Kp-Werte der Kampagnenzeiträume 1995, 1998 und 2002 zu finden, wodurch ein Vergleich bzgl. der ionosphärischen Aktivität zwischen den Kampagnenzeiträumen möglich ist.

Tabelle 7-1: Kp-Index der Kampagnenzeiträume 1995, 1998 und 2002

$\Sigma(\text{Jan.-Feb. 1995})$	$\Sigma(\text{Jan.-Feb. 1998})$	$\Sigma(\text{Jan.-Feb. 2002})$
1115.1	728.9	899.3

Im Gegensatz zur aus Abbildung 7-5 abgeleiteten Erwartung weist die 2002-Summation jedoch nicht den größten Wert auf.

Diese Analyse kann mittels Abbildung 7-8 und Abbildung 7-9 verfeinert werden. Bspw. sind die GPS-Tage 028-041 (1995) als kritisch zu klassifizieren. Mittels diesem mittleren globalen Index kann somit ein erster Eindruck bzgl. der ionosphärischen Aktivität gewonnen werden. Detaillierte Aussagen sind jedoch nicht möglich, da lokale Rückschlüsse für den Bereich der Antarktischen Halbinsel nicht abgeleitet werden können. Dies kann eine Analyse des PC-Indexes erbringen.

In Abbildung 7-10 sind die PC-Indizes der relevanten Zeiträume visualisiert. Für jedes analysierte Kampagnenjahr wird dabei eine mehrere Tage umfassende Graphik dargestellt, die wiederum drei Teilgraphiken zusammenfasst. Die Analyse dieser Plots zeigt, dass v.a. in den Kampagnenzeiträumen 1995 und 1998 Zeitfenster gefunden werden können, die unter Verwendung des PC-Indexes als sehr ruhig und wenig gestört bezeichnet werden können. Als Beispiele seien die GPS-Tage 019-028 der Kampagne 1995 angeführt, die somit prädestiniert für ionosphärisch wenig beeinflusste Analysen sind.

⁷⁻¹¹ National Oceanic and Atmospheric Administration

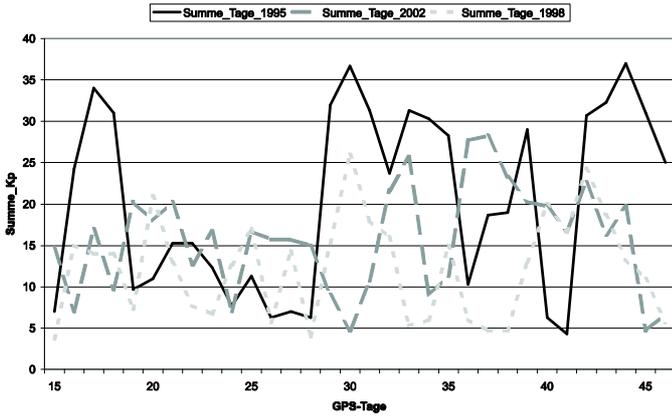


Abbildung 7-8: Tagessummen der Kp-Werte ausgewählter SCAR-Kampagnen

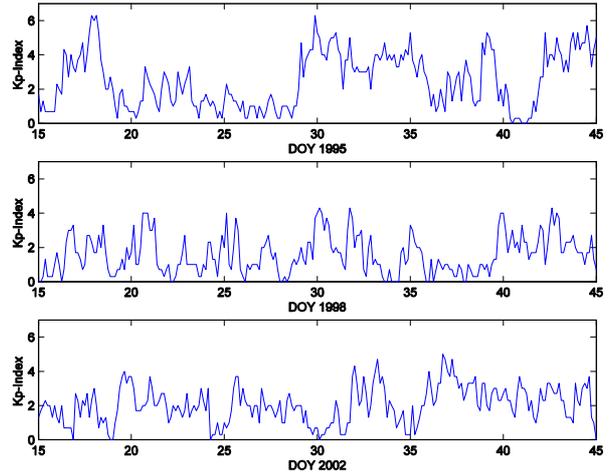


Abbildung 7-9: Kp-Index-Verlauf ausgewählter Kampagnenzeiträume (von oben: 1995, 1998, 2002)

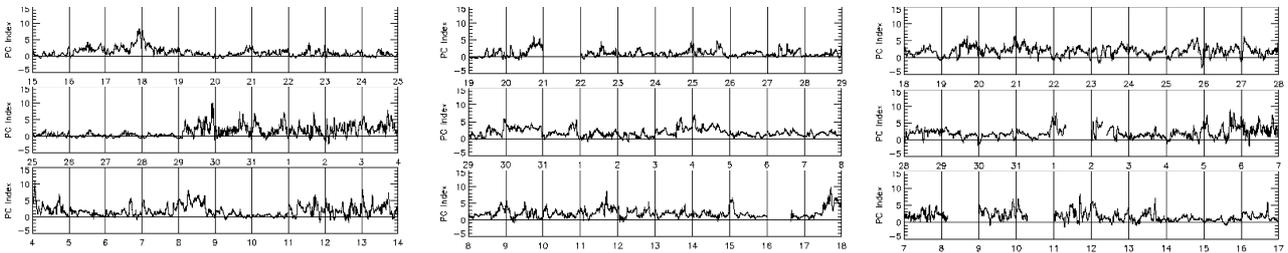


Abbildung 7-10: PC-Indizes⁷⁻¹² der Kampagnenzeiträume (von links: 1995, 1998, 2002), Rechtsachse: Datum [d]

7.4.2 Modellierung der Ionosphäre im Bereich der Antarktischen Halbinsel

In Kapitel 7.2 wurden globale und lokale Ionosphärenmodelle beschrieben. Verfügbar sind globale Modelle des IGS und des CODE. Die globalen Modelle des IGS stehen für die ersten beiden SCAR-Kampagnen nicht zur Verfügung. Ein grundsätzliches Problem beim Einsatz von globalen Modellen des CODE im Bereich der Antarktischen Halbinsel ergibt sich auf Grund des vorgegebenen Gültigkeitsbereichs. Diese Modelle weisen in Abhängigkeit vom Beobachtungszeitraum ein variables Gültigkeitsbreitenband auf. Dies führt dazu, dass die Beobachtungen der südlichsten Stationen der Antarktischen Halbinsel teilweise außerhalb dieses Bereiches liegen, was eine Verwendung dieser externen, unkorrelierten Information nicht möglich macht. Dies gilt nicht für globale IGS-Modelle. Beide globale Modelle basieren im Bereich der Antarktischen Halbinsel im Wesentlichen auf den Beobachtungsinformationen der IGS-Station *O’Higgins*. Die Berechnung eines lokalen Modells basierend auf den GPS-Daten einer Station ist somit vergleichbar mit den CODE- bzw. IGS-Modellen. Während der SCAR95-Kampagne war die IGS-Station *OHIG* noch nicht aktiv, so dass die CODE-Modelle für diesen Zeitraum zwar vorliegen, jedoch im Bereich der Antarktischen Halbinsel nicht durch Beobachtungen gestützt werden. Wird die Qualität der GPS-Daten der IGS-Station *OHIG* analysiert, sind viele kleinere (Empfänger-Reset) und einige größere Datenlücken (1-4 h) feststellbar. Somit weist *OHIG* eine schlechte Datenquantität auf.

SCHAER ET AL. (1995) zeigen, dass zwischen den auf lokalen bzw. globalen Ionosphärenmodellen basierenden Ergebnissen keine qualitativen Unterschiede bestehen. Dies belegt ebenso die Studie von BOSY ET AL. (2003) für den europäischen Raum. Beide deterministischen Modellierungstechniken besitzen auf Grund von begrenzter räumlicher und zeitlicher Auflösung zwangsläufig Schwächen kleinräumige oder kurzperiodische ionosphärische Ereignisse zu kompensieren. Siehe hierzu bspw. WANNINGER (2000a) oder KRACK (1997).

Im Rahmen einer unter Verwendung der Berner GPS-Software durchgeführten Experimentreihe basierend auf den Beobachtungsdaten des hochgenauen Verdichtungsnetzes Antarktische Halbinsel wurde bspw. für jede Session (Beobachtungstag) ein lokales Ionosphärenmodell generiert, für das die Höhe der Ionosphärenschicht zu 400 km festgesetzt wurde. Als Entwicklungspunkt der Taylorreihe wurde die zentral gelegene Station *Punta Spring* gewählt. Die Entfernung von *Punta Spring* zum nördlichsten bzw. südlichsten Beobachtungspunkt beträgt jeweils rund 900 km, somit ist

⁷⁻¹² Quelle: <http://cedarweb.hao.ucar.edu/instr/pcv.html> bzw. http://www.aari.nw.ru/clgmi/geophys/pc_main.htm

gewährleistet, dass alle Stationen des Verdichtungsnetzes im o.g. Gültigkeitsbereich liegen. Um die Auswirkungen unterschiedlicher Ionosphärenmodellierungen zu untersuchen, wurden globale Ionosphärenmodelle des IGS und des CODE lokalen Ionosphärenmodellen gegenübergestellt.

Untersuchungen basierend auf mittleren globalen VTEC-Werten bzgl. eines unterschiedlichen Verhaltens der IGS-Modelle gegenüber den CODE-Modellen ergaben keinerlei signifikante Unterschiede. Deshalb werden im Folgenden lediglich Vergleichsexperimente zwischen lokalen Modellen und globalen CODE-Modellen beschrieben. In Abbildung 7-11 sind mittlere VTEC-Werte des lokalen und des globalen CODE-Modells dargestellt. Auffallend ist der ruhigere Verlauf des globalen Modells, während die mittleren VTEC-Werte des lokalen Ionosphärenmodells deutlich bewegter sind. Dieses Verhalten ist u.a. in der Glättung des ionosphärischen Verhaltens der globalen Modelle durch eine deutlich größere Anzahl an Beobachtungsstationen, die einem unterschiedlichen ionosphärischen Einfluss unterliegen, begründet, während lokale Modelle lokalen Variationen bspw. durch die polare Ionosphäre im Bereich der Antarktischen Halbinsel verursacht, besser Rechnung tragen können. Auf lokale Modelle wirken jedoch auch andere bspw. stationspezifische Einflussfaktoren ein. Solche limitierenden Einflussfaktoren haben somit bei lokaler Ionosphärenmodellierung einen großen Einfluss. Maximale Unterschiede nehmen Werte im Bereich von 5 TECU an.

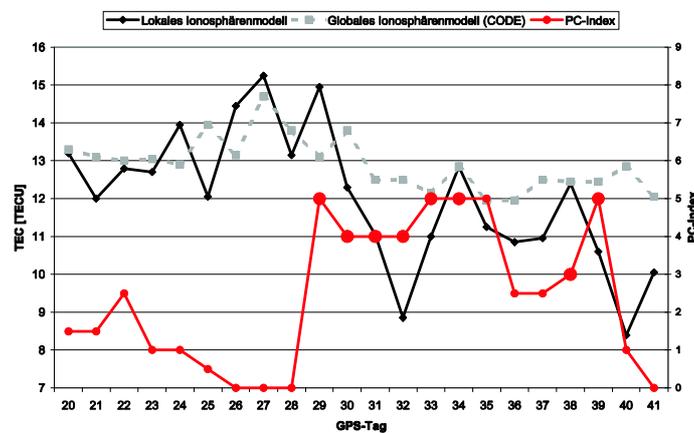


Abbildung 7-11: Vergleich mittlerer TEC-Werte lokaler und globaler Ionosphärenmodelle; SCAR95-Kampagne, eine hohe tägliche Variabilität des PC-Indexes ist durch große Symbole dargestellt.

Wird eine Korrelation zu PC-Index-Werten hergestellt, so gilt, dass bei schwacher ionosphärischer Aktivität und geringen zeitlichen Variationen beide Kurven eher geringere Abweichungen aufweisen. In Abbildung 7-11 wird der PC-Index tageweise hinsichtlich der mittleren Aktivität sowie der Variation beurteilt. Große Symbole veranschaulichen eine große Variabilität.

Erfolgt für die Basislinien der Antarktischen Halbinsel eine Analyse im Hinblick auf das Festsetzen der Mehrdeutigkeiten, zeigt sich unter Verwendung der in Kapitel 4.2.4.2 beschriebenen SIGMA-Strategie für die L_5 -Linear-kombination i.d.R. lediglich dann ein signifikanten Unterschied, wenn Beobachtungen verwendet werden, die außerhalb des Gültigkeitsbandes der globalen Modelle liegen. In diesen Fällen wird unter Verwendung lokaler Modelle eine größere Anzahl von Mehrdeutigkeiten erfolgreich gelöst. Für Beobachtungszeiträume, in denen alle Stationen im Gültigkeitsbereich des globalen Modells lagen, ergaben sich bzgl. der gelösten bzw. nicht gelösten Phasenmehrdeutigkeiten keine signifikanten Unterschiede. Werden die inneren Genauigkeiten des Ausgleichsprozesses (a posteriori Standardabweichung normiert auf eine zenitale L_1 -Beobachtung: $\sigma_{post,Zenit,L1}$) beurteilt, ergeben sich keinerlei Unterschiede. Ein Vergleich der geschätzten Koordinaten der Tageslösungen erbrachte wiederum lediglich für GPS-Stationen außerhalb des Gültigkeitsbereichs signifikante Abweichungen (NS-Richtung ≈ 3 -5 mm, OW-Richtung ≈ 1 mm, Höhenkomponente ≈ 14 mm). Bei einem Vergleich der endgültigen, über alle Beobachtungstage gewichtet gemittelten Koordinatensätze der einzelnen Beobachtungskampagnen lagen die Differenzen i.Allg. mit Ausnahme der Höhenkomponente der Station *Punta Spring* (Entwicklungspunkt der Taylorreihe des lokalen Modells) im Submillimeterbereich. Wird der Entwicklungspunkt variiert, so ergeben sich vergleichbare Resultate. Dies bedeutet, dass sich die bspw. bei der Mehrdeutigkeitslösung festgestellten Abweichungen ebensowenig im Endergebnis bemerkbar machen wie die Randlage einzelner Stationen bzgl. des Breitenbandbereichs. Weiterhin zeichnen sich globale Modelle durch eine i.d.R. gleichbleibende Qualität aus. Darüber hinaus entfällt bei der Verwendung globaler Modelle im Gegensatz zur Verwendung lokaler Modelle eine Korrelation zwischen den auszuwertenden Daten und den Ionosphärenmodellen.

Aus den dargestellten Zusammenhängen und basierend auf Untersuchungen, durchgeführt mit Realdaten, erscheint die Verwendung von lokalen deterministischen Modellen sinnvoll. Alle im bisherigen Verlauf dieses Unterkapitels beschriebenen Untersuchungen tragen stochastischen Anteilen nicht explizit Rechnung. Es wird davon ausgegangen, dass

durch die Verwendung der L_3 -Linearkombination räumlich und zeitliche eng begrenzte ionosphärische Aktivitäten ausreichend gut reduziert werden können. Gestützt wird diese Annahme durch die geringe ionosphärische Aktivität der Kampagnenjahre 1995-1998 und durch lange Beobachtungszeiten, die kurzzeitlichen Variationen ein geringes Gewicht verleihen.

7.4.3 Festsetzung der Mehrdeutigkeiten im Bereich der Antarktischen Halbinsel

In Kapitel 4.2 wurde der Zusammenhang zwischen der Lösung der a priori unbekanntenen Mehrdeutigkeiten und den Parametern des Bermuda-Polygons aufgezeigt. Ebenso wurden die beiden Methoden QIF und SIGMA zur Bestimmung der Mehrdeutigkeiten beschrieben. Im Kontext der ionosphärischen Modellbildung sind beide Methoden von besonderer Bedeutung, da sie prinzipiell fähig sind, stochastische Anteile des ionosphärischen Einflusses zu modellieren bzw. zu eliminieren.

Es sind diverse Veröffentlichungen bekannt, die für ein bestimmtes GPS-Netz das Verhalten der Mehrdeutigkeitslösung beurteilen. Beispielhaft seien BOSY ET AL. (2003) und MERVART (1995) angeführt. In MERVART (1995) wird die am CODE angewandte Strategie zur Festsetzung von Mehrdeutigkeiten für lange Basislinien (2000 km) unter Verwendung der QIF-Strategie beschrieben und favorisiert. BOSY ET AL. (2003) vergleichen in einem regionalen europäischen GPS-Netz die beiden Strategien SIGMA und QIF. Für die L_5/L_3 -Variante werden dabei deutlich höhere prozentuale Werte (nahezu 100%) festgestellt. Somit besteht die Notwendigkeit einer Validierung und Findung eines geeigneten Algorithmus zur Festsetzung der Mehrdeutigkeiten im Anwendungsbeispiel der Antarktischen Halbinsel.

Allen diesen Veröffentlichungen ist jedoch gemein, dass eine iterative Festsetzung einzelner Phasenmehrdeutigkeiten zu deutlich besseren und zuverlässigeren Ergebnissen führt, als durch das gemeinsame Lösen mehrerer Mehrdeutigkeiten erzielt werden. Dies wurde auch für das Verdichtungsnetz der Antarktischen Halbinsel festgestellt, so dass im Rahmen der Festsetzung jeweils eine beste einzelne Phasenmehrdeutigkeit gelöst wird. Diese Mehrdeutigkeit wird anschließend als bekannt in den iterativen Prozess eingeführt.

Zur Bestimmung der für das Versuchsgebiet am besten geeigneten Auswertestrategie zur Lösung der unbekanntenen Phasenmehrdeutigkeiten wurde basierend auf den erfassten GPS-Daten eine vergleichende Studie der beiden o.g. Strategien durchgeführt. Dabei erzielt die QIF-Strategie v.a. bei kürzeren Basislinien und ruhiger Ionosphäre deutlich bessere Ergebnisse. Analysiert wurden dabei die Fähigkeit Phasenmehrdeutigkeiten zu fixieren sowie die inneren Genauigkeiten der Ausgleichsprozesse ($\sigma_{post,Zenit,L1}$) und. Bei längeren Basislinien führt die QIF-Strategie zu leicht besseren Ergebnissen. In Abbildung 7-12 sind für die Beobertungskampagne 1995, welche sich durch eine schwache ionosphärische Aktivität auszeichnet, die Ergebnisse ausgewählter repräsentativer Basislinien unterschiedlicher Länge veranschaulicht.

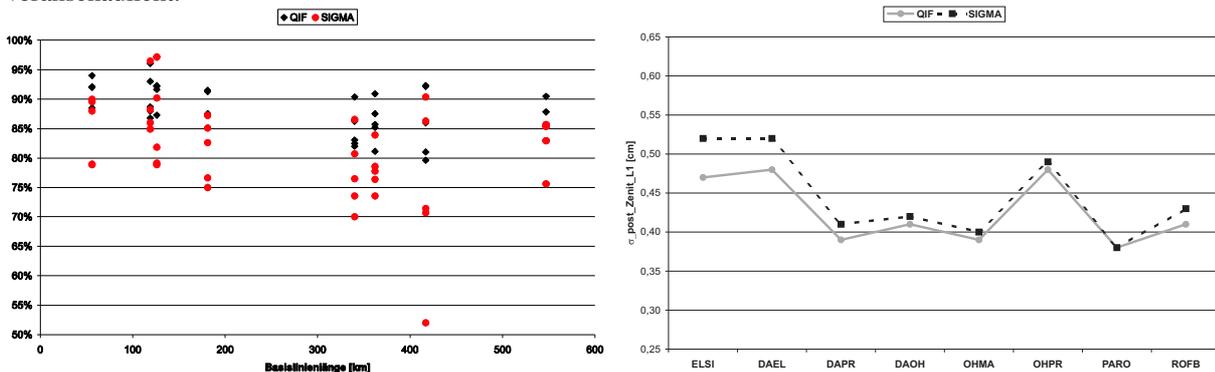


Abbildung 7-12: Vergleich der SIGMA- und QIF-Algorithmen zur Festsetzung der Mehrdeutigkeiten; SCAR95; links: gelöste Mehrdeutigkeiten [%]; rechts: Vergleich der $\sigma_{post,Zenit,L1}$ -Werte

Erfolgt eine Beurteilung auf Koordinatenbasis, so resultieren maximale Werte (0.5 cm) für lange Basislinien unabhängig von der ionosphärischen Aktivität, v.a für die Ost-West- und die Höhenkomponente.

Deshalb erscheint die Verwendung der QIF-Strategie zur Bestimmung von hochgenauen Punktpositionen im Bereich der Antarktischen Halbinsel unter den in den im Bearbeitungszeitraum herrschenden Bedingungen sinnvoll. In Analogie zu stationsspezifischen Einflussfaktoren kann aus hochintensiven, kurzzeitigen ionosphärischen Einflüssen eine schlechte Signalqualität resultieren. Somit erscheint für künftige Arbeiten die Erarbeitung einer allgemeingültigen und nicht nur auf ionosphärisch schwachaktive Zeiträume angepassten, von der in Kapitel 5.4 beschrieben, abweichenden, auf der Signalqualität basierenden Gewichtsfunktion sinnvoll.

8. Neutrosphärische Refraktion

Werden GPS-Beobachtungen mit dem Ziel ausgeführt, hochgenaue Positionen zu erhalten, stellt neben den in Kapitel 5 beschriebenen, satelliten- und stationsspezifischen Einflussfaktoren die Erdatmosphäre einen wichtigen Einflussfaktor dar. In Kapitel 6 wurden grundlegende Aspekte der Ausbreitung elektromagnetischer Signale in der Erdatmosphäre zusammengefasst. Die Erdatmosphäre beeinflusst die sie durchdringenden Signale u.a. hinsichtlich der Geschwindigkeit, der Richtung sowie der Signalstärke. In diesem Kontext wurden funktionale Zusammenhänge zwischen Ausbreitungsgeschwindigkeit der Code- bzw. Phasenbeobachtungen und dem durchquerten Medium angeführt. Der Einfluss der Erdatmosphäre auf die Ausbreitungsgeschwindigkeit von GPS-Signalen wurde dabei über den Brechungsindex n quantifiziert. n ist eine komplexe Zahl, deren Imaginärteil der Absorption Rechnung trägt. Der Realteil repräsentiert den Einfluss der Atmosphäre auf Ausbreitungsgeschwindigkeit und -richtung (HALL ET AL. 2002). Da der Brechungsindex der Neutrosphäre lediglich geringfügig über dem Vakuumwert 1 liegt, wird i.d.R. die normierte Brechungszahl N verwendet. Die reelle Zahl N lässt sich mittels

$$N = 10^6(n - 1) \quad (8-1)$$

in Abhängigkeit von n berechnen. Der Einfluss durch Absorption wird im Folgenden nicht näher diskutiert.

Die Erdatmosphäre wird im Rahmen der GPS-Modellbildung in zwei Bereiche unterteilt. Die höher gelegene Ionosphäre wurde in Kapitel 7 behandelt. Das umfangreiche achte Kapitel diskutiert den Einfluss der erdnahen elektrisch neutralen Atmosphärenbereiche auf elektromagnetische Signale des L-Bandes.

In Unterkapitel 8.1 wird in die Thematik der neutrosphärischen Refraktion eingeführt. Dabei wird zuerst auf die Beeinflussung der Ausbreitungsgeschwindigkeit und der damit verbundenen Laufzeitverzögerung eingegangen. Anschließend wird die zweigeteilte Modellbildung für die trockenen und die feuchten bzw. die hydrostatischen und nicht-hydrostatischen Atmosphärenbestandteile beschrieben. Kapitel 8.2 widmet sich meteorologischen Sensoren und Wettermodellen und diskutiert die für den Bereich der Antarktischen Halbinsel im Bearbeitungszeitraum prinzipiell verfügbaren meteorologischen Datenquellen. Verschiedene Möglichkeiten und Ansätze zur Berechnung des Brechungsindex bzw. der Brechungszahl in Abhängigkeit von meteorologischen Parametern werden in Kapitel 8.3 beschrieben. Hierbei wird auf physikalische Grundlagen (z.B. allgemeine Gasgleichung idealer Gase) eingegangen. Basierend auf Wettermodelldaten wird in Kapitel 8.4 untersucht, inwieweit diese Ansätze einen Einfluss auf die Berechnung der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung aufweisen. Daneben wird in Kapitel 8.4 ebenso der Einfluss weiterer Modellierungsaspekte (z.B. Wasserdampfdruckberechnung) auf zenitale neutrosphärische Laufzeitverzögerungen validiert. Kapitel 8.5 widmet sich v.a. der Beschreibung und Diskussion der Modelle von Hopfield und Saastamoinen und den Anpassungsmöglichkeiten dieser Modelle an die klimatischen Bedingungen des Untersuchungsgebiets. Im darauf folgenden Unterkapitel werden Funktionen beschrieben, die eine Umrechnung von zenitalen Werten der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung in diskrete Elevationen bzw. Zenitdistanzen ermöglichen; im Besonderen wird auf Kettenbruch-Modelle eingegangen. Das letzte Unterkapitel erläutert die Möglichkeiten der erweiterten funktionalen Modellbildung und zeigt auf, welche Strategien Erfolg versprechend für das Untersuchungsgebiet erscheinen.

8.1 Das Ausbreitungsmedium Neutrosphäre

Die Neutrosphäre wirkt im Gegensatz zu Lichtwellen des optischen Wellenspektrums⁸⁻¹ auf elektromagnetische Wellen unterhalb von 30 GHz bis ca. 100 MHz nicht dispersiv⁸⁻². Die Ausbreitungsgeschwindigkeit von GPS-Signalen ist somit unabhängig von deren Frequenz bzw. Wellenlänge. Die entsprechenden Terme der Rayleigh-Gleichung entfallen bzw. sind vernachlässigbar klein. Für die elektrisch neutrale Atmosphäre gilt

$$\frac{\partial n}{\partial \lambda} \rightarrow 0. \quad (8-2)$$

Daher werden beide Trägerfrequenzen beim Durchlaufen der Neutrosphäre gleich beeinflusst. In Folge dessen sind Gruppen- und Phasengeschwindigkeit bzw. die Ausbreitungsgeschwindigkeit von Code- und Phasenbeobachtung für beide GPS-Signale identisch und es gilt

$$v_G = v_P = \frac{c}{n}. \quad (8-3)$$

Der Einfluss der Neutrosphäre auf GPS-Signale kann somit im Gegensatz zur Ionosphäre nicht durch Doppelfrequenzmessung bestimmt und eliminiert werden. Im Umkehrschluss ist jedoch im Rahmen der funktionalen Modellbildung keine Unterscheidung für beide Signale notwendig. Der signifikante Einfluss der Neutrosphäre auf GPS-Signale muss

⁸⁻¹ Siehe hierzu bspw. BARREL UND SEARS (1939) bzw. EDLEN (1953).

⁸⁻² BAUERSIMA (1983) gibt eine obere Schranke von $f < 15$ GHz an.

deshalb im Rahmen der Verarbeitung von GPS-Beobachtungen vergleichend zur Ionosphäre alternativ behandelt werden, um diesen Einflussfaktor ausreichend gut reduzieren zu können. Bspw. durch das Hilfsmittel der Differenzbildung (Kapitel 4.2.2) können neutrosphärische Einflüsse v.a. bei geringen Punktabständen reduziert werden. Daneben gibt es eine Vielzahl von Modellen, die den Zusammenhang von Brechungsindex und Zustand der Neutrosphäre nutzen. Hierauf wird in Unterkapitel 8.2 detailliert eingegangen. GPS-Signale werden beim Durchqueren der Neutrosphäre verlangsamt. Der Brechungsindex nimmt somit innerhalb der Neutrosphäre Werte an, die größer als 1 (Brechungsindex im Vakuum) sind. Der Brechungsindex innerhalb der Neutrosphäre ist jedoch nicht konstant. Es ergeben sich somit basierend auf den Rayleigh-Gleichungen Änderungen der Ausbreitungsgeschwindigkeit.

Neben den o.g. Auswirkungen des neutrosphärischen Einflusses auf die Ausbreitungsgeschwindigkeit von GPS-Signalen unterliegt die Ausbreitungsrichtung der GPS-Signale ebenfalls dem Einfluss der elektrisch neutralen Atmosphärenbereiche. CAMPBELL (1979) beschreibt die Signalbeugung als Effekt zweiter Ordnung. Hierauf wird im weiteren Verlauf dieses Kapitels ebenso eingegangen.

Neben den nicht dispersiven Eigenschaften der Neutrosphäre werden bspw. in LIEBE (1985) minimale dispersive Anteile angeführt, die jedoch für Frequenzen bis zu 40 GHz vernachlässigbar gering sind.

8.1.1 Signalausbreitung nach dem Prinzip von Fermat

Nach dem Prinzip von Fermat legt ein Lichtstrahl eine Entfernung in einem Medium zurück, so dass die benötigte Zeit minimal wird (LIVINGSTON 1970). Da die Ausbreitungsgeschwindigkeit in direktem funktionalen Zusammenhang mit dem Brechungsindex des Mediums steht, entspricht die Minimierung der Zeit einer Minimierung der optischen Weglänge σ . Im Gegensatz zur optischen Weglänge entspricht die geometrische Weglänge s der geradlinigen räumlichen Entfernung, wenn relativistische Einflüsse vernachlässigt werden. Die optische Weglänge ergibt sich aus dem Integral über das Produkt von Brechungsindex und zurückgelegtem Weg. In Abbildung 8-1 ist dieser Sachverhalt graphisch dargestellt. Gleichzeitig wird das Prinzip von Fermat mit Abbildung 6-3 in Verbindung gebracht, die u.a. die Begriffe wahre und scheinbare Satellitenposition veranschaulicht. Überträgt man das Prinzip von Fermat auf die Ausbreitung elektromagnetischer Wellen in der Erdatmosphäre, können Formeln abgeleitet werden, die eine Beschreibung des Einflusses der Neutrosphäre auf GPS-Signale ermöglichen. Dies ist zulässig, da innerhalb einer Wellenlänge Variationen des Brechungsindex vernachlässigt werden können.

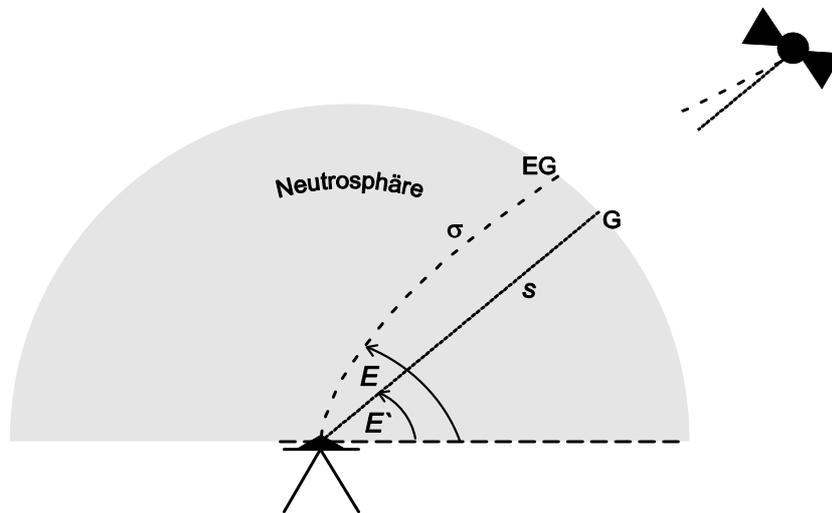


Abbildung 8-1: Signalausbreitung nach dem Prinzip von Fermat

Die beiden Weglängen σ und s ergeben sich beginnend vom Antennenstandpunkt E (untere Integrationsgrenze) bis zur oberen Integrationsgrenze EG bzw. G zu

$$\sigma = \int_E^{EG} c dt = \int_E^{EG} \frac{c}{v} d\sigma = \int_E^{EG} n(\sigma) d\sigma \tag{8-4}$$

und

$$s = \int_E^G ds . \tag{8-5}$$

Da von normaler Dispersion ($n > 1$) ausgegangen werden kann, ist σ größer als s . Der Einfluss der Neutrosphäre ergibt sich zu

$$\Delta_{NEU} = \int_E^{EG} (n(\sigma) - 1) d\sigma + \delta_{NEU,geom} = 10^{-6} \int_E^{EG} N(\sigma) d\sigma + \delta_{NEU,geom}, \tag{8-6}$$

wobei $\delta_{NEU,geom}$ über

$$\delta_{NEU,geom} = \int_E^{EG} d\sigma - \int_E^G ds \tag{8-7}$$

erhalten wird. Das Integral von Gleichung (8-6) entspricht dabei der Laufzeitverzögerung entlang des elektromagnetisch gekrümmten Weges, wohingegen $\delta_{NEU,geom}$ häufig als geometrische Laufzeitverzögerung begründet in Beugungseffekten bezeichnet wird. I.d.R. erfolgt die Integration entlang der geometrischen Strecke s und nicht entlang des tatsächlichen Signalweges σ , da s eine gute Näherung für σ darstellt und zudem einfach aus Satelliten- und genäherter Empfangsantennenposition berechnet werden kann.

Die gesamte zenitale neutrosphärische Längenänderung der zu einem GPS-Satelliten gemessenen Strecke beträgt auf Meeresebene ca. 2.3 m bzw. 8 ns, was mit ionosphärischen Refraktionseffekten während solarer Minima vergleichbar ist. Dies entspricht ca. zwölf Trägerwellenlängen. Maximale Werte von 2.6 m werden in HENDY (1990) angeführt. Hierbei ist zu beachten, dass eine Abhängigkeit von der geographischen Lage (Stationshöhe, geographische Breite, Klimazone) vorliegt.

In Richtung des lokalen topozentrischen Zenits und für eine vertikal geschichtete Atmosphäre nimmt der zweite Term von Gleichung (8-6) $\delta_{NEU,geom}$ den Wert 0 an, somit gilt bspw. in Abhängigkeit von der ellipsoidischen Höhe h

$$\Delta_{NEU}^{Zenit} = \int_E^{EG} (n(h) - 1) dh = 10^{-6} \int_E^{EG} N(h) dh. \tag{8-8}$$

$\delta_{NEU,geom}$ nimmt mit zunehmender Zenitdistanz zu und kann nach HOPFIELD (1978) für horizontnahe Sichten einige Meter betragen. Daneben sind in BABY ET AL. (1988) strenge und empirische Formeln bspw. in Abhängigkeit von der Tropopausenhöhe zur Berechnung von $\delta_{NEU,geom}$ abgeleitet, woraus für Elevationen größer 10° $\delta_{NEU,geom}$ -Werte geringer als 2 cm resultieren. MENDES (1999) gibt ein alternatives empirisches Modell (Gleichung (8-9)) basierend auf Raytracing⁸⁻³-Analysen an und ermöglicht die Berechnung der geometrischen Laufzeitverzögerung unter Verwendung eines kompakten funktionalen Zusammenhangs. Abbildung 8-2 visualisiert diesen Sachverhalt für den Untersuchungsbereich der Antarktischen Halbinsel.

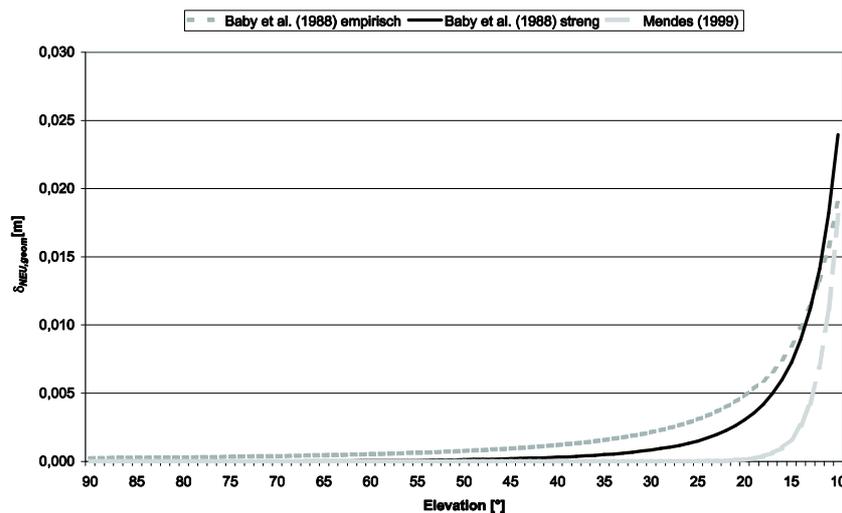


Abbildung 8-2: $\delta_{NEU,geom}$ nach BABY ET AL. (1988) und MENDES (1999)

Daneben sind bspw. in DAVIS ET AL. (1993) oder MARINI (1972) weitere Ansätze zur Berechnung von $\delta_{NEU,geom}$ zu finden. Nach ELGERED (1993) beträgt der Einfluss von $\delta_{NEU,geom}$ für $E = 10^\circ$ ($E = 5^\circ$) 3 cm (10 cm); im weiteren Verlauf

⁸⁻³ Raytracing (engl.: ray tracing) oder Strahlverfolgung: Verfahren zur Simulation der Ausbreitung von Strahlen.

der Arbeit wird jedoch aufgezeigt, dass diese Beeinflussung der zu messenden Strecke lediglich einem Anteil von ca. 0.2% (0.4%) an Δ_{NEU} entspricht.

$$\delta_{NEU,geom} [m] = (2.256 \pm 0.0092) e^{-\frac{E[^\circ]}{(2.072 \pm 0.054)}} \quad (8-9)$$

8.1.2 Einführende Bemerkungen zur neutrosphärischen Modellbildung

$\delta_{NEU,geom}$ ist bei einigen der im weiteren Verlauf dieses Kapitels beschriebenen Modellen zur Kompensation des Einflusses der elektrisch neutralen Atmosphäre, wie bspw. dem Erweiterten Modell von Saastamoinen (SAASTAMOINEN 1972), explizit in Form eines Korrekturterms berücksichtigt. Neuere Modelle basieren i.d.R. auf zenitalen Modellwerten, für die $\delta_{NEU,geom}$ - eine horizontale Schichtung der Atmosphäre vorausgesetzt - verschwindet, und den in Kapitel 7.2 einführend erwähnten Mapping-Funktionen f_{MF} , die eine Umrechnung von zenitalen Werten in beliebige Elevationen bzw. Zenitdistanzen ermöglichen. Hierbei wird die geometrische Laufzeitverzögerung in der Mapping-Funktion berücksichtigt. Eine einfache Mapping-Funktion ist mit $1/\sin E$ bzw. $1/\cos z$ gegeben. Die formale Beschreibung der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung unter Verwendung von Mapping-Funktionen trägt dabei der Abhängigkeit des neutrosphärischen Einflusses von der Elevation bzw. der Länge des durch die Neutrosphäre zurückgelegten Weges Rechnung. Wird die geometrische Laufzeitverzögerung vernachlässigt bzw. innerhalb der Mapping-Funktion berücksichtigt, ergibt sich somit in Abhängigkeit von der Zenitdistanz

$$\Delta_{NEU} = f_{MF}(z) \Delta_{NEU}^{Zenit} = 10^{-6} \frac{1}{\cos z} \int_E^{EG} N(h) dh. \quad (8-10)$$

Wird $\delta_{NEU,geom}$ nicht vernachlässigt, so sind prinzipiell für die beiden Anteile der geometrischen Laufzeitverzögerung (Gleichung (8-7)) unterschiedliche Mapping-Funktionen notwendig, die vom scheinbaren bzw. wahren Elevationswinkel E bzw. E' abhängen. Der bzgl. der lokalen topozentrischen Horizontebene definierte Winkel des direkten, ungebrochenen Signalstrahls wird als wahre Elevation bezeichnet. Im Gegensatz dazu ist mit der scheinbaren Elevation der Winkel verknüpft, der durch den gebrochenen Zielstrahl gegeben ist. Siehe hierzu . Analog sind die Begriffe die Zenitdistanzen betreffend zu verwenden.

In Kapitel 6 wurde der Aufbau und die Zusammensetzung der Neutrosphäre erläutert. Es wurde aufgezeigt, dass die Neutrosphäre aus einem Gemisch trockener Gase und dem feuchten Wasserdampf zusammengesetzt ist (Kapitel 6.1.2). Dies ermöglicht eine vereinfachte, zweigeteilte neutrosphärische Modellbildung, wobei der Einfluss der Neutrosphäre in eine trockene (Index: d, engl.: dry) und eine feuchte (Index: w, engl.: wet) Komponente aufgespalten wird (Gleichung (8-11)). Gestützt wird diese Zweiteilung der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung durch physikalische und meteorologische Eigenschaften der Neutrosphäre. Bspw. ist der trockene Anteil sehr stark mit dem an der Erdoberfläche⁸⁻⁴ erfassten Druck p_0 korreliert, da die Durchmischung der trockenen Luft als nahezu konstant erachtet werden kann; der Wasserdampf hingegen unterliegt starken räumlichen und zeitlichen Variationen.

Basierend auf genauen p_0 -Werten kann unter Verwendung von im weiteren Verlauf der Arbeit beschriebenen Formeln (z.B. DAVIS ET AL. (1985) oder ASKNE UND NORDIUS (1987)) der trockene Anteil in Zenitrichtung mit einer relativen (absoluten) Genauigkeit von ca. 0.2% (5 mm) berechnet werden. BRUNNER (1988) beziffert die notwendige Genauigkeit der Druckmessung mit 0.5 hPa, ELGERED (1993) mit 0.3 hPa. Im Gegensatz dazu ist die Bestimmung der feuchten Anteile mit größeren Fehlern behaftet, da der Wasserdampfgehalt in Raum und Zeit stark variiert und ein unpräzisiertes Verhalten aufweist. Diese Eigenschaft des feuchten Anteils der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung wird dadurch kompensiert, dass auf den Feuchtanteil nur ein geringer Teil (maximal 10%) der gesamten neutrosphärisch bedingten Streckenänderung entfällt. Ein solches zweigeteiltes Modell ist zudem praktikabel, da beide komplementären Anteile physikalisch motiviert in verschiedene Funktionen in Abhängigkeit von der Höhe entwickelt werden können. Der Wasserdampf ist lediglich in den erdnahen Atmosphärenbereichen vorhanden, wohingegen trockene Atmosphärenbestandteile auch in höheren Schichten zu finden sind. Weiterhin ist keine beide komplementären Komponenten gleichzeitig erfassende, geschlossene Lösung bekannt.

$$\Delta_{NEU} = \Delta_{NEU,d} + \Delta_{NEU,w} \quad (8-11)$$

Hierbei wird i.d.R. davon ausgegangen, dass keine Wechselwirkung zwischen den beiden Anteilen besteht. Die beiden Anteile verhalten sich somit wie ideale Gase. Abweichungen von dieser Idealgasannahme werden im weiteren Verlauf der Arbeit erörtert.

⁸⁻⁴ Im Rahmen der vorliegenden Arbeit werden an der Erdoberfläche erfasste oder auf die Erdoberfläche bezogene meteorologische Größen durch den Index 0 gekennzeichnet.

Eine alternative Modellvorstellung teilt das Ausbreitungsmedium in einen hydrostatischen (Index: h) und den nicht-hydrostatischen Restanteil (Index: nh) ein:

$$\Delta_{NEU} = \Delta_{NEU,h} + \Delta_{NEU,nh} \quad (8-12)$$

Durch Kombination von Gleichung (8-10)-(8-12) ergeben sich die Gleichungen (8-13) und (8-14).

$$\Delta_{NEU} = f_{MF,d} \Delta_{NEU,d}^{Zenit} + f_{MF,w} \Delta_{NEU,w}^{Zenit} \quad (8-13)$$

$$\Delta_{NEU} = f_{MF,h} \Delta_{NEU,h}^{Zenit} + f_{MF,nh} \Delta_{NEU,nh}^{Zenit} \quad (8-14)$$

Für jeden Atmosphärenanteil (d, w, h bzw. nh) kann somit eine Umrechnung in diskrete, von der Vertikalen abweichende Richtungen unter Verwendung einer entsprechenden Mapping-Funktion erfolgen.

Der hydrostatische Anteil ergibt sich aus atmosphärischen Gasen, die sich im hydrostatischen Gleichgewicht befinden. Er wird durch den Druck der trockenen Luft und den Partialdruck des Wasserdampfes verursacht. In erster Näherung ist der hydrostatische identisch mit dem trockenen Anteil, der alle nicht feuchten atmosphärischen Bestandteile umfasst. Die Verzögerung durch den hydrostatischen Anteil der Neutrosphäre ist nahezu konstant und mit der Zeit nur langsam veränderlich (HAAS 1996). ROTHACHER UND SCHAER (1995) führen mit 1 cm pro 6 h eine langsame zeitliche Änderungsrate an. MÜLLER UND ZERBINI (1989) geben mit 2 cm pro 12 h vergleichbare Gradienten an. Diese Tatsache sowie der Beitrag des trockenen Anteils von nahezu 90%(-100%) zur gesamten neutrosphärischen Laufzeitverzögerung sorgen im Gegensatz zum Einfluss der Ionosphäre dafür, dass die durch die elektrisch neutrale Atmosphäre begründeten Einflüsse in erster Näherung als konstant angesehen werden können. JANES ET AL. (1991) geben für mittlere Breiten Jahresschwankungen von 2-3 cm an. BOCK UND DOERFLINGER (2000) halten hingegen Variationen von 5 cm für realistischer. Nach KLOBUCHAR UND KUNCHES (2003) sind Variationen charakteristisch, die weniger als 20% betragen.

Der nicht-hydrostatische Anteil des Einflusses der Neutrosphäre hingegen ist in der Interaktion (Resonanz) zwischen GPS-Signal und den hauptsächlich in den unteren 3-5 km der elektrisch neutralen Atmosphäre vorhandenen Wassermolekülen des Wasserdampfes und des deutlich geringeren und deshalb i.d.R. vernachlässigten Anteils⁸⁻⁵ des atmosphärischen Wassers (BEVIS ET AL. 1994) begründet. Somit ist er abhängig von Feuchtigkeit und Temperatur, selten von Wolken oder Regen. Der nicht-hydrostatische Anteil trägt allen Bestandteilen Rechnung, die sich nicht im hydrostatischen Gleichgewicht befinden. Der Feuchtanteil nimmt größere Werte als der nicht-hydrostatische Anteil an. NIELL ET AL. (2001) beziffern den Unterschied auf 3.3%, BÖHM (2004) basierend auf Wettermodelldaten auf 3.5%. In Kapitel 8.3.4.2 werden für den Bereich der Antarktischen Halbinsel die Unterschiede zwischen trockener und hydrostatischer bzw. feuchter und nicht-hydrostatischer Komponente quantifiziert. $\Delta_{NEU,nh}$ ist zeitlich und räumlich sehr variabel⁸⁻⁶ und deshalb äußerst schwer zu erfassen bzw. zu handhaben. Die Variation ist in den Sommermonaten deutlich größer als im Winter. Er kann an bestimmten Orten (z.B. Tropen) unter bestimmten Bedingungen bis zu 10% von Δ_{NEU} ausmachen (BEUTLER ET AL. 1990). JANES ET AL. (1989) oder BAUER (2002) geben den allgemeinen Einfluss der feuchten Komponente mit 10% an, SOLHEIM ET AL. (1999) mit 5%. Andere Quellen führen als maximale zenitale Werte von 40 cm an. In ariden Gebieten ist auf Grund des fehlenden Wasserdampfes der Anteil der feuchten Komponente sehr klein (wenige Millimeter), wohingegen in äquatorialen Bereichen deutlich größere Werte (wenige Dezimeter in Zenitrichtung) angenommen werden können (BOCK UND DOERFLINGER 2000). Für mittlere Breiten geben JANES ET AL. (1991) zenitale Maximalwerte von wenigen Zentimetern bis zu 30 cm an. CUCURULL (2001) bestätigt diesen Wert für Meeresniveau. Diese Angaben belegen, dass der feuchte Anteil vergleichend zum trockenen Anteil lediglich kleine Beträge annimmt. Die zeitliche Variation der feuchten Komponente wird z.B. in JANES ET AL. (1989) als drei bis vier Mal so hoch beziffert wie die Variation des trockenen Anteils. DODSON ET AL. (1996) beobachten maximale Gradienten von 6 cm pro 2 h. Typisch sind nach GENDT UND BEUTLER (1995) Tagesvariationen von 1-2 cm. Auf Grund des vergleichend zum Inland deutlich höheren Wasserdampfanteils sind in Küstenregionen die Fluktuationen höher (HAASE ET AL. 2001). Neben den starken Variationen in Zenitrichtung wird die Unsicherheit größer, mit welcher der Einfluss des Wasserdampfes mit zunehmender Zenitdistanz bestimmt werden kann.

ZABLOTSKYJ (2001) gibt für die Station *Vernadsky* des im weiteren Verlaufs der Arbeit behandelten Verdichtungsnetzes der Antarktischen Halbinsel basierend auf Radiosondierungen⁸⁻⁷ den zenitalen Einfluss der Neutrosphäre für den Sommermonat Januar bzw. den Wintermonat August den mittleren trockenen (feuchten) Anteil zu 2245 mm (72 mm) bzw. 2259 mm (38 mm) an, so dass der Einfluss der feuchten Atmosphäre deutlich geringer erscheint als bspw. in mitteleuropäischen Gebieten.

⁸⁻⁵ Nach CUCURULL ET AL. 2000 beträgt der Anteil des flüssigen Wassers an der gesamten feuchten neutrosphärischen Laufzeitverzögerung ca. 1%. TREGONING ET AL. (1998) hingegen schätzen den Einfluss des flüssigen atmosphärischen Wassers am gesamten neutrosphärischen Einfluss selbst bei extremen Wettersituationen als kleiner 1%.

⁸⁻⁶ HENDY (1990) führt an, dass der feuchte Anteil 35 Mal so variabel sei wie der hydrostatische Anteil.

⁸⁻⁷ Radiosonden werden zur Erfassung von meteorologischen Parametern der Atmosphäre bis in große Höhen verwendet, siehe Kapitel 8.2.1.3.

8.2 Meteorologische Sensoren und Modelle

Die Beeinflussung der Ausbreitung von GPS-Signalen durch die Neutrosphäre kann mittels des Brechungsindex beschrieben werden. Beginnend mit Kapitel 8.3 wird die Berechnung von n in Abhängigkeit von meteorologischen Parametern wie Druck, Temperatur oder Luftfeuchtigkeit detailliert erläutert. Vorher sollen in diesem Unterkapitel meteorologische Standardsensoren beschrieben werden, die zur Erfassung dieser Parameter verwendet werden können. Im Speziellen wird auf die im Bereich der Antarktischen Halbinsel verfügbaren meteorologischen Beobachtungen eingegangen. Neben Beobachtungen einzelner meteorologischer Sensoren liefern numerische Wettermodelle Informationen über das Verhalten der Erdatmosphäre, sie werden ebenfalls erläutert. Sind keine realen Beobachtungen verfügbar oder notwendig, können sog. Standardatmosphären verwendet werden, sie werden auch berücksichtigt.

8.2.1 Meteorologische Sensoren

Messungen, die zur Erfassung meteorologischer Parameter wie Druck, Temperatur oder Feuchte durchgeführt werden, lassen sich in Abhängigkeit von der Position des Sensors zum Zeitpunkt der Datenerfassung klassifizieren. Zu unterscheiden sind dabei terrestrische und nicht-terrestrische Sensoren.

Zu den terrestrischen Messmethoden zählen sog. synoptische Stationen, die nach Vorschriften wichtige meteorologische Größen erfassen. Diese Stationen sind v.a. auf der festen Erde vorhanden, so dass ein Ungleichgewicht zwischen kontinentalen und maritimen Gebieten besteht. Für Wasserflächen liegen i.d.R. wenig terrestrisch gewonnene Meteorologiedaten vor. Lediglich im Bereich von Schifffahrtstraßen oder durch Bojen sind meteorologische Messwerte verfügbar. Hieraus resultiert ein Ungleichgewicht von Oberflächenmeteorologie erfassenden Stationen zwischen Nord- und Südhalbkugel, welches durch eine hohe räumliche Auflösung v.a. im Bereich dichtbesiedelter Gebiete (z.B. Europa) verstärkt wird. Neben diesen Messstationen, die Daten in der Nähe der Erdoberfläche bestimmen, sammeln Sensoren wie Radiosonden oder Wasserdampfadiometer Informationen über den Zustand innerhalb der Erdatmosphäre. Nicht-terrestrische Sensoren lassen sich in flugzeuggetragene oder satellitengestützte Sensoren einteilen.

Alle o.g. meteorologischen Sensoren erfassen meteorologische Parameter mit dem Ziel für diskrete Bereiche der Atmosphäre repräsentativ zu sein. Diese Eigenschaft von meteorologischen Messdaten ist Grundvoraussetzung für die Nutzung dieser Zusatzinformation im Rahmen einer GPS-Auswertung. Werden nicht repräsentative Messungen verwendet, um im Rahmen von GPS-Auswertungen das Verhalten der Neutrosphäre zu modellieren, können daraus falsche Ergebnisse resultieren. Begründet ist diese Verfälschung in den Korrelationen der Parameter des in Kapitel 4.2.3 beschriebenen Bermuda-Polygons. Deshalb muss darauf geachtet werden, dass die verwendeten Sensoren keine systematischen oder grob fehlerbehafteten Messwerte liefern. Dem kann durch sorgfältige Kalibrierungen entgegen gewirkt werden. Ebenso kann durch eine geeignete Vorverarbeitung (z.B. Glättung durch gleitenden Mittelwert) dafür gesorgt werden, dass repräsentative Meteorologiewerte erhalten werden (KANIUTH ET AL. 1990).

8.2.1.1 Oberflächenmeteorologie

Die Oberflächenmeteorologie führt meteorologische Messungen in der Nähe der Erdoberfläche und damit prinzipiell in der Nähe von GPS-Stationen aus. Erfasst werden dabei v.a. Luftdruck, Temperatur und relative Feuchte. Weitere Parameter (z.B. Wolken oder Wind) werden teilweise ebenso registriert. Es kommen Geräte unterschiedlicher Hersteller und Qualität zum Einsatz. I.d.R. werden heute automatisierte Meteorologiestationen eingesetzt. Meteorologie, die direkt an der Erdoberfläche erfasst wird, ist i.d.R. wenig repräsentativ für das Verhalten der Atmosphäre in höheren Luftschichten, da lokale mikroklimatische Bedingungen herrschen können und der Wasserdampf nicht repräsentativ mit der trockenen Luft vermischt sein kann (BEUTLER ET AL. 1989). Eine Modellierung von solchen lokalen Effekten ist nahezu unmöglich (BRUNNER UND TREGONING 1994b). GURTNER ET AL. (1989) propagieren deshalb das Erheben von Oberflächenwerten unter Verwendung eines ca. 5 m hohen Masts. Dies scheint jedoch nicht auszureichen, denn in BROWN UND VAN DIGGELEN (1994) werden die Mächtigkeiten der bodennahen Schichten der Neutrosphäre, die bspw. durch sog. Ground Heating beeinflusst sind, als sehr variabel in Raum (100 m bis zu wenigen Kilometern) und Zeit beschrieben. Weiterhin verhalten sich die bodennahen Schichten u.a. auf Grund von Emissionen, Wärmebewegungen, Winden, Oberflächenversiegelung oder -gewässer gänzlich anders als die darüberliegenden Schichten, was ein Erfassen von repräsentativen meteorologischen Daten ebenfalls erschwert.

Bei der Registrierung von Meteorologiedaten mit Standardsensoren ist die zeitliche Auflösung von Bedeutung; einerseits soll die Veränderung der Atmosphäre erfasst werden, andererseits das Messrauschen der Sensoren reduziert und die Beeinflussung durch lokale Einflüsse abgeschwächt werden. BRUNNER UND TREGONING (1994b) verwenden einen gleitenden Mittelwert (5 min). LI ET AL. (1990) registrieren Druck, Temperatur und Feuchte alle 20 Minuten,

ROTHACHER ET AL. (1986) alle 15 Minuten. Da das angewandte GPS-Ausgleichsmodell i.d.R. sehr empfindlich gegenüber ungenauer Oberflächenmeteorologie ist, können schon durch geringe Fehler (z.B. $\sigma_T = 1^\circ \text{C}$) in Abhängigkeit von der vorherrschenden Umgebungsmeteorologie ($p = 1000 \text{ hPa}$, $T = 30^\circ \text{C}$, $rh = 100\%$) große (nahezu 3 cm), von der Länge der Basislinie unabhängige Fehler in den Koordinatenkomponenten auftreten (BEUTLER ET AL. 1988). ROTHACHER (2000b) gibt einen alternativen Wert von 8 cm im Speziellen für die Stationshöhe an, dies wird von BLOMENHOFER (1996) gestützt, da er mittels differenzieller Abschätzung die Auswirkung von fehlerhaften Meteorologiedaten auf die Ergebnisse berechnet. Diese Untersuchungen belegen die Wichtigkeit von repräsentativen und unverfälschten Meteorologiewerten. Liegt jedoch repräsentative und genaue Oberflächenmeteorologie ($\sigma_T < 0.5^\circ \text{C}$, $\sigma_p < 0.5^\circ \text{hPa}$) vor, so kann daraus der Einfluss der trocken bzw. der hydrostatischen neutrosphärischen Laufzeitverzögerung ausreichend genau berechnet werden. Basierend auf dem Modell von Saastamoinen, welches sich u.a. durch einen einfachen und effektiven Formelapparat auszeichnet, kann diese Aussage belegt werden. Nach SAASTAMOINEN (1972) ergibt sich

$$\Delta_{NEU.Saas,h}^{Zenit} [\text{m}] = 0.002277 p [\text{hPa}], \quad (8-15)$$

woraus

$$\sigma_{\Delta_{NEU.Saas,h}^{Zenit}} [\text{mm}] = \pm 2.277 \sigma_p [\text{hPa}] \quad (8-16)$$

folgt. Im Gegensatz dazu sind Messungen zur Bestimmung der feuchten bzw. nicht-hydrostatischen neutrosphärischen Laufzeitverzögerung an der Erdoberfläche nur sehr ungenau möglich ($\sigma_{rh} \approx 5\%$). JANES ET AL. (1991) führten unter Berücksichtigung von empirischen Modellen, repräsentative Oberflächendaten vorausgesetzt, einen Nachweis, wobei Sensitivitätswerte für die totale zenitale neutrosphärische Laufzeitverzögerung für Druck, Temperatur und relative Feuchte zu 2 mm/hPa, 5-20 mm/ $^\circ \text{C}$ und 1-3 mm/% erhalten werden.

Liegen keine repräsentativen Meteorologiedaten vor, so können unter Umständen Langzeitmittelwerte oder Vorhersagewerte verwendet werden. Hierauf wird in den Unterkapiteln 8.2.2 und 8.2.4 eingegangen.

8.2.1.2 Wasserdampfadiometer

Als Radiometer werden i.d.R. Geräte bezeichnet, die physikalische Messungen zur Bestimmung von Strahlungsgrößen durchführen. Wasserdampfadiometer beobachten von der Erdoberfläche aus Strahlungsgrößen aus diskreten⁸⁻⁸ Richtungen, um daraus den Wasserdampfgehalt abzuleiten. Im Gegensatz zur o.g. Oberflächenmeteorologie wird einerseits lediglich ein u.a. für die GPS-Modellbildung wichtiger atmosphärischer Parameter erfasst, andererseits jedoch kein erdnahe Wert bestimmt, sondern ein über die gesamte Atmosphäre integrierter Wert ermittelt. Ein Nachteil dieses zeitlich gut aufgelösten Beobachtungsverfahrens besteht darin, dass i.d.R. keine Beobachtungen in Horizontnähe ausgeführt werden. Der minimale Elevationswinkel liegt deshalb i.d.R. bei 20° - 25° (POTTIAUX UND WARNANT 2002). CUCURULL ET AL. (2000) weisen auf die schlechte räumliche Auflösung dieses teuren Verfahrens hin, da die terrestrischen Wasserdampfadiometerbeobachtungen den räumlichen Restriktionen terrestrischer Sensoren unterliegen. Sie sind deshalb nur in begrenztem Umfang verfügbar.

Zur nahezu direkten Bestimmung des atmosphärischen Wasserdampfgehalts werden Beobachtungen der Mikrowellenemission (Helligkeitstemperatur) im Bereich der zentralen Emissionslinie des Wasserdampfs ausgeführt. Die Resonanzfrequenz des Wasserdampfs liegt bei exakt 22.235 GHz. Die Messungen werden jedoch durch den atmosphärischen Druck und flüssiges Wasser⁸⁻⁹ sowie Sauerstoff und atmosphärischer Hintergrundstrahlung beeinflusst (ELGERED (1993), POTTIAUX UND WARNANT (2002)). Deshalb wird die Emission entlang des jeweiligen diskreten Signalweges hochauflösend auf zwei Frequenzen indirekt über die Strahlungsmenge bestimmt. Je nach Gerät werden Beobachtungen im Bereich 20.6-23.8 GHz (Wasserdampfkanal) bzw. 31.0-31.7 GHz (Flüssigwasserkanal) durchgeführt. Dies ermöglicht das Bilden von Linearkombinationen (BÜRKI UND KAHLE 1995); dadurch kann die Druckabhängigkeit der Ergebnisse minimiert und der Einfluss des flüssigen Wassers auf diese empfindlichen Geräte kompensiert werden. Zur Elimination von durch Regen beeinflussten Beobachtungen wird in Nähe des Radiometerstandorts eine meteorologische Station betrieben, die neben Druck, Temperatur und Feuchte auch Informationen hinsichtlich des Regenvolumens sammelt. I.d.R. werden Radiometerbeobachtungen während Regenereignissen eliminiert. AONASHI ET AL. (2000) beschreiben in diesem Zusammenhang beispielhaft den Verlust von ca. 26% der ausgeführten Beobachtungen. Als entscheidungsfindende Kenngröße wird hierbei der Wasserdampfgehalt verwendet. EMARDSON ET AL. (1998) wählen einen zenitalen Grenzwert von 0.7 kg/m^2 .

⁸⁻⁸ Der Literatur sind verschiedene Beobachtungsszenarien zu entnehmen. POTTIAUX UND WARNANT (2002): Elevationsbereich [25° ; 90°]; 72 Beobachtungen (azimutale Auflösung: 45° , zenitale Auflösung: 9 Elevationsstufen); Dauer: 19 Minuten; AONASHI ET AL. (2000): Azimutale Auflösung: 30° .

⁸⁻⁹ Wassertropfen mit einem Durchmesser größer als einige 1/10 mm verfälschen nach ELGERED (1993) die Ergebnisse signifikant, da der bestimmte Wasserdampfgehalt zu groß geschätzt wird. Es werden somit GRADINARSKY ET AL. (2000) bestätigt, welche starke Limitierungen durch Regen und Wolken feststellen.

Der von ROCKEN ET AL. (1991) durchgeführte Vergleich von Messungen und Analysen verschiedener Wasserdampfadiometer erbrachte Abweichungen für die abgeleitete zenitale feuchte neutrosphärische Laufzeitverzögerung von 1-3 cm (äußere Genauigkeit), wobei die inneren Genauigkeitsangaben dieser Geräte bei wenigen Millimetern liegen. BRUNNER UND WELSCH (1993) geben ebenfalls Genauigkeiten von wenigen Zentimetern an. Um zu einer signifikanten Verbesserung von GPS-Auswertergebnissen beitragen zu können, sind bspw. nach DIXON UND KORNEICH WOLF (1989) Genauigkeiten von mindestens 5 mm für $\Delta_{NEU,w}^{Zenit}$ notwendig.

Eine Umrechnung in diskrete Zenitdistanzen erfolgt über Mapping-Funktionen. BRAUN ET AL. (2001) belegen, dass diese Funktionen bei Wasserdampfadiometermessungen im Gegensatz zu GPS-Beobachtungen von untergeordneter Bedeutung sind, da Wasserdampfadiometer einen Ausschnitt von mehreren Grad (Keulenbreite) gleichzeitig abtasten.

Weiterführende Informationen zum Sensor Wasserdampfadiometer können bspw. in CLAFLIN ET AL. (1978), WU (1979), ELGERED (1993) oder POTTIAUX UND WARNANT (2002) gefunden werden.

Es sind verschiedene Literaturstellen bekannt, die den Nachweis führen, dass durch die Berücksichtigung von Wasserdampfadiometerbeobachtungen im Rahmen von GPS-Auswertungen bessere Ergebnisse resultieren. Bspw. weisen BÜRKI UND KAHLE (1995) oder ALBER ET AL. (1997) für z.B. große Höhenunterschiede nach, dass das Verwenden von Wasserdampfadiometerbeobachtungen deutlich bessere Ergebnisse (Faktor 2) liefert als mit Standardauswertestrategien erzielt werden können. Diese These wird auch von WARE ET AL. (2000) für eine 43 km lange Basislinie eindrucksvoll bestätigt, welche durch das Integrieren von Wasserdampfadiometermessungen eine um den Faktor 5 bessere Genauigkeit der Höhenkomponente erzielen konnten. Gleichzeitig waren geringfügige Verbesserungen der Lagekomponenten festzustellen.

8.2.1.3 Radiosondierung

Radiosonden sind von einem Ballon getragene meteorologische Sensoren, die i.d.R. von der Erdoberfläche aus gestartet werden. Radiosondierungen weisen somit hinsichtlich der horizontalen räumlichen Auflösung die o.g. Nachteile terrestrischer meteorologischer Sensoren auf. Radiosonden steigen bis in eine Höhe von maximal 35 km. I.Allg. werden während des Aufstiegs neben aus Taupunktmessungen⁸⁻¹⁰ abgeleiteten Profilen der relativen Luftfeuchte Profile von Temperatur und Druck in Abhängigkeit von der Steiggeschwindigkeit bestimmt. Die vertikale Auflösung wird in LEITERER ET AL. (1997) mit 10 s bzw. 50-60 m angegeben. Somit durchläuft eine Radiosonde in ca. 15 Minuten die Bereiche der Erdatmosphäre, die den Hauptteil des Wassers beinhalten (KLEIN BALTIK ET AL. 2002). Radiosondierungen besitzen somit eine gute vertikale räumliche Auflösung. Low-cost GPS-Empfänger oder bodengestützte Zielverfolgungsbeobachtungen werden verwendet, um die Position der Sonden zu bestimmen. Obwohl die Sonde nicht exakt vertikal über der Startposition aufsteigt, kann dies nach BADC (2002) ohne signifikante Genauigkeitseinbußen vernachlässigt werden. Mittels Funk werden die gesammelten Messwerte an eine Bodenstation gesendet. Aus den horizontalen Veränderung der Position können Informationen hinsichtlich atmosphärischen Winden abgeleitet werden. Die Aufstiege erfolgen zu diskreten Zeitpunkten (z.B. ein, zwei oder vier Mal pro Tag) und dauern ca. 2 h an. Der Einsatz dieser Geräte ist sehr kostenintensiv. Die Kosten pro Aufstieg belaufen sich auf ca. 300 €. Radiosondierungen gelten als das beste operationelle Verfahren zur Beobachtung der Feuchtigkeit der oberen Lufthülle. Deshalb besitzen sie ein großes Potential zur Validierung anderer Sensoren und zur Nutzung als meteorologische Informationsquelle für GPS-Auswertungen. Im Gegensatz zum schon früh erkannten Potential von Wasserdampfadiometermessungen ist nach GÖRRES (1996) für Radiosondierungen der Erdatmosphäre und dem Einführen dieser meteorologischen Beobachtungen in GPS-Auswertungen eine Verbesserung erst später nachgewiesen worden. EMARDSON ET AL. (1998) geben erzielbare relative Genauigkeiten der Luftfeuchte mit besser als 3% an, GENDT UND BEUTLER (1995) hingegen sind Genauigkeiten von ca. 3.5%, bessere Genauigkeitsangaben (2%) LEITERER ET AL. (1997) zu entnehmen. Die erzielbaren absoluten Genauigkeiten für Temperatur bzw. Druck liegen im Bereich von ca. 0.2° C bzw. 0.5 hPa.

Im Falle der Verwendung von Radiosonden-basierten Werten müssen alters- und feuchteabhängige systematische Fehler v.a. bei der Bestimmung der relativen Feuchte rh (für $rh \leq 20\%$) beachtet werden (WESTWATER ET AL. 1989).

Zur Evaluierung der Güte der Feuchtebestimmung wurden Radiosonden verschiedener Hersteller im Rahmen einer WMO⁸⁻¹¹-Studie vergleichend untersucht (DA SILVERIA ET AL. 2003). Für die wichtige Kenngröße rh wurden dabei i.d.R. für die ersten 600 s des Aufstiegs systematische Unterschiede von weniger als 2% festgestellt. Die zugehörigen Genauigkeiten werden mit 3-5% angegeben. Mit zunehmender Höhe wird der systematische Anteil kleiner, die Genauigkeiten nehmen jedoch stetig schlechter (600-1600 s: ca. 5%; ab 1600 s: ca. 8%). Bei einem untersuchten Gerät

⁸⁻¹⁰ Der Taupunkt ist die Temperatur, bei der der Wasserdampfdruck gleich dem Sättigungsdampfdruck ist (KRAUS 2001), siehe hierzu Kapitel 8.3.1.

⁸⁻¹¹ World Meteorological Organization

(MKII) wurden deutlich höhere und damit schlechtere Werte v.a. in den unteren Atmosphärenbereichen bestimmt (bis 600 s: ca. $7\% \pm 9\%$; 600-1600 s: ca. $-3\% \pm 13\%$; ab 1600 s: ca. $2\% \pm 13\%$). Die systematischen Fehler gegenüber alternativen meteorologischen Sensoren synoptischer Stationen und hochauflösenden Wettermodellen (siehe Kapitel 8.2.2) bewegen sich für erdnahe Bereiche zwischen -9.7% und 3.3% . Die zugehörigen Genauigkeiten sind vergleichbar mit den o.g. Genauigkeitsangaben. In höheren Atmosphärenbereichen werden teilweise deutlich größere Systematiken detektiert ($+28\%$), ebenso ist ein Anstieg der korrespondierenden Genauigkeiten festzustellen (Maximum $\approx 37\%$). Die Temperatur kann deutlich genauer bestimmt werden. Für den troposphärischen Bereich betragen die Differenzen unabhängig von der Tageszeit $\pm 0.5^\circ \text{C}$. In der Stratosphäre kann ein signifikant unterschiedliches Verhalten zwischen Tag und Nacht festgestellt werden. Die Genauigkeiten, mit der Temperaturen höherer atmosphärischer Schichten ermittelt werden können, liegt i.d.R. bei ca. $1-1.5^\circ \text{C}$. Die Genauigkeit der Druckbestimmung hängt sowohl vom eingesetzten GPS-Sensor als auch von der zu Grunde liegenden Software ab, da Höhen aus GPS-Code-Beobachtungen abgeleitet werden. Die resultierenden Genauigkeiten werden mit 6 m bei 900 hPa bzw. 20 m bei 20 hPa angeben.

8.2.1.4 Weitere terrestrische Sensoren

Neben den o.g. terrestrischen Sensoren sollen hier der Vollständigkeit halber ausgewählte weitere Sensoren angeführt werden, die eine Erfassung von meteorologischen Parametern von der Erdoberfläche aus, ermöglichen.

Unter Verwendung des modernen, aktiven Fernerkundungssystems LIDAR (Light Detection and Ranging) können hochauflösende Profile über mehrere Höhenkilometer ermittelt werden. Hierbei werden von einer Bodenstation mehrere kurze hochenergetische Pulse in die Atmosphäre gesendet und der Anteil, der von den in der atmosphärischen Hülle enthaltenen Wasserpartikeln reflektiert wird, mittels Photodetektoren beobachtet. Durch Analyse der Intensität können Rückschlüsse auf den Wasserdampfgehalt gezogen werden. Die verschiedenen bekannten Lidar-Systeme unterscheiden sich sowohl im verwendeten Teleskopsystem zur Aufnahme des zurückgestrahlten Lichts als auch im Photodetektor sowie in den Eigenschaften der ausgesandten Signale. Es können Mie-⁸⁻¹², Raman-⁸⁻¹³ und Rayleigh-Lidar-⁸⁻¹⁴ Systeme unterschieden werden. Das Ausführen einer zuverlässigen Lidarbeobachtung dauert ca. 45 Minuten, somit ist das aus Lidarmessungen abgeleitete Ergebnis zeitlich geglättet. Einschränkungen für die Datenqualität bestehen in niedrigen Elevationen ($E < 30^\circ$) sowie durch die Anwesenheit von Wolken, Nebel oder Regen, welche die Qualität der Messungen stark negativ beeinflussen. TARNEWICZ ET AL. (2001) verwenden Raman-Lidar um die Laufzeitverzögerung der elektrisch neutralen Atmosphäre während Nachtzeiten direkt in Richtung der Satelliten mit Submillimetergenauigkeit zu beobachten. Die mit zwei unterschiedlichen Wellenlängen arbeitenden DIAL-⁸⁻¹⁵ Instrumente zeigen teilweise eine etwas bessere Genauigkeit als die RAMAN-Lidar-Geräte. Um mit LIDAR-Geräten Submillimetergenauigkeit erreichen zu können, werden jedoch Kalibrierungen durch unabhängige Sensoren (z.B. Radiosonden, Wasserdampfradiometer, GPS) benötigt. Solange keine besseren und v.a. unabhängigen Methoden zur Kalibrierung entwickelt werden, kann das Potential dieser Geräte für die GPS-Methodenforschung nicht vollständig genutzt werden.

Sonnenphoto-⁸⁻¹⁶ bzw. -spektrometer⁸⁻¹⁷, auch Präzisionsfilterradiometer genannt, bestimmen den Wasserdampf der Atmosphäre, indem die Absorption der Sonnenstrahlung bzw. Wassermoleküle im solaren und nahen infraroten Band (1.08 MHz) gemessen wird. KING UND BLEWITT (1990) sowie DIXON UND KORNREICH WOLF (1989) bezeichnen die Genauigkeit, mit der basierend auf Solarhygrometer-Beobachtungen die neutrosphärische Laufzeitverzögerung bestimmt werden kann, als nicht ausreichend, um zu einer signifikanten Verbesserung von GPS-Auswertungen beitragen zu können. Grundvoraussetzung für den Einsatz dieser genauen Werte liefernden, Ende der Siebziger Jahre entwickelten Geräte ist somit die Möglichkeit Strahlung der Sonne zu empfangen, was bspw. in den Nachtstunden oder bei starker Bewölkung nicht gegeben ist. Siehe hierzu auch GREVE (1978).

8.2.1.5 Nicht-terrestrische Sensoren

Neben terrestrischen Sensoren können zur Ermittlung des meteorologischen Zustands der Erdatmosphäre weiterhin flugzeuggetragen oder satellitengestützt meteorologische Parameter erfasst werden.

⁸⁻¹² Elastische Rückstrahlung (gleiche Frequenz bei ausgesandtem und empfangenem Signal) von Aerosolen

⁸⁻¹³ Elastische Rückstrahlung (gleiche Frequenz bei ausgesandtem und empfangenem Signal) von Molekülen; relative Genauigkeit des Wasserdampfpartialdrucks nach GOLDSMITH ET AL. (1998) ca. 2-5%, was einer Submillimetergenauigkeit für die feuchte, neutrosphärische Laufzeitverzögerung entspricht.

⁸⁻¹⁴ Inelastische Rückstrahlung (unterschiedliche Frequenzen von ausgesandtem und empfangenem Signal) von Molekülen

⁸⁻¹⁵ Differenzielles Absorptionslidar

⁸⁻¹⁶ Engl.: infrared solar hygrometer; relative *rh*-Genauigkeit $\approx 10\%$ (REAGAN ET AL. 1992)

⁸⁻¹⁷ Nach SIERK ET AL. (1997) kann hiermit die Laufzeitverzögerung der elektrisch neutralen Atmosphäre mit einer Genauigkeit von ca. 5 mm bestimmt werden.

Dabei kann auch raumgestütztes LIDAR genutzt werden, welches v.a. über Wasserflächen zum Einsatz kommt, da hier einerseits die Oberflächenemission sehr gering ist und andererseits kaum terrestrisch bestimmte Meteorologiewerte vorliegen (MCMURDIE UND KATSAROS 1985).

Der erdnahe Satellit CHAMP des GFZ⁸⁻¹⁸-Potsdam nutzt, wie schon GPS/MET, die Technik der Okkultationsbeobachtung von untergehenden GPS-Satelliten, um Profile des Brechungsindex zu bestimmen. Daraus können unter Einführung von verschiedenen Zusatzinformationen Profile von meteorologischen Parametern wie bspw. der Temperatur abgeleitet werden. In Höhenbereichen von 8-30 km ergibt sich v.a. auf der Nordhalbkugel eine sehr gute Übereinstimmung mit den im folgenden Unterkapitel beschriebenen globalen Wettermodellen. Auf Grund der starken Diskrepanz (Anzahl) von auf der Südhalbkugel durchgeführten Okkultationen ist dort lediglich eine zwei bis drei Mal schlechtere Genauigkeit erzielbar. In erdnahen Bereichen der Atmosphäre werden auf Grund der Anwesenheit von Wasserdampf deutlich schlechtere Genauigkeiten erzielt. Nähere Informationen sind bspw. WICKERT (2002) zu entnehmen. Die Okkultationstechnik setzt voraus, dass sich der Empfänger außerhalb der zu untersuchenden Atmosphärenbereiche befindet, was den Einsatz dieser Technik von der Erde aus unmöglich macht.

Neben diesen wichtigen, die Erdatmosphäre erkundenden Satelliten befinden sich bspw. polarumlaufende Satelliten im Orbit, die eine ungenaue, jedoch fast lückenlose Beurteilung der Erdatmosphäre hinsichtlich Temperatur und Feuchte ermöglichen. Nach DWD (2004) bestehen jedoch prinzipielle Probleme bei der tatsächlichen Nutzung dieser Messwerte, die Gegenstand aktueller Forschungsarbeiten sind. Auf Grund dieser Tatsache wird auf diese meteorologischen Zusatzinformationen nicht näher eingegangen. Im Gegensatz zu den oben angeführten, meteorologische Parameter quantifizierenden Satellitenmissionen liefern geostationäre Satelliten (Flughöhe: ca. 36000 km) v.a. qualitative Informationen.

U.a. EMARDSON UND WEBB (2002) bzw. MOISSEEV ET AL. (2002) weisen mit InSAR⁸⁻¹⁹ auf einen weiteren Sensor hin, durch den Produkte ermittelt werden können, die bspw. zur Validierung der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung des GPS genutzt werden können, da InSAR durch die elektrisch neutrale Atmosphäre ebenso beeinflusst wird wie GPS. Falls die lokale Topographie bekannt ist, können unter Verwendung des Sensors InSAR detaillierte Aussagen über die Verteilung und die zeitliche Variation von Wasserdampf gemacht werden (HANSSEN ET AL. 1999). InSAR erlaubt die Bestimmung von zweidimensionalen Wasserdampffeldern mit einer sehr hohen räumlichen Auflösung (ca. 20 m) und einer mit Wasserdampfradiometern vergleichbaren Qualität. V.a. bei der Detektierung von kurzzeitigen Variationen des integrierten Wasserdampfgehalts und unter schwierigen meteorologischen Bedingungen erweist sich InSAR als ein zuverlässigeres Hilfsmittel als GPS (MOISSEEV ET AL. 2002), welches künftig wichtige Beiträge zur Verbesserung von numerischen Wettermodellen liefern kann. Hierauf soll jedoch im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht näher eingegangen werden. Deshalb wird an dieser Stelle auf GE (2003) verwiesen, der einen kurzen und aktuellen Überblick zur gemeinsamen Nutzung von InSAR und GPS gibt. HANSSEN (2001) gibt einen detaillierten Einblick in die Möglichkeiten, die sich durch den Einsatz von InSAR in diesem Kontext ergeben.

Neben satellitengestützten Beobachtungsplattformen sind flugzeuggetragene Sensoren bekannt, die v.a. auf der Nordhalbkugel in Abhängigkeit von ihrer Flughöhe Informationen für die meteorologischen Parameter Druck, Temperatur und Wind liefern.

8.2.2 Numerische Wettermodelle

Können die oben beschriebenen Verfahren der instrumentellen Bestimmung meteorologischer Einflussgrößen nicht genutzt werden, so verbleibt die Möglichkeit, Daten numerischer Wettermodelle zu nutzen, welche bis in eine Höhe von ca. 30 km dreidimensionale und im Bereich der Erdoberfläche höher verdichtete Informationen liefern. Bspw. sind hierdurch Informationen für die meteorologischen Parameter relative Luftfeuchtigkeit und Temperatur in Abhängigkeit vom Druck (Druckflächendaten) enthalten. Liegen weiterhin noch Informationen hinsichtlich des Windverhaltens vor, so kann die Zeitabhängigkeit der o.g. Parameter modelliert werden.

Diese für die Wettervorhersage grundlegenden Modelle stellen Informationen über das Verhalten der Erdatmosphäre sowohl präzisierend (Wettervorhersage) als auch basierend auf Realdaten und meteorologischen Modellen (Re-Analysen) zur Verfügung. Die Ergebnisse von Re-Analysen sind Post-Processing-Produkte und weisen eine zeitliche Verzögerung auf. Eine Nachprozessierung von Vorhersagewerten wird i.d.R. routinemäßig durchgeführt. Die Beobachtungsbasis dieser Modelle bilden v.a. Radiosondierungen⁸⁻²⁰ und Oberflächenmeteorologie, aber auch flugzeuggetragene und satellitengestützte Sensoren sowie Radiometerbeobachtungen werden genutzt, um unter Verwendung von

⁸⁻¹⁸ GeoForschungsZentrum

⁸⁻¹⁹ Interferometrisch genutztes SAR (Synthetic Apertur Radar)

⁸⁻²⁰ Ca. 1300 Aufstiege finden pro Tag Eingang in die globalen Wetter- und Klimamodelle.

meteorologischen Modellen den Zustand der Atmosphäre zu präzisieren bzw. zu modellieren. Die horizontale und vertikale räumliche bzw. zeitliche Auflösung variiert zwischen verschiedenen numerischen Wettermodellen.

Als Beispiele seien das MM5 (23 vertikale Schichten), mit welchem bspw. der integrierte Wasserdampf im Zenit mit einer Genauigkeit von ca. ± 2 mm (CUCURULL UND VANDENBERGHE 1999) ermittelt werden kann, das hinsichtlich der Genauigkeit und der Auflösung nahezu mit Radiosondenaufstiegen vergleichbare, für den europäischen Bereich entwickelte Kurzzeitwettervorhersagesystem HIRLAM⁸⁻²¹ (Auflösung: 0.2° - 0.5° , 31 vertikale Schichten, höchste Schicht: 30 km, zeitliche Auflösung: 3 h, $\sigma_p = \pm 1.5$ hPa)⁸⁻²² sowie die globalen ECMWF⁸⁻²³- und NCEP/NCAR⁸⁻²⁴-Modelle (Auflösung: 6h, 2.5° -Auflösung, maximal 17 vertikale Schichten) genannt.

Die Verwendung von Modelldaten kann v.a. dann zu realitätsnahen Ergebnissen führen, wenn sich die Zustände innerhalb der Erdatmosphäre nur sehr langsam ändern (CUCURULL ET AL. 2000), was bspw. in küstennahen Gebieten der Fall ist.

KURSINSKI UND HAJJ (2001) beschreiben Vergleiche zwischen ECMWF- und NCEP-Modelldaten mit speziellem Fokus auf die feuchten Atmosphärenbestandteile und stellen fest, dass basierend auf den nahezu identischen Eingangsgrößen und einer vergleichbarer Modellbildung ähnliche Werte den globalen Zustand der Atmosphäre betreffend erhalten werden. In mittleren und höheren südlichen Breiten werden beide Modelle v.a. von Satellitenbeobachtungen gestützt und weisen deshalb nur sehr geringe Unterschiede auf.

8.2.3 Diskussion der nutzbaren meteorologischen Daten für das GPS-Verdichtungsnetz im Bereich der Antarktischen Halbinsel

In den vorigen Unterkapiteln wurden meteorologische Sensoren und Wettermodelle beschrieben, die zur Ermittlung des Verhaltens der Neutrosphäre und damit zur Bestimmung des Brechungsindex bzw. der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung beitragen können. In diesem Unterkapitel sollen relevante meteorologische Datenquellen für den Bereich der Antarktischen Halbinsel hinsichtlich ihrer Verfüg- und Nutzbarkeit diskutiert werden. Von den beschriebenen meteorologischen Sensoren sind lediglich

- Oberflächenmeteorologie und
- Radiosondierungen

für den Untersuchungszeitraum verfügbar. Des Weiteren können Daten

- numerischer Wettermodelle

genutzt werden. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit werden NCEP-Daten verwendet. Studien hinsichtlich der Vergleichbarkeit zwischen NCEP-basierten Ergebnissen und alternativen Wettermodellen werden nicht durchgeführt.

Am Beispiel der SCAR-Beobachtungskampagnen 1995, 1996, 1998 und 2002 sollen die Schwierigkeiten der Nutzung der o.g. meteorologischen Informationen erläutert werden.

Für die Jahre 1995 und 1996 ist bis auf einzelne Stationen (z.B. OHIG in SCAR96) keine routinemäßig erfasste Oberflächenmeteorologie vorhanden. Für das Jahr 1998 liegen mehr Datensätze vor. In SCAR2002 wurde auf nahezu allen GPS-Stationen Oberflächenmeteorologie registriert.

Wurden GPS-Beobachtungen nicht in der Nähe von antarktischen Stationen erfasst, wurden sog. Field Parties eingerichtet. Dabei werden Personen u.a. mit Nahrungsmitteln und vermessungstechnischen Geräten ausgestattet ausgesetzt. Das Ausführen von meteorologischen Beobachtungen ist hierbei nicht möglich. Field Parties wurden auf *Elephant Island*, *Cape Notter* und *Punta Spring* etabliert, so dass für diese Beobachtungsstationen keine Meteorologiewerte vorliegen.

Die Datenqualität ist sehr heterogen. V.a. während der ersten SCAR-Kampagnen erfolgte keine elektronische Datenerfassung. Daraus ergeben sich zeitlich schlecht und unregelmäßig aufgelöste Zeitreihen. Ebenso resultieren durch klimatische und logistische Restriktionen (z.B. Stürme) teilweise erhebliche Datenlücken. Weiterhin sind die Bedingungen, unter denen die meteorologischen Beobachtungen erfasst wurden, i.d.R. nicht vergleichbar, da Meteorologiewerte teilweise in direkter Nähe zum Stationshauptgebäude, in erheblicher Entfernung zur GPS-Antenne, sehr bodennah oder auf Beobachtungsplattformen erfasst wurden. Somit kann weder von vergleichbaren noch repräsentati-

⁸⁻²¹ High Resolution Limited Area Modeling; siehe hierzu <http://www.knmi.nl/hirlam> oder KÄLLEN (1996) bzw. SASS ET AL. (2000).

⁸⁻²² Quelle: CUCURULL ET AL. (2000)

⁸⁻²³ European Center for Medium-Range Weather Forecasts

⁸⁻²⁴ National Centers for Environmental Prediction/NOAA CIRES AMIP-II DOE Reanalysis

ven Bedingungen weder innerhalb einer einzelnen Kampagne noch zwischen Kampagnen ausgegangen werden. Deshalb soll im Rahmen der vorliegenden Arbeit auf die Verwendung von Oberflächenmeteorologie verzichtet werden.

Die Datenbasis der Radiosondierungen für den Bereich der Antarktischen Halbinsel setzt sich aus Beobachtungen auf den drei Stationen *Bellingshausen* (58.93° w.Gr., 62.20° s.Br.), *Vicomodoro Marambio* (56.72° w.Gr., 64.23° s.Br.) und *Rothera* (68.13° w.Gr., 67.57° s.Br.) zusammen. *Rothera* und *Marambio* sind in Abbildung 3-1 bzw. 5-37 zu finden. In der Nähe der GPS-Stationen befinden sich die Aufstiegstellen der Radiosondierungen. Die Station *Bellingshausen* ist aus Gründen der Übersichtlichkeit nicht in den o.g. Abbildungen berücksichtigt. *Bellingshausen* liegt auf den South Shetland Islands und ist somit dem in Kapitel 3 beschriebenen South-Shetland-Block zugehörig. *Bellingshausen* liegt zwischen den GPS-Stationen *PRA1* und *DAL1* bzw. *DALL*.

In Tabelle 8-1 sind die verfügbaren Radiosondendaten des Zeitfensters 1. Jan. - 28. Feb. der Jahre 1995, 1998 und 2002 aufgeführt, welche in Kooperation mit dem Institut für Meteorologie und Klimatologie der Universität Karlsruhe (TH) erhoben werden konnten. Als Quellen wurden FSL/NCDC⁸⁻²⁵ Radisonde Data Archive (<http://raob.fsl.noaa.gov>), British Antarctic Survey Data (direkter Kontakt: Steve Colwell, <http://www.antarctica.ac.uk/met/metlog/cui.html>) und AARI Arctic and Antarctic Research Institute (direkter Kontakt: Victor Lagun, http://www.aari.nw.ru/default_en.asp) genutzt. Für SCAR96 sind keine Radiosondierungen verfügbar.

Tabelle 8-1: Verfügbare Radiosondendaten; weiß: keine Beobachtungen, schwarz: komplette Datensätze, grau: Datensätze mit Fehlzeiten

		Jan 95														Feb 95																							
Station		1	2	3	4	5	6	7	8	9	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Bellingshausen		[Black cells]																																					
Marambio		[Grey cells]																																					
Rothera		[White cells]																																					
		Jan 98														Feb 98																							
Station		1	2	3	4	5	6	7	8	9	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Bellingshausen		[Black cells]																																					
Marambio		[White cells]																																					
Rothera		[White cells]																																					
		Jan 02														Feb 02																							
Station		1	2	3	4	5	6	7	8	9	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Bellingshausen		[White cells]																																					
Marambio		[White cells]																																					
Rothera		[White cells]																																					

In *Bellingshausen* wurden die Sondierungsexperimente Ende Januar 1999 eingestellt, *Marambio* und *Rothera* hingegen führen ohne zeitliche Regelmäßigkeit u.a. in Abhängigkeit von finanziellen Mitteln weiterhin Atmosphärensondierungen durch. Im Gegensatz zur üblichen Vorgehensweise, Radiosondierungen mindestens zweimal täglich durchzuführen, sind für die o.g. Stationen der Antarktischen Halbinsel Radiosondendaten lediglich einmal pro Tag verfügbar.

Die verfügbaren Radiosondendaten sind somit unregelmäßig und weder zeitlich noch räumlich ausreichend, um im Rahmen von GPS-Auswertungen als meteorologische Zusatzinformation sinnvoll genutzt werden zu können.

NCEP-Wettermodelldaten stellen in Folge der unzureichenden Qualität und Quantität der oben behandelten meteorologischen Sensoren im Bearbeitungszeitraum die einzige regelmäßige meteorologische Ergänzungsinformation für den Bereich der Antarktischen Halbinsel dar.

Dieses globale Wettermodell stellt mit einer räumlichen (zeitlichen) Auflösung von 2.5° (6 h) die in Tabelle 8-2 aufgeführten Daten zur Verfügung. Für Temperatur, relative Luftfeuchtigkeit und Höhe werden Druckflächendaten für fest vorgegebene Druckwerte p_{level} angegeben. Die Stützstellen sind ebenfalls Tabelle 8-2 zu entnehmen.

Die Temperatur in der Einheit ° C und die Höhe in geopotentiellen Metern sind in 17 identischen Druckflächen verfügbar, wohingegen die relative Luftfeuchte lediglich in acht Druckflächen angegeben wird. Diese acht Druckflächen entsprechen den erdnahsten Druckflächen der Temperatur bzw. der Höhe. Als Datengrundlage wurden NCEP-Daten ($\varphi \in [60^\circ; 62.5^\circ; 65^\circ; 67.5^\circ; 70^\circ; 72.5^\circ \text{ s.Br.}]$, $\lambda \in [45^\circ; 47.5^\circ; 50^\circ; 52.5^\circ; 55^\circ; 57.5^\circ; 60^\circ; 62.5^\circ; 65^\circ; 67.5^\circ; 70^\circ \text{ w.Gr.}]$) der Monate Januar und Februar der Jahre 1995, 1998 und 2002 erhoben, woraus für eine Stichprobe von 66 Gitterpunkten vier Datensätze pro Tag resultieren, wobei insgesamt 177 Tage analysiert werden können. In

⁸⁻²⁵ Forecast Systems Laboratory / National Climatic Data Center, NOAA, US Department of Commerce; seit Nov. 2005: Global Systems Division, Earth System Research Laboratory

Abbildung 8-3 sind die NCEP-Gitterpunkte, die sich daraus ergeben, veranschaulicht. Wenige NCEP-Gitterpunkte sind direkt auf dem Festlandgebiet der Antarktischen Halbinsel gelegen. Zusätzlich werden die NCEP-Gitterpunkte in die Klassen Meer westlich, Meer östlich bzw. westlich eingeteilt.

Tabelle 8-2: NCEP-Daten

Meteorologischer Parameter	NCEP-Werte	Einheit
Temperatur	17 Level (1000 hPa, 925 hPa, 850 hPa, 700 hPa, 600 hPa, 500 hPa, 400 hPa, 300 hPa, 250 hPa, 200 hPa, 150 hPa, 100 hPa, 70 hPa, 50 hPa, 30 hPa, 20 hPa, 10 hPa)	[° C]
Höhe	17 Level (1000 hPa, 925 hPa, 850 hPa, 700 hPa, 600 hPa, 500 hPa, 400 hPa, 300 hPa, 250 hPa, 200 hPa, 150 hPa, 100 hPa, 70 hPa, 50 hPa, 30 hPa, 20 hPa, 10 hPa)	[geopotentielle Meter]
Druck auf Meeresniveau	1 Wert	[Pa]
Druck an Erdoberfläche	1 Wert	[Pa]
Relative Feuchte	8 Level (1000 hPa, 925 hPa, 850 hPa, 700 hPa, 600 hPa, 500 hPa, 400 hPa, 300 hPa)	[%]
Feuchte (Säulenwert)	1 Wert	[%]
Ausfällbarer Wasserdampfgehalt	1 Wert	[kg/m ²]

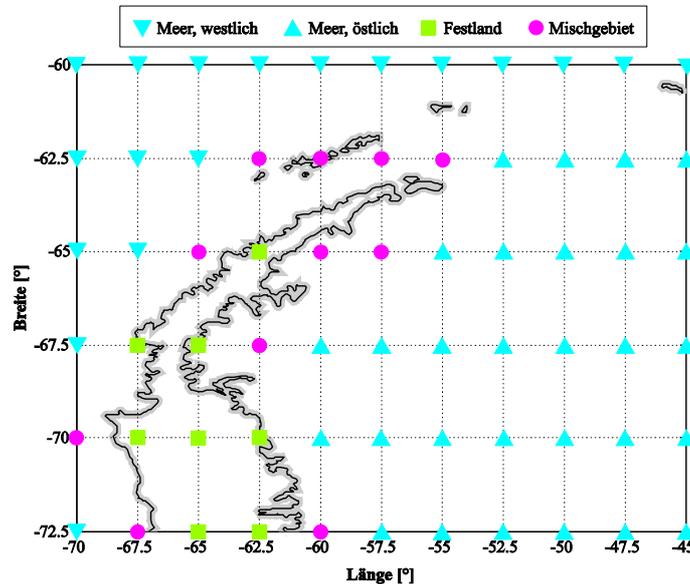


Abbildung 8-3: Geographische Klassifizierung der NCEP-Gitterpunkte

In der dem NCEP-Modell zu Grunde liegenden meteorologischen Modellvorstellung wird davon ausgegangen, dass ab einer zu p_8 (300 hPa) korrespondierenden Höhe in der Erdatmosphäre keine Feuchtigkeit mehr vorhanden ist. U.a. deshalb und aus Genauigkeitsgründen sind für höhere NCEP-Druckflächen keine rh -Werte verfügbar. Zur Verifikation dieser Annahme werden rh -Werte der höchsten rh -Level⁸⁻²⁶ ($p = 300$ hPa) untersucht. Der mittlere Wert für die relativen Feuchtwerte sowie die zugehörigen RMS-Werte in Abhängigkeit von der in Abbildung 8-3 visualisierten Klassifizierung sind in Tabelle 8-3 zu finden.

Tabelle 8-3: Beträge des höchsten rh -Levels in Abhängigkeit von der geographischen Lage

Gebiet	Mittelwert [%]	RMS [%]	$rh_{300\text{ hPa}} > 0$ [%]
Meer, westlich	26.39	3.74	66.0
Festland	18.11	2.88	56.5
Mischgebiet	22.23	4.23	63.0
Meer, östlich	18.98	3.47	63.3

Dabei ist deutlich eine unterschiedlich gute Repräsentation der Annahme „keine relative Feuchte oberhalb von 300 hPa“ in Abhängigkeit von der geographischen Lage festzustellen. Speziell für die westlichen Bereiche sind hohe Werte feststellbar. Erfolgt eine Untersuchung hinsichtlich der verschiedenen Tageszeiten (00:00; 06:00; 12:00; 18:00), zu denen

⁸⁻²⁶ $p = 300$ hPa entspricht einer Höhe von ca. 9 km.

NCEP-Werte vorliegen, so sind keine signifikanten Unterschiede detekierbar. V.a. die vierte Spalte von Tabelle 8-3 betrachtend ist festzustellen, dass weiterführende Untersuchungen bzgl. des Verhaltens der relativen Feuchte über der höchsten Druckfläche (300 hPa) notwendig sind, wenn aus NCEP-Gitterdaten direkt Informationen hinsichtlich der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung abgeleitet werden sollen. Siehe hierzu Kapitel 8.4.3.

Die Entfernung zwischen zwei NCEP-Stützstellen beträgt mehr als 200 km. Deshalb wurden Untersuchungen das Verhalten von benachbarten NCEP-Gitterpunkten betreffend durchgeführt. In Abbildung 8-4 sind jeweils vier NCEP-Profile (12:00) des 8. Februar 2002 dargestellt. Diese Profile sind repräsentativ für die Schnittpunkte der Meridiane 70° w.Gr. und 67.5° w.Gr. mit den Breitenkreisen 67.5° s.Br. und 70° s.Br.. Dabei ist zu beachten, dass der Meridian 67.5° w.Gr. über dem antarktischen Kontinent verläuft, während der Meridian 70° w.Gr. maritim geprägt ist.

Es ist eine gute Übereinstimmung der vier Temperatur-Druck-Kurven festzustellen. Somit variiert die Temperatur in Abhängigkeit von der geographischen Lage in geringem Maße. Für die relative Luftfeuchtigkeit ergibt sich ein deutlich bewegter Verlauf. Somit sind zur Ermittlung von NCEP-Werten innerhalb der Gitter Interpolationsvorschriften zu verwenden.

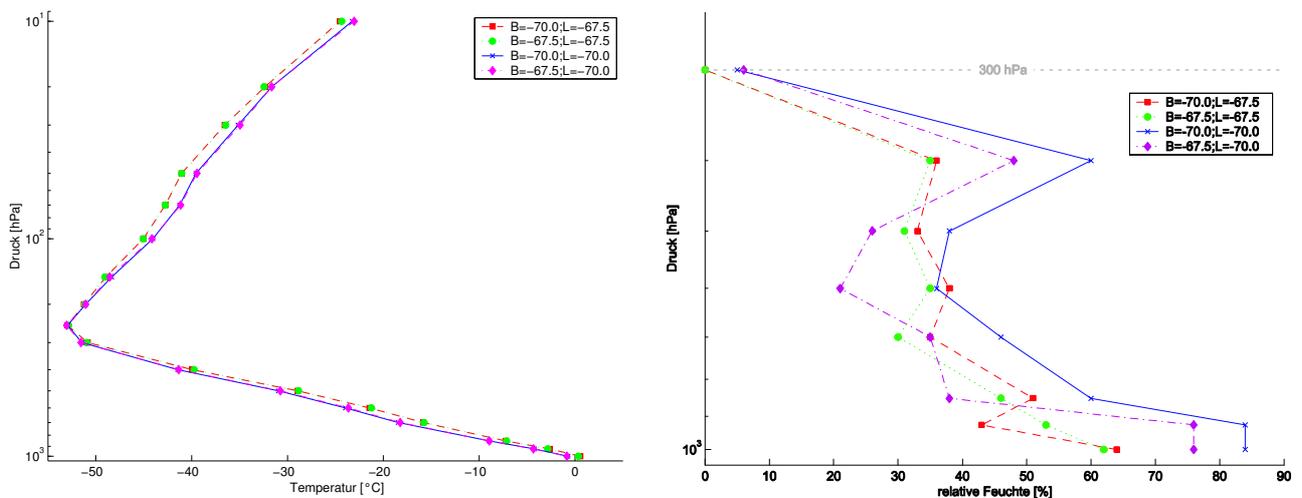


Abbildung 8-4: Vergleich vier benachbarter NCEP-Profilen; Datum: 7. Feb. 2002; Zeit: 00:00; links: Temperatur im Druckbereich [1000 hPa; 10 hPa]; rechts: relative Feuchte im Druckbereich [1000 hPa; 300 hPa]

Erfolgt ein Vergleich mit Realdaten von repräsentativen Radiosondierungen (Station *Rothera*, 7. Feb. 2002; 00:00) kann für die Temperatur eine gute Repräsentativität der Radiosondierungen durch bilinear interpolierte korrespondierende NCEP-Modelldaten festgestellt werden, wohingegen das hochvariable Verhalten der Feuchtigkeit der Luft durch Wettermodelldaten nicht wiedergegeben werden kann, siehe hierzu Abbildung 8-5.

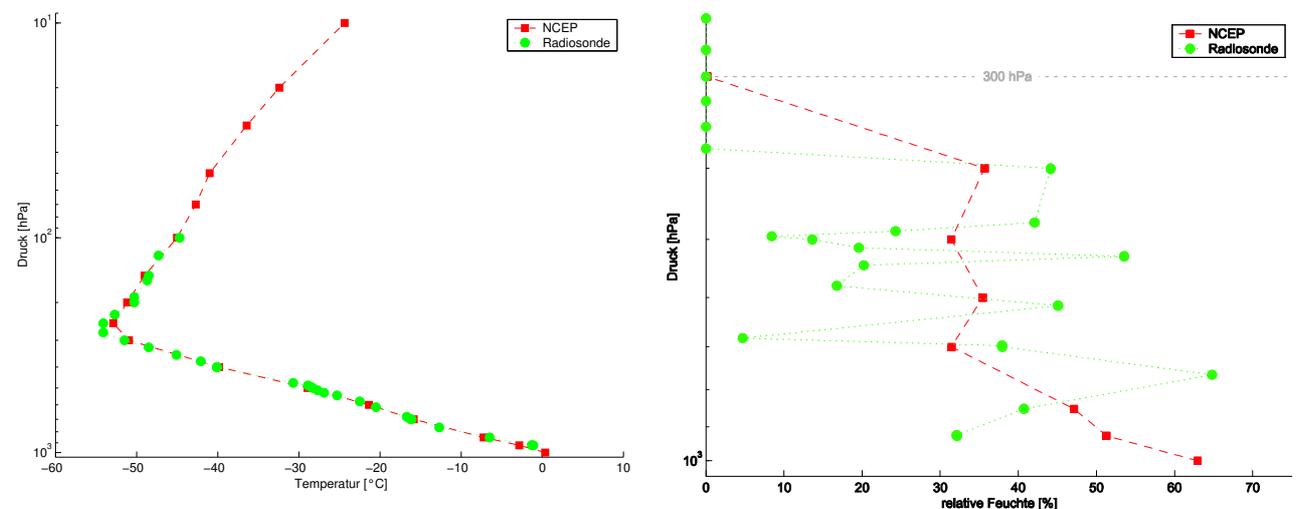


Abbildung 8-5: Vergleich von NCEP- und Radiosondendaten; Station: ROT1; Datum: 7. Feb. 2002; Zeit: 00:00; links: Temperatur im Druckbereich [1000 hPa; 10 hPa]; rechts: relative Feuchte im Druckbereich [1000 hPa; 300 hPa]

8.2.4 Die Standardatmosphäre als theoretisches Modell

Liegen weder instrumentell bestimmte, repräsentative meteorologische Werte vor, noch sind Daten von numerischen Wettermodellen verfügbar, können Werte sog. Standardatmosphären verwendet werden. Teilweise werden anstelle des Begriffs Standardatmosphäre auch die Bezeichnungen Referenz- oder Normatmosphäre genutzt. Im Fall von sehr lokalen GPS-Anwendungen mit geringen Höhenunterschieden zwischen den GPS-Stationen (BEUTLER ET AL. (1990): $\Delta h < 100$ m) oder langzeitstatischen Beobachtungen sollen nach GURTNER ET AL. (1989) keine meteorologischen Oberflächendaten verschiedener Stationen genutzt werden, da qualitativ schlechte oder nicht repräsentative Meteorologiewerte die Höhenschätzung negativ beeinflussen können. BEUTLER ET AL. (1989) empfehlen stattdessen meteorologische Messungen einer einzelnen Station zu verwenden. Basierend auf diesen meteorologischen Oberflächendaten und den im Folgenden beschriebenen Extrapolationsvorschriften ist die Ermittlung von stationsspezifischen Meteorologiewerten der restlichen Stationen des bearbeiteten GPS-Netztes möglich.

In KRAUS (2001) werden mit

- der ICAO⁸⁻²⁷-Standardatmosphäre,
- der US-Standardatmosphäre 1976 und
- der internationalen Referenzatmosphäre des COSPAR (Committee on Space Research)

drei Standardatmosphären angeführt. Die Nutzung der internationalen Referenzatmosphäre des COSPAR (CIRA) ist jedoch für an der Erdoberfläche durchgeführte GPS-Positionsbestimmungen nicht angebracht, da die CIRA die Struktur der Erdatmosphäre ab einer Höhe von 25 km bis zu einem Abstand von der Erdoberfläche von 200 km beschreibt. Unterhalb von 32 km sind die ICAO- und die US-Standardatmosphäre 1976 identisch.

Nach STULL (2000) wurde die US-Standardatmosphäre 1976 entwickelt, um eine Beziehung zwischen der Stationshöhe und dem mittleren Zustand der Erdatmosphäre zu schaffen sowie mittlere Informationen hinsichtlich des Aufbaus, der Struktur und der Eigenschaften der Erdatmosphäre zur Verfügung zu stellen. Abgeleitet aus Experimenten halten Standardatmosphären in Abhängigkeit von der Entfernung von der Erdoberfläche, von vertikalen Gradienten und Startwerten auf Meeresniveau bspw. Werte für Druck und Temperatur vor. Unter Verwendung von Gleichung (8-17) und (8-18) können die Temperatur und der Druck in Abhängigkeit von der geopotentiellen Höhe H^* nach den Vorschriften der ICAO-Standardatmosphäre berechnet werden.

$$\begin{aligned}
 & 288.15 \text{ K} - 6.5 H^* [\text{K/km}]; & H^* < 11 \text{ km}; \text{ Gradient} = -6.5 \text{ K/km} \\
 T = & 216.65 [\text{K}]; & 11 \text{ km} \leq H^* < 20 \text{ km} & (8-17) \\
 & 216.65 \text{ K} + (H^* - 20 \text{ km}) [\text{K/km}]; & 20 \text{ km} \leq H^* < 32 \text{ km}; \text{ Gradient} = 1 \text{ K/km}
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 & 1013.25 \text{ hPa} \left(\frac{288.15 \text{ K}}{T [\text{K}]} \right)^{-5.255877}; & H^* < 11 \text{ km} \\
 p = & 226.32 \text{ hPa} e^{-0.1568(H^* [\text{km}] - 11 \text{ km})}; & 11 \text{ km} \leq H^* < 20 \text{ km} & (8-18) \\
 & 54.749 \text{ hPa} \left(\frac{216.65 \text{ K}}{T [\text{K}]} \right)^{-4.16319}; & 20 \text{ km} \leq H^* < 32 \text{ km}
 \end{aligned}$$

Abbildung 8-6 veranschaulicht die funktionalen Zusammenhänge der ICAO-Standardatmosphäre, die u.a. auf der Modellvorstellung einer geschichteten Erdatmosphäre beruht.

Die als das mit der Normalschwere ($g_N = 9.80665 \text{ m/s}^2$) normierte Geopotential definierte geopotentielle Höhe H^* wird nach KRAUS (2001) mittels

$$H^* = \left(1 - 2.6373 \cos(2\varphi) 10^{-3} + 5.9 \cos^2(2\varphi) 10^{-6} \right) \left(1 - 1.57 h 10^{-7} [1/\text{m}] \right) h \quad (8-19)$$

in Abhängigkeit von der ellipsoidischen Höhe h und der geographischen Breite φ ermittelbar. Basierend auf Gleichung (8-19) ergibt sich die im weiteren Verlauf der Arbeit verwendete genäherte Formel zur Berechnung von ellipsoidischen aus geopotentiellen Höhen zu

$$h = \frac{H^*}{\left(1 - 2.6373 \cos(2\varphi) 10^{-3} + 5.9 \cos^2(2\varphi) 10^{-6} \right) \left(1 - 1.57 H^* 10^{-7} [1/\text{m}] \right)} \quad (8-20)$$

Abbildung 8-7 visualisiert die Unterschiede zwischen ellipsoidischer und geopotentieller Höhe sowie den Approximationsfehler durch Gleichung (8-20), der durch iterative Inversion verringert werden kann.

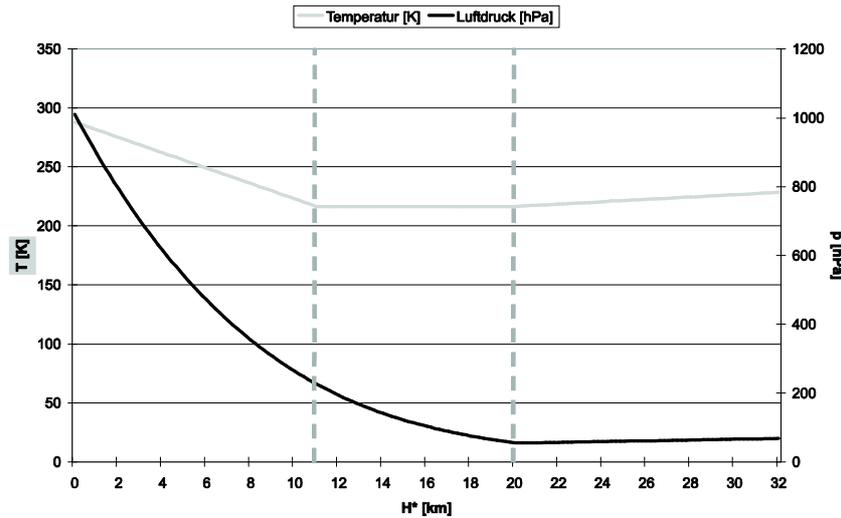


Abbildung 8-6: Temperatur- und Druckverlauf der ICAO- Standardatmosphäre

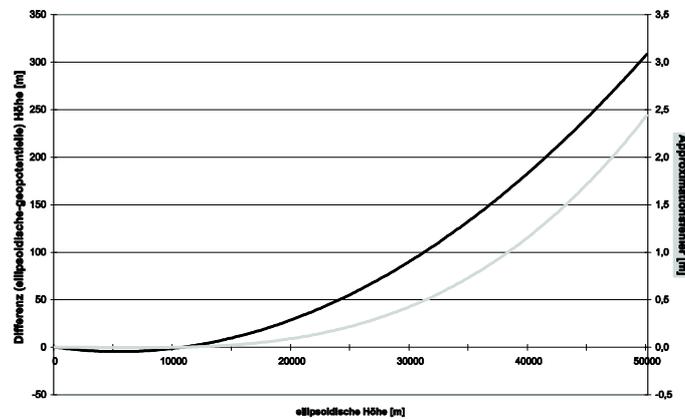


Abbildung 8-7: Unterschiede zwischen ellipsoidischer Höhe h und geopotentieller Höhe H^*

Aus leicht ersichtlichen Gründen kann die Standardatmosphäre nicht allen tatsächlich herrschenden, lokalen teilweise stark variierenden Bedingungen innerhalb der Erdatmosphäre genügen. Dies ist v.a. der Fall, wenn meteorologische Bedingungen herrschen, die den der Standardatmosphäre zu Grunde liegenden Annahmen widersprechen (z.B. Inversion).

Nach BERG (1948) kann die Standardatmosphäre der unteren Atmosphärenbereiche bis ca. 50 km alternativ in Abhängigkeit von Temperatur, Druck und relativer Feuchte sowie von der Bezugshöhe h_0 [m] durch

$$\begin{aligned}
 T &= T_0 - 0.0065(h - h_0) \\
 p &= p_0 (1 - 0.0000226(h - h_0))^{5.225} \\
 rh &= rh_0 e^{-0.0006396(h - h_0)}
 \end{aligned}
 \tag{8-21}$$

ausgedrückt werden. Gleichung (8-21) gilt sowohl für Temperaturen in der Einheit Kelvin als auch in [° C]. Dabei wird für die Temperatur ein negativer linearer Temperaturgradient von 6.5 K/km, für den atmosphärischen Druck eine exponentielle Abnahmefunktion und für die Abnahme der relativen Luftfeuchte mit der Höhe eine e-Funktion angesetzt. Dieses bei Vorgabe von T_0 , p_0 , rh_0 und h_0 lediglich von der Stationshöhe h abhängige Modell ist auch in der im Rahmen der vorliegenden Arbeit verwendeten wissenschaftlichen Auswertesoftware Berner GPS-Software (HUGENTOBLE ET AL. 2001b) realisiert. Gleichung (8-21) wird in Abhängigkeit von der ellipsoidischen Höhe angegeben, um die i.d.R. im Rahmen von GPS-Auswertungen angewendete Strategie der Verwendung von geometrisch definierten Höhen als Eingangsgrößen in Standardatmosphäregleichungen zu betonen. Als Eingangsgrößen für Gleichung (8-21) im Bereich der Antarktischen Halbinsel werden

- $p_0 = 1000$ hPa,
- $T_0 = 0^\circ$ C,
- $rh_0 = 70$ % und
- $h_0 = 0$ km

verwendet. Neben den o.g. globalen Standardatmosphären stellt die US Standard Atmosphäre 1966 regional angepasste, zeitabhängige Modelle zur Verfügung, wodurch eine Modellierung der meteorologischen Größen Druck, Temperatur und Feuchte in Abhängigkeit von der geographischen Lage und der Beobachtungszeit möglich wird. Daneben werden Temperaturgradienten oder Ausdehnungen atmosphärischer Schichten (z.B. Tropopausenhöhe oder Inversionshöhe) quantifiziert. Im Speziellen wird dabei zwischen fünf nördlichen Breiten (15°, 30°, 45°, 60°, 75° n.Br.) und Klimazonen (z.B. tropisch, gemäßigte, mittlere Breiten, subpolar) unterschieden. Es wird angenommen, dass die Bedingungen der Nordhalbkugel um 0.5 a phasenverschoben auf der südlichen Hemisphäre gelten. Es wird somit trotz einer unterschiedlichen Land-Wasser-Verteilung, unterschiedlich ausgedehnten Polargebieten oder unterschiedlichen Industrialisierungsgraden von einem identischen Verhalten der nördlichen und der südlichen Hemisphäre ausgegangen, wobei die Beobachtungen, die zur Ermittlung der regional angepassten Standardatmosphären herangezogen wurden, überwiegend auf der Nordhalbkugel erfasst wurden. Für das Gebiet der Antarktischen Halbinsel und die im Januar bzw. Februar gelegenen Beobachtungszeiträume stellen somit die subpolaren Sommerwerte der US-Standardatmosphäre geeignete Werte zur Verfügung.

In Kapitel 6.1.2 wurde angeführt, dass erst ab einer Entfernung von ca. 1-1.5 km von der Erdoberfläche von einer polytropen Atmosphäre ausgegangen werden kann. Somit wird durch Gleichung (8-21) den tatsächlichen Verhältnissen in direkter Erdnähe keine Rechnung getragen. Während die o.g. Standardatmosphäre im Bereich der gesamten Erdatmosphäre eingesetzt werden, liegt der Hauptanwendungsbereich von Gleichung (8-21) in der Extrapolation von gemessenen Meteorologiewerten in der Nähe der Erdoberfläche.

In Abbildung 8-8 sind die Temperaturvariationen in Abhängigkeit vom Druck der vier Realisierungen von Standardatmosphären (US-Standardatmosphäre 1976, US-Standardatmosphäre (subarctic summer) 1966, ICAO, Atmosphäre der Berner GPS-Software) dargestellt. Die US-Standardatmosphäre 1976 und die ICAO fallen hierbei, wie oben erwähnt, zusammen. Deshalb wird im Folgenden lediglich die US-Standardatmosphäre 1976 stellvertretend berücksichtigt. Vergleicht man die hierdurch gegebenen funktionalen Zusammenhänge, so ergeben sich ein nahezu konstanter Temperaturunterschied (Meereshöhe: 15° C; 15 km: 14.88° C) sowie stetig abnehmende Druckdifferenzen (Meereshöhe: 10.48 hPa; 15 km: 0.25 hPa) zwischen den drei Standardatmosphären und der in der Berner GPS-Software genutzten Berg'schen Extrapolationsvorschrift. Innerhalb der Stratosphäre sind die Differenzen einerseits auf Grund der unterschiedlichen Modellbildung nicht vergleichbar, andererseits für die Extrapolation der Oberflächenmeteorologie nicht notwendig.

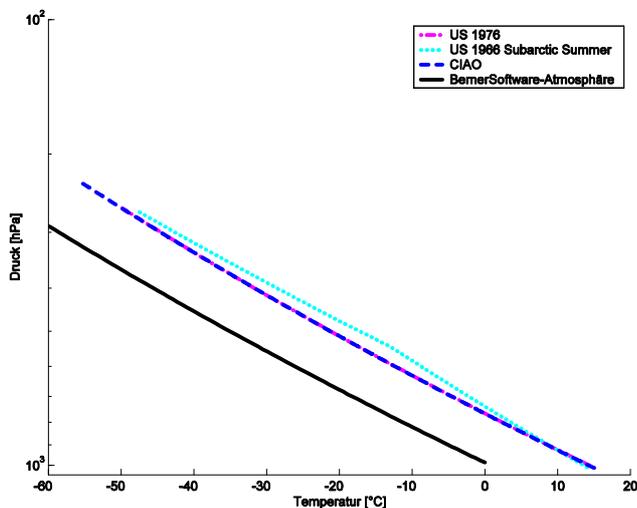


Abbildung 8-8: Temperaturvariationen von Standardatmosphären

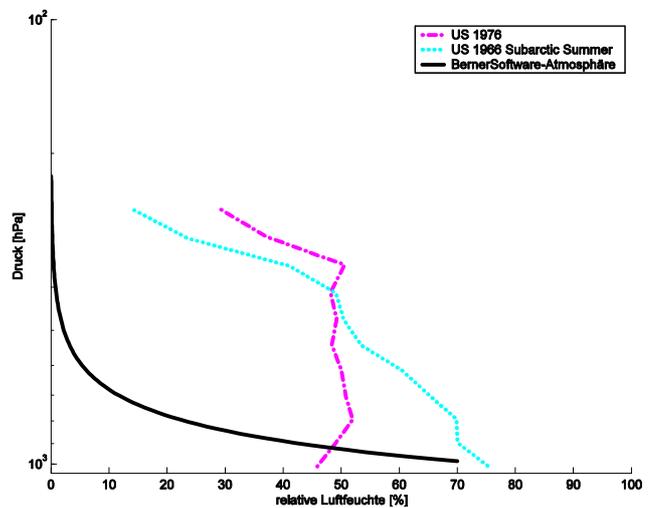


Abbildung 8-9: Variationen der relativen Feuchte von Standardatmosphären

In Abbildung 8-9 sind die Variationen der stark bewegten relativen Feuchte in Abhängigkeit vom atmosphärischen Druck veranschaulicht. Im Gegensatz zu Abbildung 8-8 sind deutlich größere Differenzbeträge sowohl zwischen den Standardatmosphären als auch zur Berg'schen Extrapolationsvorschrift festzustellen.

Wird untersucht, inwieweit die beiden o.g. Extrapolationsvorschriften in der Lage sind, meteorologische Realdaten des Untersuchungsgebietes zu approximieren, ergeben sich Abbildung 8-10 und Abbildung 8-11. Dabei kann festgestellt werden, dass v.a. in den erdnahen Bereichen und im Speziellen für Druck-Temperatur-Kurven die US-Standardatmosphäre bzw. die identische ICAO als unzureichend zu bezeichnen sind. Sie präzisieren zu hohe Temperaturen, so dass

die Verwendung von Gleichung (8-21) zu favorisieren ist. Kein o.g. Modell ist geeignet, die Variation der Feuchte zu beschreiben.

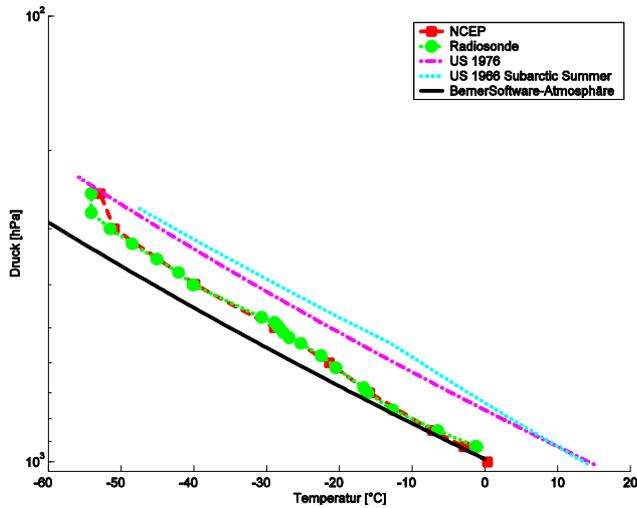


Abbildung 8-10: Temperaturvariationen von Standardatmosphären im Vergleich zu Wettermodell- und Radiosondierungen; Station Rothera; Datum: 7. Feb. 2002; Zeit: 00:00

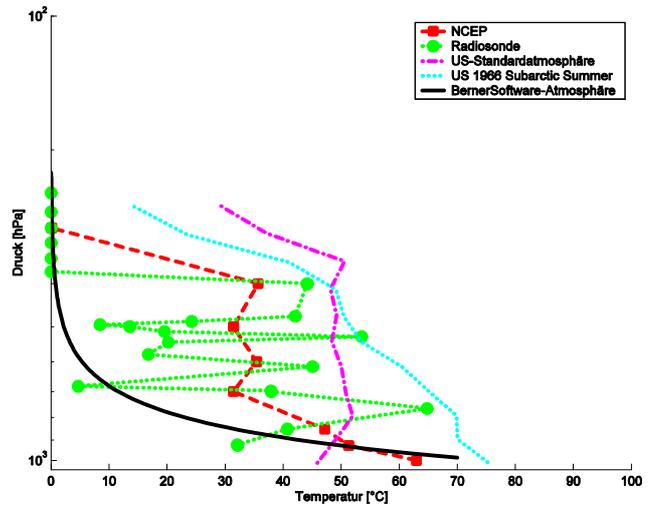


Abbildung 8-11: Variationen der relativen Luftfeuchtigkeit von Standardatmosphären im Vergleich zu Wettermodell- und Radiosondierungen; Station Rothera; Datum: 7. Feb. 2002; Zeit: 00:00

Abbildung 8-12 enthält auszugsweise die sog. CONST-Datei der Berner GPS-Software. Diese Datei umfasst wichtige Konstanten, die für die Datenverarbeitung innerhalb der Berner GPS-Software grundlegend sind, so z.B. die meteorologischen Startwerte für Luftdruck, Temperatur und relative Feuchte an einer diskreten Bezugshöhe. Ausgehend von diesen Startwerten werden anschließend mittels den im weiteren Verlauf der Arbeit beschriebenen neutrosphärischen Modellen Werte für die neutrosphärische Laufzeitverzögerung berechnet. Diese Werte sind jedoch lediglich dann korrekt, wenn die zum Zeitpunkt der GPS-Messung herrschenden meteorologischen Bedingungen durch die Standardatmosphäre repräsentativ wiedergegeben werden. Ist dies nicht der Fall, so können daraus falsche Ergebnisse resultieren. Im weiteren Verlauf der Arbeit wird beschrieben, welche Möglichkeiten der Modellverbesserung zur Reduktion des Einflusses von falschen oder ungenauen meteorologischen Informationen bestehen, siehe Kapitel 8.7.

GENERAL CONSTANTS FOR BERNESE GPS SOFTWARE VERSION 4.0			
C	= 299792458.D0	VELOCITY OF LIGHT	M/SEC
FREQ1	= 1575420000.D0	L1-CARRIER FREQUENCY	1/SEC
FREQ2	= 1227600000.D0	L2-CARRIER FREQUENCY	1/SEC
FREQP	= 10230000.D0	P-CODE FREQUENCY	1/SEC
.			
.			
HREF	= 0.	REFERENCE HEIGHT FOR METEO MODEL M	
PREF	= 1000.00	PRESSURE AT HREF	MBAR
TREF	= 0.	TEMPERATURE AT HREF	DEG. CELSIUS
HUMREF	= 70.	HUMIDITY AT HREF	%

Abbildung 8-12: Auszug aus der CONST-Datei der Berner GPS-Software

Nachdem in den Kapiteln 8.5 und 8.6 Modelle zur Kompensation des Einflusses der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung beschrieben werden, wird in Kapitel 8.7 auf den Einfluss von Oberflächenmeteorologie auf GPS-Auswertungsergebnisse eingegangen. Ebenso erfolgt im weiteren Verlauf der Arbeit (Kapitel 8.4.1) die Validierung der Möglichkeit, aus NCEP-Druckflächendaten Oberflächenmeteorologie für GPS-Stationen zu ermitteln. Hierbei werden bspw. die im folgenden Kapitel untersuchten Formeln zur Berechnung des Wasserdampfdrucks aus Temperatur und relativer Luftfeuchtigkeit angewandt.

8.3 Berechnung des Brechungsindex in der Neutrosphäre

Der Brechungsindex n ist, wie oben erläutert, nahezu identisch mit dem Vakuumwert und nimmt i.Allg. Werte von ca. 1.0003 bei Normalbedingungen auf Meeresebene an. Die Brechungszahl N nimmt für Normalbedingungen einen Wert

von ca. 324.8 an. Die für einen kleinen Bereich der durchquerten Atmosphäre repräsentative Brechungsanzahl hängt von der Dichte der feuchten Luft ρ ab. Für ideale Gase beschreibt die allgemeine Gasgleichung den Zustand der Atmosphäre durch die drei Parameter Druck p [hPa], Temperatur T [K] und Dichte ρ [kg/m³] sowie in Abhängigkeit von der allgemeinen Gaskonstanten R [J/molK]:

$$p = \rho RT . \tag{8-22}$$

Tabelle 8-4 gibt einen Überblick hinsichtlich der in der Fachliteratur zu findenden Zahlenwerte für R .

Tabelle 8-4: Zahlenwerte für die allgemeine Gaskonstante R

R-Wert [J/molK]	Literaturstelle
8.31434	DAVIS ET AL. (1985)
8.3144	KRAUS (2001)
8.31	MAHLBERG (2002)
8.31451±0.00007	LIDE (2004)

Als ideale Gase werden Gase oder Gasmischungen bezeichnet, bei denen die Wechselwirkung zwischen den einzelnen Gasmolekülen vernachlässigt werden kann. Gleichzeitig werden die Moleküle als ausdehnungslos angesehen.

Da die meteorologischen Parameter nicht konstant sind, sind auch n bzw. N variabel in Raum und Zeit.

Im Folgenden soll die Berechnung des zur Beschreibung des Einflusses der Neutrosphäre nutzbaren Brechungsindex vertieft diskutiert werden. Ebenso werden die Einflussfaktoren einer solchen Berechnung erläutert.

8.3.1 Zweigeteilte Modellierung der Neutrosphäre

Unter der Annahme, die flüchtigen Bestandteile der Atmosphäre verhalten sich wie ideale Gase, ergibt sich der Brechungsindex als Summe der einzelnen Brechungsindizes der Atmosphärenbestandteile. Wird der Einfluss der flüssigen Bestandteile vernachlässigt und die trockenen und feuchten gasförmigen Anteile zu n_d bzw. n_w zusammengefasst, resultiert daraus

$$n = n_d + n_w . \tag{8-23}$$

Erfolgt, wie in Kapitel 8.1.2 beschrieben, eine alternative Einteilung in hydrostatischen und nicht-hydrostatischen Anteil, ergibt sich

$$n = n_h + n_{nh} . \tag{8-24}$$

Die Gleichungen (8-23) und (8-24) gelten analog in Abhängigkeit von der Brechungsanzahl. Basierend auf dieser zweigeteilten Modellbildung stellten bspw. ESSEN UND FROOME (1951) oder SMITH UND WEINTRAUB (1953) empirische, global geltende Formeln zur Berechnung von N in Abhängigkeit vom Partialdruck der trockenen Luft p_d [hPa], von der Temperatur T [K] und der relativen Feuchte rh [%] bzw. dem berechenbaren Partialdruck des Wasserdampfs auf. Mit Gleichung (8-25) ist der funktionale Zusammenhang, der diesen Modellen zu Grunde liegt, gegeben.

$$N = k_1 \frac{p_d}{T} + k_2 \frac{e}{T} + k_3 \frac{e}{T^2} \tag{8-25}$$

Die beiden ersten Terme der rechten Seite von Gleichung (8-25) repräsentieren den Einfluss des elektromagnetischen Feldes durch induzierte molekulare Polarisation (Dipolmoment), wohingegen der letzte Gleichungsanteil dem permanenten elektrischen Dipolmoment Rechnung trägt (Orientierung der Wasserdampfdipole). Es kann somit die in Tabelle 8-5 zusammengefasste Zuordnung getroffen werden.

Tabelle 8-5: Klassifikation des Einflusses der atmosphärischen Moleküle

Anteil	Einflussfaktoren
k_1	Gesamter Einfluss der Störung der Ladung der Gasmoleküle der trockenen atmosphärischen Luft durch das elektromagnetische Feld. Die induzierte molekulare Polarisation wirkt.
k_2	Gesamter Einfluss der Störung der Ladung der Gasmoleküle des Wasserdampfs, v.a. Verschiebungspolarisation der feuchten Atmosphärenbereiche. Die induzierte molekulare Polarisation wirkt.
k_3	Orientierungspolarisation der Wasserdampfdipole durch das elektromagnetische Feld. Das permanente elektrische Dipolmoment wirkt.

Basierend auf meteorologischen Beobachtungen oder Modellen, die eine ausreichende vertikale Auflösung aufweisen (z.B. Radiosondierungen, numerische Wettermodelle) kann die neutrosphärische Laufzeitverzögerung unter Ver-

wendung von Gleichung (8-25) berechnet werden. Hierzu wird Gleichung (8-6) unter Vernachlässigung von $\delta_{NEU,geom}$ mittels einer Summation über eine diskrete Anzahl n von vertikalen Stützstellen angenähert, es gilt

$$\Delta_{NEU} \approx 10^{-6} \sum_{i=0}^{n-1} \frac{N_i + N_{i+1}}{2} \Delta s_i. \quad (8-26)$$

Die zenitale neutrosphärische Laufzeitverzögerung kann unter Verwendung von

$$\Delta_{NEU}^{Zenit} \approx 10^{-6} \sum_{i=0}^{n-1} \frac{N_i + N_{i+1}}{2} \Delta H^*_{i} = 10^{-6} \sum_{i=0}^{n-1} \frac{N_i + N_{i+1}}{2} (H^*_{i+1} - H^*_{i}) \quad (8-27)$$

berechnet werden.

Bisher wurden lediglich die komplementären Hauptkomponenten des gesamten atmosphärischen Drucks p_d und e explizit angeführt. Die trockene Komponente subsummiert alle gasförmigen, nicht feuchten Bestandteile der Erdatmosphäre. Sie stellt somit ein Gemisch idealer Gase dar, wohingegen die feuchte Komponente dem Wasserdampf entspricht und damit lediglich von einem idealen Gas abhängt. Der Druck der trockenen Komponente beinhaltet somit u.a. den Partialdruck des Kohlendioxids p_{CO_2} . Der CO_2 -Partialdruck wird in den im Folgenden beschriebenen Modellen unterschiedlich gehandhabt. Prinzipiell können neben der Vernachlässigung zwei Varianten unterschieden werden. Einerseits kann p_{CO_2} als ergänzender Term in Gleichung (8-25) in Abhängigkeit vom Kehrwert der Temperatur und einer weiteren empirisch bestimmten Konstanten k_4 mitgeführt werden, andererseits kann der CO_2 -Einfluss rechnerisch im k_1 -Term berücksichtigt werden. Der Anteil dieses Partialdrucks beträgt für einen mittleren atmosphärischen CO_2 -Gehalt (0.03%) und mittlere meteorologische Bedingungen (z.B. $p = 986$ hPa) der Antarktischen Halbinsel (Antarktischer Sommer) ca. 0.3 hPa. BIRCH UND DOWNS (1989) erwähnen maximale Werte von ca. 0.12%. Extreme CO_2 -Beiträge zur Gaskonzentration werden in unmittelbarer Nähe von Vulkanen erreicht und mit nahezu 30% angegeben (SMITHSONIAN 2003). Beachtenswert ist hierbei auch die Erhöhung des CO_2 -Anteils während der Nacht.

Der CO_2 -Gehalt ist weltweit ansteigend und in dicht besiedelten oder industriereichenden Gebieten deutlich erhöht. Dieser Tatsache trägt die IAG RESOLUTION (1999) Rechnung, welche die Zusammensetzung der Atmosphäre aktualisiert und den mittleren CO_2 -Gehalt mit 0.0375% angibt.

Für südpolare Klimabereiche ist i.Allg. nicht von extremen Auswirkungen des Kohlendioxids auszugehen, da nach RIEDEL (2001) eine herausragende Eigenschaft der antarktischen Atmosphäre deren Reinheit ist. Weiterhin ist die Schadstoffbelastung der Südhemisphäre deutlich geringer als die der nördlichen Hemisphäre. Deshalb wird auf eine eingehendere Diskussion verzichtet. Dieses Vorgehen wird mit der Tatsache begründet, dass aus einer Vernachlässigung des CO_2 -Anteils lediglich ein relativer Fehler von 0.02% resultiert (BEAN UND DUTTON 1966), wobei die im Folgenden beschriebenen Modelle das Brechnungsverhalten der Neutrosphäre lediglich im relativen Genauigkeitsbereich von 0.5% bestimmen.

Soll der Einfluss des kondensierten Wassers (z.B. Wolken) berücksichtigt werden, dann muss Gleichung (8-25) um einen Korrekturterm W in der Einheit $[g/m^3]$ ergänzt werden. Es gilt in diesem Fall

$$N = k_1 \frac{p_d}{T} + k_2 \frac{e}{T} + k_3 \frac{e}{T^2} + 1.4W. \quad (8-28)$$

Da dieser Einfluss, wie in Kapitel 8.1.2 ausgeführt, sehr gering ist, wird er im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht explizit berücksichtigt.

Da zur Berechnung der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung unter Verwendung von Gleichung (8-25) Informationen bzgl. des Verhaltens der meteorologischen Parameter innerhalb der Erdatmosphäre vorliegen müssen, können diese von drei Termen abhängigen Modelle genähert basierend auf der mittleren atmosphärischen Temperatur T_m in 2-Term-Modelle überführt werden. Die mittlere atmosphärische Temperatur entlang des Signalwegs ergibt sich mittels

$$T_m = \frac{\int_E^{EG} \frac{e}{T} ds}{\int_E^{EG} \frac{e}{T^2} ds} \quad (8-29)$$

und kann für vertikale aufgelöste meteorologische Beobachtungen genähert in

$$T_m \approx \frac{\sum_{i=1}^{n-1} \frac{e_i + e_{i+1}}{T_i + T_{i+1}} \Delta s_i}{\sum_{i=1}^{n-1} \frac{e_i + e_{i+1}}{(T_i + T_{i+1})^2 / 2} \Delta s_i}. \quad (8-30)$$

überführt werden.

Wird für T_m ein für mittlere Atmosphärenzustände repräsentativer, konstanter Wert gewählt, so resultiert daraus eine mit Gleichung (8-32) gegebene verkürzte, lediglich von zwei Konstanten abhängige Formel zur Berechnung der Brechungszahl, welche mittels

$$\frac{T_m}{T} \approx 1 \quad (8-31)$$

aus Gleichung (8-25) erhalten werden kann.

$$N = k_1 \frac{p_d}{T} + [k_2 T_m + k_3] \frac{e}{T^2} \quad (8-32)$$

BEAN UND DUTTON (1966) wählen T_m zu 273 K, DAVIS ET AL. (1985) zu 260 K.

Im weiteren Verlauf dieses Kapitel werden die wichtigsten experimentellen Ansätze und Varianten zur Bestimmung der Koeffizienten k_i diskutiert, zuvor soll aufgezeigt werden, welche unterschiedlichen Varianten zur Berechnung des Wasserdampfdrucks e [hPa] bestehen.

8.3.2 Modellierung des Wasserdampfdrucks

Bei der praktischen Anwendung von Gleichung (8-25) wird der Wasserdampfdruck i.d.R. basierend auf T - und rh -Angaben berechnet. Hierbei kann der Partialdruck des Wasserdampfs e , wie bspw. in der Berner GPS-Software realisiert, über

$$e = \left(\frac{rh}{100} \right) e^{-37.2465 + 0.2131665T - 0.000256908T^2} \quad (8-33)$$

mit T in [K] und
 rh in [%]

berechnet werden. Durch

$$e = \left(\frac{rh}{100} \right) e_{\text{Sät}} rh_W \quad (8-34)$$

$$e_{\text{Sät}} = 0.01e^{-6343.1645000/T + 33.93711047 - 0.019121316T + 0.000012378847T^2}$$

$$rh_W = 1.00062 + 3.14p10^{-6} + 5.6(T-273.15)^2 10^{-7}$$

mit p in [hPa],
 T in [K] und
 rh in [%]

besteht in Abhängigkeit von relativer Feuchte rh , Temperatur T und Luftdruck p nach GIACOMO (1982) und DAVIS (1992) eine zu Gleichung (8-33) alternative, allgemeingültige Vorschrift. Abbildung 8-13 veranschaulicht die primär von rh abhängigen Unterschiede zwischen diesen beiden funktionalen Zusammenhängen.

Diese Unterschiede variieren in Abhängigkeit von der relativen Luftfeuchte und nehmen mit zunehmender Feuchte zu, erreichen jedoch selbst für hohe Temperaturen und extreme rh -Werte (100%) keine Beträge größer als 2 hPa. Deshalb erscheint es ausreichend den bisherigen Standard der Berner GPS-Software beizubehalten und Gleichung (8-33) zu verwenden.

In der meteorologischen Fachliteratur - z.B. KRAUS (2001) oder MAHLBERG (2002) - wird im Gegensatz zur üblichen Vorgehensweise der GPS- oder EDM⁸⁻²⁸-Auswertepaxis bei der Berechnung des Sättigungsdampfdrucks $e_{\text{sät}}$ hinsichtlich der Umgebungstemperatur bzw. der Oberflächenbeschaffenheit (Aggregatzustand) unterschieden. Die theoretische Grundlage für diesen physikalischen Prozess stellt die Gleichung von Clausius-Clapeyron (STULL 2000) dar, welche einen funktionalen Zusammenhang zwischen dem Sättigungsdampfdruck und der absoluten Temperatur herstellt. Be-

⁸⁻²⁸ Elektronische Distanzmessung

trachtet man ein abgeschlossenes System, so hat sich gesättigte Luft genau dann eingestellt, wenn gleich viele Moleküle vom festen oder flüssigen Zustand in den gasförmigen Aggregatzustand übergehen wie umgekehrt. Die Sättigung des Wasserdampfes ist somit definiert als maximaler Wasserdampfgehalt, der in einem Volumen enthalten sein kann. Je höher die Temperatur ist, um so größer ist der Sättigungswert. Wird der Sättigungswert überschritten, so muss Wasserdampf zu Wasser kondensieren, wodurch Energie freigesetzt wird. Jedoch spielt hierbei auch die Oberflächenbeschaffenheit eine wichtige Rolle, deshalb wird bei empirischen meteorologischen Formeln i.Allg. zwischen Eis und Wasser unterschieden. Bspw. ist nach MAHLBERG (2002) die Formel von Murray durch

$$\begin{aligned}
 e_{\text{sät,Eis}} &= 6.1 \cdot 10^{\frac{9.5T}{T+265.5}} && \text{mit } T \text{ in } [^\circ \text{C}]. \\
 e_{\text{sät,Wasser}} &= 6.1 \cdot 10^{\frac{7.5T}{T+237.2}}
 \end{aligned}
 \tag{8-35}$$

gegeben. $e_{\text{sät}}$ ist somit im Gegensatz zu Gleichung (8-34) druckinvariant, da sich e aus $e_{\text{sät}}$ unter Verwendung von

$$e = \frac{rh}{100} e_{\text{sät}}
 \tag{8-36}$$

berechnen lässt.

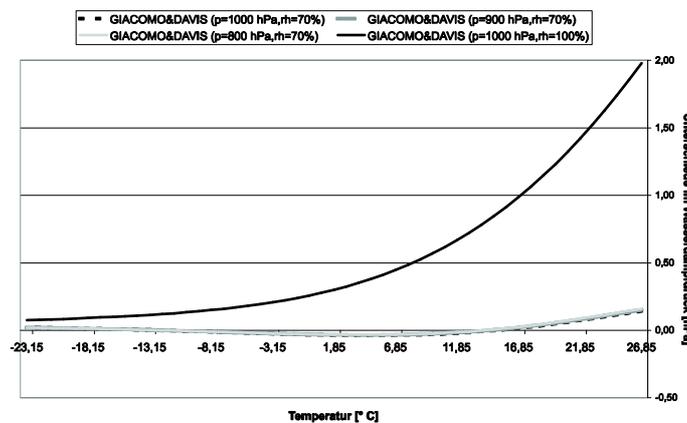


Abbildung 8-13: Unterschiede zwischen funktionalen Zusammenhängen zur Berechnung des Wasserdampfdrucks; dargestellt: Unterschiede von Gleichung (8-34): Giacomo&Davis relativ zu Gleichung (8-33): Berner GPS-Software

Neben den Gleichungen (8-34) und (8-35) sind in der meteorologischen Fachliteratur weitere empirische Formeln zur Beschreibung des Sättigungsdampfdrucks zu finden. Nach KRAUS (2001) sind

- die Formeln von Goff und Gratch,
- die Magnus-Formel und
- die Beziehung von Murray

zu unterscheiden. Die 1947 von der WMO akzeptierte hochgenaue, jedoch komplexe Formel von Goff und Gratch ist in der Form von Murray unter Verwendung von Siedetemperatur T_S (373.16 K) und Nullpunkttemperatur T_{Null} (273.16 K) mit

$$\begin{aligned}
 e_{\text{sät,Eis}} &= 5.75185606 \cdot 10^{10} e^{-20.947031 \frac{T_{Null}}{T} - 3.56654 \ln \frac{T_{Null}}{T} - \frac{2.01889049T}{T_{Null}}} && ; \text{für } T \in [173.16 \text{ K}; 273.16 \text{ K}] \\
 e_{\text{sät,Wasser}} &= 7.95357242 \cdot 10^{10} e^{-18.1972839 \frac{T_S}{T} + 5.02808 \ln \frac{T_S}{T} - 70242.1852a_1 + 58.0691913a_2} && ; \text{für } T > 273.16 \text{ K} \\
 \text{mit } a_1 &= e^{\frac{-26.1205253T}{T_S}} && \text{und } a_2 = e^{-8.03945282 \frac{T_S}{T}}
 \end{aligned}
 \tag{8-37}$$

gegeben. Die Beziehung von Murray in alternativer Notation ermöglicht mit Gleichung (8-38) die Berechnung von $e_{\text{sät}}$ ebenfalls unter Berücksichtigung des Aggregatzustands.

$$\begin{aligned}
 e_{\text{sät}} &= 6.1078 \cdot e^{\frac{a(r[\text{K}]-273.16)}{T[\text{K}]-b}} \\
 \text{mit } a_{\text{Eis}} &= 21.8745584 \\
 b_{\text{Eis}} &= 7.66 \text{ K} \\
 a_{\text{Wasser}} &= 17.2693882 \\
 b_{\text{Wasser}} &= 35.86 \text{ K}
 \end{aligned}
 \tag{8-38}$$

Die Magnus-Formel lautet:

$$e_{\text{sät,Wasser}} = 6.1078 \cdot e^{\frac{17.17[\text{°C}]}{T[\text{°C}]+235}} \quad (8-39)$$

Sie unterscheidet nicht zwischen Aggregatzuständen.

Gleichung (8-39) kann durch den Übergang von absoluten Temperaturangaben zu Temperaturangaben in der Einheit [° C] leicht aus dem für Wasser anzuwendenden Formelteil von Gleichung (8-38) erhalten werden und wird deshalb im weiteren Verlauf der Arbeit nicht berücksichtigt.

Ein Vergleich der beiden Notationen der Murray-Formel ist mit Abbildung 8-14 gegeben. Die Unterschiede werden maximal für hohe Luftfechtigkeiten im Bereich von 10-15° C. Daneben vollzieht sich der Übergang von der Eis- auf die Wasserformel sprunghaft. Auf Grund der geringen Unterschiede ($\Delta < 0.004$ hPa) wird bei weiteren Vergleichsuntersuchungen lediglich der durch Gleichung (8-38) gegebene Ansatz berücksichtigt.

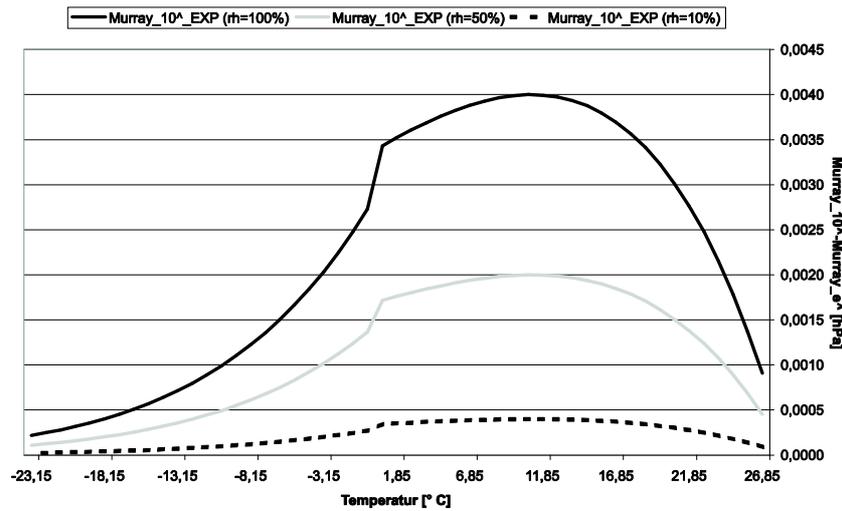


Abbildung 8-14: Alternative Notationen der Murray-Formel zur Berechnung des Wasserdampfdrucks

In Abbildung 8-15 sind die verschiedenen o.g. Ansätze zur Berechnung des Wasserdampfdrucks vergleichend zum Ansatz von Goff und Gratch dargestellt. Es ergeben sich die größten Abweichungen für hohe Luftfechtigkeiten. Die Abhängigkeiten vom Druck sind sehr gering. Auffällig sind wiederum die Auswirkungen der Änderung der Modellbildung im Bereich von 0° C. Am besten wird die komplexe Modellbildung von Geoff und Gratch durch das Modell von Murray (Gleichung (8-38)) repräsentiert. Auf die Darstellung der Differenzen wird verzichtet, da die maximalen Differenzen kleiner als 0.01 hPa sind.

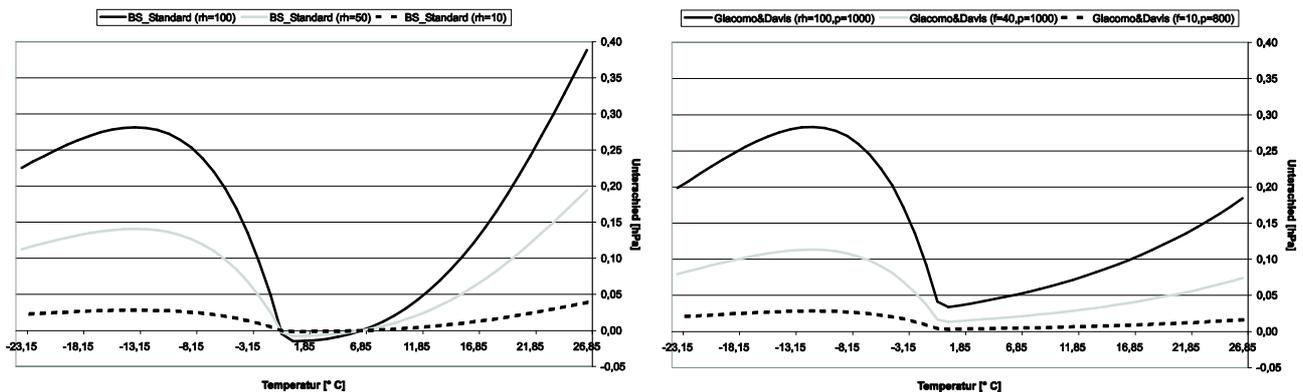


Abbildung 8-15: Vergleich verschiedener Formeln zur Berechnung des Wasserdampfdrucks relativ zum Modell von Goff und Gratch; links: Standardmodell der Berner GPS-Software; rechts: Modell von Giacomo bzw. Davis

Im Folgenden wird das Modell von Murray verwendet, da hieraus die geringsten Abweichungen zum komplexen und genauesten Modell (Goff und Gratch) resultieren.

8.3.3 Einfluss der Realisierung des absoluten Temperaturnullpunkts

In Kapitel 8.3.4 werden verschiedenen Modellansätze zur Berechnung der Brechungszahl basierend auf meteorologischen Parametern beschrieben, dabei werden neben dem Wert 273.15 K alternative Realisierungen für den Nullpunkt der Temperaturskala (z.B. 273.00 K, 273.16 K) verwendet.

Zur Evaluierung des Einflusses solcher Approximationen wird das Prinzip der Varianzfortpflanzung auf die Gleichungen (8-33) und (8-38) angewandt. Aus Gleichung (8-33) ergibt sich

$$\Delta_e^2 = \left(\frac{rh}{100}\right)^2 ce^c (0.2131665 - 2T0.000256908)^2 \Delta_T^2 \tag{8-40}$$

mit $c = (-37.2465 + 0.2131665T - 0.000256908T^2)^2$.

Abbildung 8-16 zeigt den Verlauf von Gleichung (8-40) für maximale relative Feuchtigkeiten von 100%, da dieser Ansatz in der Berner GPS-Software standardmäßig verwendet wird, wird Gleichung (8-40) in der Legende von Abbildung 8-16 mit Δ_e_BS bezeichnet.

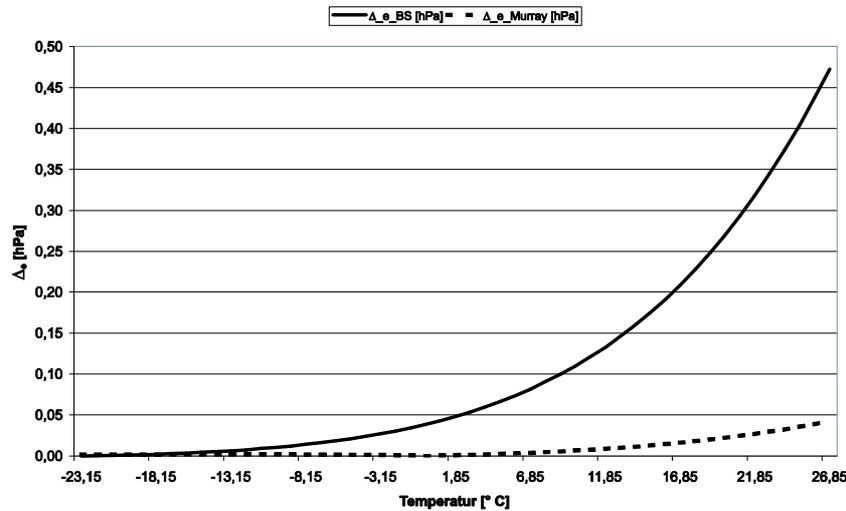


Abbildung 8-16: Einfluss der Realisierung des absoluten Nullpunktes auf den Wasserdampfdruck

Für maximale rh -Werte und hohe Temperaturen resultieren aus einem Temperaturfehler von 0.1 K durch den Standardansatz der Berner GPS-Software Fehler bis zu maximal 0.5 hPa. Für kältere Umgebungen ergeben sich deutlich geringere Werte.

In Abbildung 8-16 ist ebenfalls der Einfluss eines Temperaturfehlers von 0.1 K auf die mit Gleichung (8-38) gegebene Formel zur Berechnung des Wasserdampfdrucks veranschaulicht, der mittels

$$\Delta_e^2 = \left(\frac{f}{100}\right)^2 6.1078^2 e^{\frac{a(T-273.16)}{T-b}} \left(\frac{a(T-273.16)}{T-b}\right)^2 \left(\frac{a(273.16-b)}{(T-b)^2}\right)^2 \Delta_T^2 \tag{8-41}$$

mit $a_{Eis} = 21.8745584$
 $b_{Eis} = 7.66 \text{ K}$
 $a_{Wasser} = 17.2693882$
 $b_{Wasser} = 35.86 \text{ K}$

berechnet werden kann. Vergleichend zum Standardmodell der Berner GPS-Software zeigt sich eine geringere Anfälligkeit gegenüber Temperaturfehlern. Selbst für hohe Temperaturen ist der resultierende Fehler im Wasserdampfdruck sehr klein.

Exemplarische Untersuchungen hinsichtlich des Einflusses von alternativen Modellbildungen für den Partialdruck des Wasserdampfs im Rahmen von langzeitstatischen GPS-Auswertungen erbrachten keine Unterschiede.

8.3.4 Modellierung der neutrosphärischen Brechungszahl unter der Idealgasannahme

Mit Gleichung (8-22) ist die allgemeine Gasgleichung für ideale Gase gegeben. Teilt man die Neutrosphäre in trockene und feuchte Bereiche ein, so ergeben sich in Abhängigkeit von den jeweiligen spezifischen Gaskonstanten R_d und R_w , die mittels

$$R_i = \frac{R}{M_i}; i \in \{d, w\} \quad (8-42)$$

unter Verwendung der molaren Massen M_i (siehe Tabelle 8-6) berechnet werden können. Für die Partialdruckanteile des trockenen sowie des feuchten Anteils ergeben sich die Formeln:

$$\begin{aligned} p_d &= \rho_d R_d T \\ e &= \rho_w R_w T. \end{aligned} \quad (8-43)$$

Dabei sind sowohl die allgemeine Gaskonstante R als auch die molaren Massen M_i sehr genau bekannt. Deshalb werden diese Konstanten im Rahmen von Genauigkeitsbetrachtungen i.d.R. vernachlässigt. DAVIS (1986) führt an, dass die molaren Massen bis in eine Höhe von ca. 100 km konstant bleiben. In LIDE (2004) wird für M_d eine Genauigkeit von ± 0.0014 g/mol genannt. MENDES (1999) gibt für R_d (R_w) eine Genauigkeit von ± 0.01 J/kg/K (± 0.003 J/kg/K) an.

Tabelle 8-6: Zahlenwerte der molaren Massen M_d und M_w

M_d -Wert [g/mol]	M_w -Wert [g/mol]	Literaturstelle
28.9644	18.0152	DAVIS ET AL. (1985)
28.965	18.016	KRAUS (2001)
28.96	18.02	MAHLBERG (2002)
28.9644	18.01528	LIDE (2004)

Teilweise wird Gleichung (8-25) unter Verwendung von

$$p = p_d + e \quad (8-44)$$

in Abhängigkeit vom absoluten atmosphärischen Druck p und Wasserdampfdruck e durch

$$N = k_1 \frac{p}{T} + (k_2 - k_1) \frac{e}{T} + k_3 \frac{e}{T^2} \quad (8-45)$$

angegeben. Basierend auf Gleichung (8-43) kann Gleichung (8-25) in

$$N = k_1 \rho R_d + \left(k_2 - \frac{R_d}{R_w} k_1 \right) \frac{e}{T} + k_3 \frac{e}{T^2} \quad (8-46)$$

umgeformt werden. Mittels

$$\bar{k}_2 = k_2 - \frac{R_d}{R_w} k_1 = k_2 - \frac{M_w}{M_d} k_1 \approx k_2 - 0.622 k_1 \quad (8-47)$$

kann Gleichung (8-46) übersichtlicher dargestellt werden. Es ergibt sich

$$N = k_1 \rho R_d + \bar{k}_2 \frac{e}{T} + k_3 \frac{e}{T^2}. \quad (8-48)$$

Im Folgenden sollen verschiedene Modelle beschrieben werden, die die Berechnung der Brechungszahl und damit der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung ermöglichen. V.a bei älteren Modellen werden dabei Druckeinheiten abweichend von der Einheit Pascal verwendet. Zur besseren Vergleichbarkeit erfolgt in solchen Fällen deshalb unter Verwendung von

$$p[\text{hPa}] = p[\text{mbar}] = \frac{1013.25}{760} p[\text{mmHg}] = \frac{1013.25}{760} p[\text{Torr}] \quad (8-49)$$

eine Umrechnung.

8.3.4.1 Das Modell von Essen und Froome

In verschiedenen empirischen für die Frequenzen 72 GHz, 24 GHz sowie 9.2 GHz mittels Hohlraumresonatoren durchgeführten Untersuchungen wurden die Brechungsindizes für trockene, CO₂-freie Luft, Stickstoff, Sauerstoff, Argon und Kohlendioxid bestimmt. Unter der Annahme, diese Teilkomponenten verhalten sich wie ideale Gase, wurde von ESSEN UND FROOME (1951) ein diskreter Zahlenwerte für die Konstante k_1 der Gleichung (8-25) auf $T = 20^\circ \text{C}$ und $p = 1013.25$ hPa bezogen mit einer relativen Genauigkeit bzgl. N von 0.035% ermittelt. Die experimentelle Bestim-

mung des vom Wasserdampfdruck beeinflussten Brechungsindex für den Temperaturbereich [15° C; 25° C] und für $e \in [8 \text{ hPa}; 18.7 \text{ hPa}]$ durchgeführt, was lediglich die direkte, auf 20° C und 13.3 hPa normierte Bestimmung von k_3 ermöglicht. Die Konstante k_2 wurde mittels Extrapolation aus im optischen Bereich durchgeführten Messungen erhalten. Der primär vom atmosphärischen Druck der Luft beeinflusste trockene Anteil der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung wird unter Vernachlässigung von p_{CO_2} durch

$$\Delta_{NEU,d} = 10^{-6} \int_E^{EG} 77.624 \frac{p_d}{T} ds \quad (8-50)$$

berechnet, der feuchte Anteil mittels

$$\Delta_{NEU,w} = 10^{-6} \int_E^{EG} \left(64.700 \frac{e}{T} + 371896 \frac{e}{T^2} \right) ds. \quad (8-51)$$

Die meteorologischen Parameter p_d , e und T müssen zur Verarbeitung der Gleichungen (8-50) und (8-51) innerhalb der elektrisch neutralen Atmosphäre bekannt sein.

Von 1960 (IUGG 1960) bis 1999 (IAG RESOLUTION 1999) war dieses Modell das von der IUGG (International Union of Geodesy and Geophysics) empfohlene Modell zur Kompensation des Einflusses der nicht signifikant ionisierten Atmosphärenbereiche auf mikrowellengestützte EDM.

Gleichung (8-50) und (8-51) werden in ihrer Gesamtheit als (vereinfachtes) Modell von Essen und Froome bezeichnet. Daneben existieren komplexere und vollständigere Varianten, worin bspw. über den p_{CO_2} -bezogenen Koeffizienten k_4 ($k_4 \approx 133.1$) verfügt wird (ESSEN UND FROOME 1969) oder eine verbesserte und repräsentativere Bestimmung des Einflusses des Wasserdampfdrucks erreicht wird (ESSEN UND FROOME 1951).

Das Modell von Essen und Froome verwendet als funktionalen Zusammenhang zwischen Kelvin- und Celsius-Temperaturskala

$$T [\text{K}] = T [^\circ \text{C}] + 273^\circ. \quad (8-52)$$

Aus dieser Approximation resultiert ein systematischer Fehler, der v.a. bei tiefen Temperaturen und hohem Luftdruck die spezifizierte Genauigkeit des vereinfachten Modells (DEICHL 1969) deutlich übersteigt und dazu führt, dass der Brechungsindex zu klein (0.35 ppm) geschätzt wird (DEICHL 1984). 1953 wurden von ESSEN (1953) erneute Messungen durchgeführt, welche für trockene und CO_2 -freie Luft ($p = 1013.25 \text{ hPa}$, $T = 0^\circ \text{ C}$) die Koeffizienten k_1 , k_2 und k_3 zu 77.6654, 75.1682 bzw. 369226 bestimmten.

Das in DE MUNCK (1970) beschriebene globale Modell, welches den CO_2 -Gehalt teilweise vernachlässigt, sei an dieser Stelle nur der Vollständigkeit halber erwähnt, da es vergleichend zum genaueren Modell von Essen und Froome nur sehr geringe Unterschiede aufweist.

8.3.4.2 Die Modelle von Smith und Weintraub

Im Gegensatz zum experimentellen Bestimmen der k_i -Werte haben SMITH UND WEINTRAUB (1953) die Ergebnisse verschiedener Einzelexperimente kombiniert, woraus

$$N = (77.607 \pm 0.013) \frac{p_d}{T} + (71.6 \pm 8.5) \frac{e}{T} + (374700 \pm 3100) \frac{e}{T^2} \quad (8-53)$$

resultiert. Hierbei wurden jedoch Ergebnisse einzelner Experimente berücksichtigt, die teilweise aus dem optischen Bereich extrapoliert wurden, somit ist die Einsetzbarkeit dieses Modells zu überprüfen, wenn hochgenaue Werte für die neutrosphärische Laufzeitverzögerung berechnet werden sollen. Die mit Gleichung (8-53) erzielbaren relativen Genauigkeiten werden für trockene (feuchte) Atmosphärenanteile mit 0.02% (0.5%) angegeben.

Unter Verwendung von Gleichung (8-32) wird das 2-Term-Modell von Smith und Weintraub erhalten:

$$N = 77.6 \frac{p}{T} + 373000 \frac{e}{T^2}. \quad (8-54)$$

Basierend auf dem 3-Term-Modell von Smith und Weintraub ergeben sich für auf Meeressniveau bezogene Standardwerte ($T = 20^\circ \text{ C}$, $p = 1013 \text{ hPa}$, $e = 20 \text{ hPa}$) bzw. für repräsentative mittlere Werte der Antarktischen Halbinsel ($T = 0^\circ \text{ C}$, $p = 986 \text{ hPa}$, $e = 7 \text{ hPa}$) die in Tabelle 8-7 aufgelisteten absoluten bzw. prozentualen Anteile von Gleichung (8-53).

Tabelle 8-7: Beiträge der Konstanten k_i zu N

	absolut				prozentual		
	k_1 -Term	k_2 -Term	k_3 -Term	Summe	k_1 -Term	k_2 -Term	k_3 -Term
Standard	263.02	4.89	87.29	355.20	74.05	1.38	24.57
Halbinsel	278.30	1.84	35.19	315.35	88.26	0.58	11.16

BEAN UND DUTTON (1966) geben dieser Formel gegenüber dem Modell von Essen und Froome den Vorzug, da sie ein gewichtetes Mittel aus verschiedenen unabhängigen Versuchsanordnungen darstellt, wodurch zuverlässigere Ergebnisse erzielbar sind. Smith und Weintraub verwenden - wie auch Essen und Froome - als absoluten Nullpunkt der Temperaturskala den Wert -273°C .

LUDWIG (1967) gibt für den Meteorologiebereich $T \in [223 \text{ K}; 313 \text{ K}]$, $p \in [200 \text{ hPa}; 1100 \text{ hPa}]$ und $e \in [0 \text{ hPa}; 30 \text{ hPa}]$ für das 3-Term-Modell von Smith und Weintraub eine relative Genauigkeit für N mit 0.5% an und bestätigen somit die Genauigkeitsangabe der originären Veröffentlichung von Smith und Weintraub. Nach THAYER (1974) hingegen sind mittels Gleichung (8-53) relative Genauigkeiten von 1% erzielbar.

In Kapitel 8.1.2 wurde auf die geringen Unterschiede zwischen hydrostatischer und trockener bzw. nicht-hydrostatischer und feuchter neutrosphärischer Laufzeitverzögerung hingewiesen. Basierend auf Gleichung (8-53) kann dieser Formalismus für mittlere meteorologische Bedingungen der Antarktischen Halbinsel auf einen relativen Fehler von ca. 0.6% der Brechungszahl auf Meeresebene quantifiziert werden. Dies entspricht einem Fehler von ca. 7 hPa bei der Druck- oder ca. 2°C bei der Temperaturmessung.

8.3.4.3 Weitere Ansätze zur Bestimmung der neutrosphärischen Brechungszahl

Im Folgenden sollen weitere ausgewählte Experimente und Ansätze beschrieben werden, die basierend auf alternativen empirischen Koeffizienten die Berechnung der Brechungszahl in der Neutrosphäre und somit der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung ermöglichen. Einen sehr guten, ausführlichen und akzentuierten Überblick aller im Folgenden aufgeführten Modelle gibt RUEGER (2002).

BIRNBAUM UND CHATTERJEE (1952) erhalten basierend auf Messungen der Dielektrizitätskonstanten des als ideales Gas behandelten Wasserdampfs Schätzungen für k_2 und k_3 mit zugehörigen Genauigkeiten von 69.270 ± 12.99 und 377380 ± 4330 .

Boudouris bestimmte 1963 die Brechungsindizes idealer atmosphärischer Gase für große Temperatur- und Druckbereiche ($T \in [0^\circ \text{C}; 50^\circ \text{C}]$; $p \in [1 \text{ hPa}; 1013.25 \text{ hPa}]$) normiert auf $T = 0^\circ \text{C}$ und $p = 1013.25 \text{ hPa}$ zu

$$\begin{aligned} k_1 &= 77.594 \pm 0.075 \\ k_2 &= 71.968 \pm 10.5, \\ k_3 &= 375406 \pm 3000 \end{aligned} \quad (8-55)$$

wobei die Konstante k_1 durch eine Erhöhung um 0.01% den CO_2 -Einfluss enthält (RUEGER 2002). Die relative Genauigkeit dieses Modells wird mit 0.5% für $T \in [-50^\circ \text{C}; 40^\circ \text{C}]$, $p \in [187 \text{ hPa}; 1013 \text{ hPa}]$ und $e \in [0 \text{ hPa}; 27 \text{ hPa}]$ angegeben. THAYER (1974) führt an, dass die veröffentlichten Genauigkeiten auf Grund vernachlässigter Korrelation zwischen k_2 und k_3 nur bedingt aussagekräftig und weiterverarbeitbar sind.

NEWELL UND BAIRD (1965) verwenden einen ähnlichen Versuchsaufbau wie ESSEN UND FROOME (1951) und erhalten u.a. unter Verwendung der für den optischen Bereich gültigen Formel von BARRELL UND SEARS (1939)

$$\begin{aligned} k_1 &= 77.6735 \pm 0.0135 \\ k_4 &= 133.484 \pm 0.022. \end{aligned} \quad (8-56)$$

BEAN UND DUTTON (1966) geben eine 2-Term-Variante des originären Modells von Smith und Weintraub mit $k_1 = 77.6$ bzw. $k_3 = 373256^{8-29}$ an.

Zhevakin und Naumov (1967, nach RUEGER (2002)) berücksichtigen die dielektrische Polarisation des Wasserdampfs sowie die magnetische Permeabilität des Sauerstoffs. Unter Vernachlässigung der magnetischen Restpermeabilität ergibt sich N zu

⁸⁻²⁹ Nach CUCURULL (2001) nimmt k_3 den Wert 382000 an, nach BRUNNER (1988) 353000.

$$N = (77.607 \pm 0.013) \frac{P_d - CO_2}{T} + (71.6 \pm 0.8) \frac{e}{T} + (307658 \pm 492) \frac{e}{T^{1.97}} + (129.34 \pm 0.02) \frac{P_{CO_2}}{T}. \quad (8-57)$$

Von der Gruppe um H.J. Liebe existiert eine Vielzahl von Veröffentlichungen, die zeitlich zwei Dekaden umfasst und viele frühere Veröffentlichungen verifiziert. Nach LIEBE (1996) gilt

$$N = 77.6400 \frac{P_d}{T} + 71.7 \frac{e}{T} + 374670 \frac{e}{T^2}. \quad (8-58)$$

Die in BEVIS ET AL. (1994) verwendeten Konstanten

$$\begin{aligned} k_1 &= 77.6 \pm 0.05, \\ k_2 &= 70.4 \pm 2.2 \text{ und} \\ k_3 &= 373900 \pm 1200 \end{aligned} \quad (8-59)$$

verzichten auf die Berücksichtigung anomaler Refraktion und der $k_2 k_3$ -Korrelation, da die von HASEGAWA UND STOKESBERRY (1975) verwendete Datengrundlage (17 Modelle) verarbeitet wird, welche u.a. das Modell von Essen und Froome beinhaltet. Deshalb sollten nach RUEGER (2002) v.a. die korrespondierenden Genauigkeiten sorgsam benutzt werden.

8.3.4.4 Einfluss der Koeffizienten k_i

Werden anstatt der Tabelle 8-7 zu Grunde liegenden Konstanten k_i des 3-Term-Modells von Smith und Weintraub die Konstanten der oben angeführten Modelle verwendet, so ergeben sich gegenüber dem 3-Term-Modell von Smith und Weintraub für mittlere meteorologische Bedingungen der Antarktischen Halbinsel im Bearbeitungszeitraum bezogen auf Meeressniveau die in Tabelle 8-8 dargestellten relativen Abweichungen. Die Differenzbeträge sind für 3-Term-Modell (2-Term-Modelle) allesamt kleiner als 0.15% (0.75%) und bewegen sich somit im Rahmen der oben angegebenen Genauigkeiten.

Tabelle 8-8: Einfluss der Koeffizienten k_i relativ zum 3-Term-Modell von Smith und Weintraub

Modell	Essen & Froome (8-50), (8-51)	Smith & Weintraub (8-54)	Bean & Dutton	Boudouris (8-55)	Liebe (8-58)	Bevis (8-59)
ΔN [%]	-0.12	-0.64	-0.63	0.01	0.04	-0.04

Auf die Einflüsse unterschiedlicher k_i -Koeffizienten im Kontext der Berechnung der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung wird im weiteren Verlauf der Arbeit eingegangen.

8.3.5 Modellbildung abweichend von der Idealgasannahme

Alle bisher angeführten Modelle behandeln die Teilkomponenten der Atmosphäre wie ideale Gase. THAYER (1974) weicht von dieser Annahme ab, welche bei Vernachlässigung zu einem Fehler in der trockenen (feuchten) Komponente von 0.04 ppm (0.1 ppm) führen kann.

Wird die Erdatmosphäre nicht als ein Gemisch idealer Gasen aufgefasst, so muss der dimensionslose Kompressions- bzw. Realgasfaktor Z^{8-30} in den Gleichungen (8-25), (8-22) und (8-43) berücksichtigt werden. Es ergeben sich die folgenden Gleichungen für das Brechungsverhalten in der neutralen Atmosphäre

$$N = k_1 \frac{P_d}{TZ_d} + k_2 \frac{e}{TZ_w} + k_3 \frac{e}{T^2 Z_w} = \left(k_1 \frac{P_d}{T} \right) \frac{1}{Z_d} + \left(k_2 \frac{e}{T} + k_3 \frac{e}{T^2} \right) \frac{1}{Z_w} \quad (8-60)$$

bzw. für die (Partial-)Druckberechnung

$$\begin{aligned} p &= \rho R Z T \\ p_d &= \rho_d R_d Z_d T \\ e &= \rho_w R_w Z_w T \end{aligned} \quad (8-61)$$

Für ideale Gase nimmt Z den Wert 1 an (OWENS 1967). Die Realgasfaktoren tragen der Wechselwirkung der Moleküle realer Gase Rechnung. Z_d und Z_w berechnen sich bspw. nach OWENS (1967) durch die empirischen Formeln

⁸⁻³⁰ Z entspricht dem Kehrwert des molaren Gewichts.

$$Z_d^{-1} = 1 + p_d \left(57.90 \cdot 10^{-8} - \frac{9.325 \cdot 10^{-4}}{T} + \frac{0.25844}{T^2} \right)$$

$$Z_w^{-1} = 1 + e \left(1 + 3.7 \cdot 10^{-4} e \right) \left(-2.37321 \cdot 10^{-3} + \frac{2.23366}{T} - \frac{710.792}{T^2} + \frac{7751.41}{T^3} \right) \quad (8-62)$$

mit p_d in [hPa], T in [K] und e in [hPa].

Abbildung 8-17 visualisiert die beiden formalen Zusammenhänge für einen Temperaturbereich von 250 K bis 300 K.

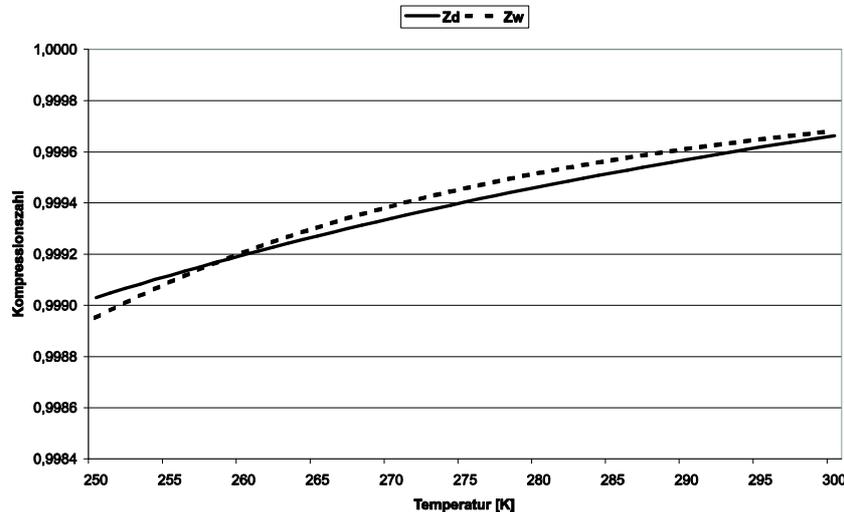


Abbildung 8-17: Verlauf der Kompressionszahlen Z_d und Z_w

Nach ASKNE UND NORDIUS (1987) weichen Z_d bzw. Z_w lediglich um weniger als 0.1% vom Einheitswert ab, weshalb diese Faktoren i.d.R. vernachlässigt bleiben. Die Abweichung zum Einheitswert nimmt mit zunehmender Höhe zudem exponentiell ab. Für mittlere meteorologische Bedingungen, die im Bearbeitungszeitraum für den Bereich der Antarktischen Halbinsel auf Meeressniveau gelten, ergeben sich systematische relative (absolute) Erhöhungen der Brechungszahl um ca. 0.06% (0.194), die jedoch deutlich geringer sind als die oben angeführten Genauigkeiten der 3- bzw. 2-Term-Modelle. Deshalb erscheint die Vernachlässigung dieses Einflussfaktors zu keinen Genauigkeitseinbußen zu führen.

Die von THAYER (1974) ermittelten Konstanten für Frequenzen größer 20 GHz lauten

$$\begin{aligned} k_1 &= 77.604 \pm 0.014, \\ k_2 &= 64.79 \pm 0.08 \text{ und} \\ k_3 &= 377600 \pm 400. \end{aligned} \quad (8-63)$$

Die relative Gesamtgenauigkeit wird unter extremen Bedingungen mit 1% beziffert. Bei normalen meteorologischen Bedingungen liefert THAYER (1974) mit einer relativen Genauigkeit von 0.02% den trockenen Anteil, eine nach RUEGER (2002) realistische Genauigkeit. THAYER (1974) selbst gibt eine relative Genauigkeit von 0.05% an.

THAYER (1974) stellte erstmalig die hohe mathematische Korrelation (-99.5%) zwischen den Koeffizienten k_2 und k_3 fest, die bei Genauigkeitsbetrachtungen berücksichtigt werden muss. Der von THAYER (1974) verwendete k_1 -Wert entspricht dem ungenau bestimmten k_1 -Wert des Modells von SMITH UND WEINTRAUB (1953). Weiterhin empfehlen bspw. HILL ET AL. (1982), HILL (1996) oder RUEGER (2002) auf Grund unzutreffender Annahmen (z.B. Extrapolation von im optischen Bereich durchgeführten Messungen) ebenso die Konstanten k_2 und k_3 nicht zu verwenden. Dies ist v.a. deshalb beachtenswert, da das Thayer-Modell in sehr vielen, aktuellen geodätischen Anwendungen, die sich bspw. mit der Bestimmung des integrierten Wasserdampfgehalts auf der Basis von GNSS-Beobachtungen befassen, Verwendung findet.

Gleichung (8-45) kann somit in der Form

$$N = k_1 R_d \rho + \left(k_2 \frac{e}{T} + k_3 \frac{e}{T^2} \right) \frac{1}{Z_w} \quad (8-64)$$

angegeben werden. In Analogie zu Gleichung (8-26) und (8-27) ergibt sich der hydrostatische Anteil der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung unter Vernachlässigung von $\delta_{NEU,geom}$ zu

$$\Delta_{NEU,h} = 10^{-6} k_1 R_d \int_E^{EG} \rho ds \quad (8-65)$$

bzw. der nicht-hydrostatische Anteil zu

$$\Delta_{NEU,nh} = 10^{-6} \int_E^{EG} \left(k_2 \frac{e}{T} + k_3 \frac{e}{T^2} \right) \frac{1}{Z_w} ds. \quad (8-66)$$

8.3.6 Die Rueger-Modelle

Neben den im bisherigen Verlauf des Unterkapitels 8.3 beschriebenen Modellen zur Bestimmung der Brechzahl gibt RUEGER (2002) nach umfangreicher Analyse und detaillierter Diskussion aller wichtigen Modelle zwei Berechnungsvorschriften an, die zur Bestimmung von N nach dem Kriterium Genauigkeit bzw. Robustheit am besten geeignet sind. Tabelle 8-9 charakterisiert zusammenfassend das Variationsspektrum der von RUEGER (2002) berücksichtigten k_i -Koeffizienten hinsichtlich Mittel-, Maximal- und Minimalwert sowie der Genauigkeiten der Koeffizienten.

Tabelle 8-9: Variation der Konstanten k_i

	Ungewichtetes Mittel	Maximum	Minimum	maximales σ	maximales σ
k_1	77.6	80.6	76.38	0.54	0.013
k_2	70.4	102.0	61.3	21.6	0.198
k_3	373900	377600	357800	3000	400

Unter Verwendung der besten (Kriterium: Genauigkeit) Koeffizienten einzelner Modelle wird

$$N = (77.695 \pm 0.023) \frac{p_d}{T} + (71.97 \pm 10.5) \frac{e}{T} + (375406 \pm 3000) \frac{e}{T^2} \quad (8-67)$$

erhalten. Der CO_2 -Partialdruck (375 ppm) ist im k_1 -Koeffizienten enthalten. Wird ein CO_2 -Wert von 300 ppm verwendet, so ändert sich der Betrag von k_1 zu 77.691. Dieses Modell wird im Folgenden als Rueger_{best} bezeichnet.

Wird das Fortpflanzungsgesetz für Varianzen unter Vernachlässigung der Korrelation zwischen den Koeffizienten k_2 und k_3 auf Gleichung (8-67) angewandt, so ergibt sich

$$\begin{aligned} \Delta N^2 = & \left(\frac{p_d}{T} \right)^2 \Delta k_1^2 + \left(\frac{e}{T} \right)^2 \Delta k_2^2 + \left(\frac{e}{T^2} \right)^2 \Delta k_3^2 + \left(\frac{k_1}{T} \right)^2 \Delta p_d^2 + \left(\frac{k_2}{T} + \frac{k_3}{T^2} \right)^2 \Delta e^2 + \\ & \left(k_1 \frac{p_d}{T^2} + k_2 \frac{e}{T^2} + 2k_3 \frac{e}{T^3} \right)^2 \Delta T^2 \end{aligned} \quad (8-68)$$

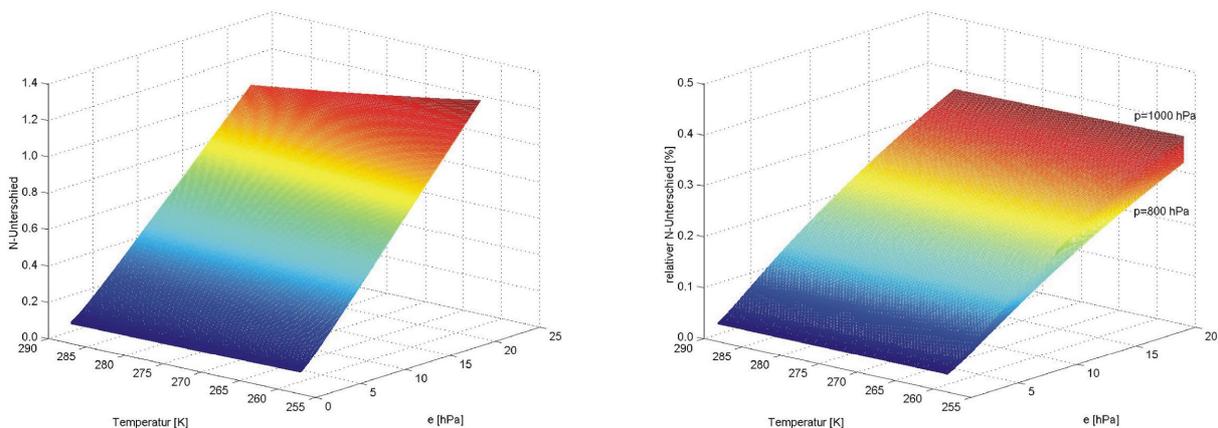


Abbildung 8-18: Einfluss der Genauigkeiten der Koeffizienten k_i auf $N_{Rueger,best}$: links: absolute Differenz, rechts: relativer Unterschied [%]

In Abbildung 8-18 sind die absoluten und relativen Einflüsse der mit Gleichung (8-67) gegebenen Genauigkeitsmaße der Koeffizienten k_i für die Bereiche der meteorologischen Parameter $T \in [-15^\circ \text{C}; 15^\circ \text{C}]$, $p \in [800 \text{ hPa}; 1000 \text{ hPa}]$ und

$e \in [1 \text{ hPa}; 20 \text{ hPa}]$ unter der Annahme eines CO_2 -Anteils von 300 ppm zur Quantifizierung der Abhängigkeiten der Berechnung der Brechungszahl auf Meeresebene dargestellt.

Maximale Einflüsse auf die Brechungszahl ergeben sich für niedrige Temperaturen und hohe Wasserdampfdruckwerte. Mit relativen Unterschieden von nahezu 0.4% belaufen sich diese Einflüsse in der Größenordnung der angegebenen Modellgenauigkeiten. Da bei der Ermittlung von N -Werten weiterhin zusätzlich die Qualität der Meteorologiedaten berücksichtigt werden muss, sind deutlich schlechtere Genauigkeiten für die neutrosphärischen Laufzeitverzögerungen zu erwarten.

Wird ein robustes Verhalten gegenüber vernachlässigten Fehlern angestrebt, ist nach RUEGER (2002)

$$N = 77.6890 \frac{p_d}{T} + 71.2952 \frac{e}{T} + 375463 \frac{e}{T^2} \quad (8-69)$$

am besten geeignet. Der Betrag von k_1 ändert sich für einen CO_2 -Anteil von 300 ppm zu 77.6848.

Die Gleichungen (8-67) bzw. (8-69) liefern für N_d bzw. N_w nach RUEGER (2002) relative Genauigkeiten von 0.02% bzw. 0.15%, welche nach der obigen Genauigkeitsbetrachtung als zu optimistisch zu bezeichnen sind.

Um eine aussagekräftige Diskussion bzgl. relevanter Einflussfaktoren der beiden o.g. Rueger-Modelle führen zu können, sollen die durch $Rueger_{best}$ (Gleichung (8-67)) und $Rueger_{robust}$ (Gleichung (8-69)) gegebenen Ansätze unter der Annahme eines CO_2 -Anteils von 300 ppm in den o.g. Meteorologiebereichen vergleichend betrachtet werden (Abbildung 8-19).

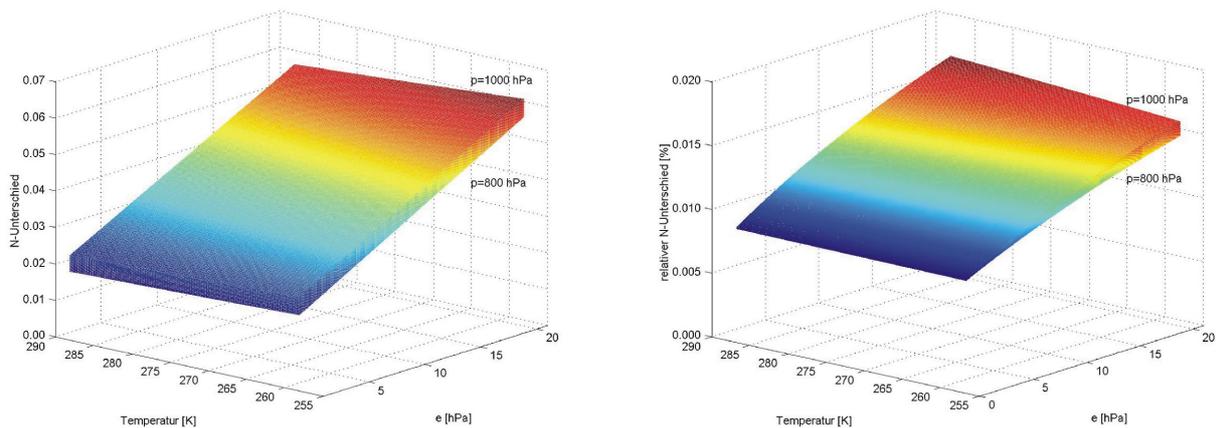


Abbildung 8-19: N -Unterschiede der Rueger-Varianten ($Rueger_{best} - Rueger_{robust}$); links: absolute Differenz, rechts: relativer Unterschied [%]

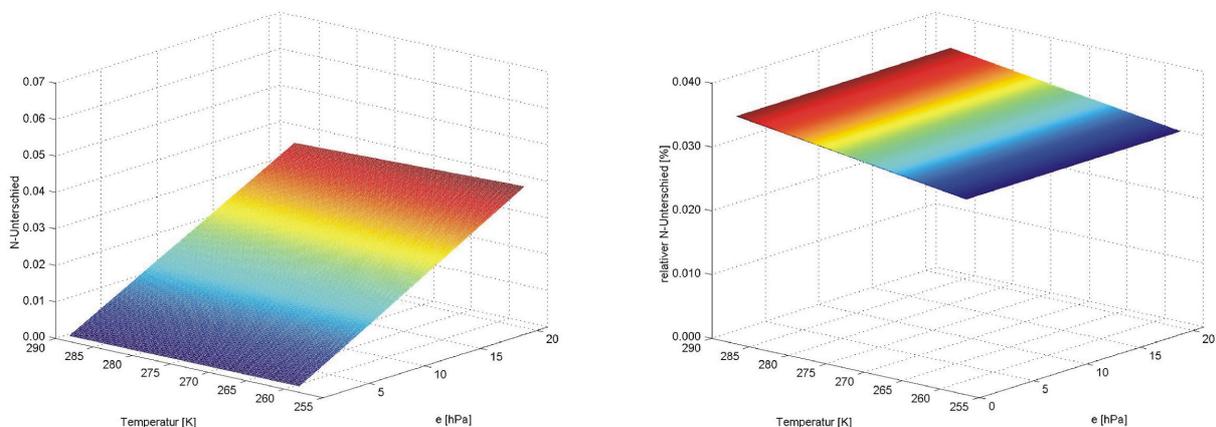


Abbildung 8-20: N_w -Unterschiede der Rueger-Varianten ($Rueger_{best} - Rueger_{robust}$); links: absolute Differenz, rechts: relativer Unterschied [%]

Absolut betrachtet (Abbildung 8-19: links; Abbildung 8-20: links), ergeben sich maximale Abweichungen (gesamt: 0.061; feucht: 0.038) für niedrige Temperaturen und hohe Beträge des Wasserdampfdrucks, wobei Gleichung (8-67) sowohl für den Gesamtanteil als auch für die feuchte Komponente größere Werte liefert. Die relativen N -Unterschiede (Abbildung 8-19: rechts; Abbildung 8-20: rechts) des Feuchtanteils sind, wie zu erwarten, größer als die relativen Unterschiede des Gesamteinflusses. Die größten relativen Unterschiede ergeben sich für hohe Temperaturen.

Die o.g. empirischen Ansätze zur Bestimmung der Brechungszahl unterscheiden sich prinzipiell hinsichtlich

- der Realisierung des absoluten Nullpunkts der Temperaturskala,
- der Berücksichtigung der k_2k_3 -Korrelation (stochastisches Modell),
- des grundlegenden Modellansatzes (funktionales Modell) z.B. Extrapolation aus dem optischen Bereich oder Vereinfachung durch 2-Term-Modell,
- der Handhabung von p_{CO_2} und
- der Idealgasannahme/Berücksichtigung der Kompressionszahlen.

Im Folgenden soll eine Validierung der Einflüsse dieser Faktoren bei der Berechnung von N durchgeführt werden; dabei werden die beiden letztgenannten Einflussfaktoren nicht berücksichtigt, da in Kapitel 8.3 gezeigt wurde, dass sie vernachlässigt werden können.

Die Einflüsse der Festlegung des absoluten Nullpunkts der Temperaturskala sind in Abbildung 8-21 dargestellt. Sie sorgen bei niedrigen Temperaturen und hohen Wasserdampfdruckwerten für maximale Fehler der Brechungszahl von ca. 0.26. Dies entspricht einem relativen Fehler von ca. 0.082%. Die Einflüsse dieses Modellparameters sind größer als die Variationen zwischen $Rueger_{best}$ und $Rueger_{robust}$.

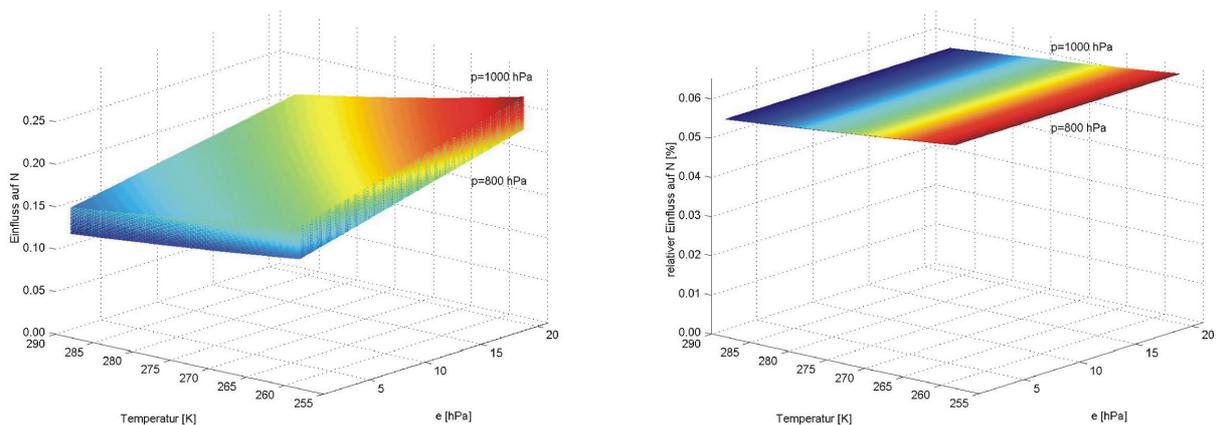


Abbildung 8-21: Einfluss der Festlegung des absoluten Nullpunkts der Temperaturskala; links: absolute Differenz, rechts: relativer Unterschied [%]

Wird Gleichung (8-68) um den zur Berücksichtigung der Korrelation zwischen k_2 und k_3 notwendigen Term

$$\frac{e^4}{T^6} \Delta_{k_2, k_3} \quad (8-70)$$

erweitert, kann der Einfluss dieses Gleichungszusatzes auf N ermittelt werden. Für maximale e -Werte und minimale Temperaturen werden maximale Differenzbeträge erhalten. Für die o.g. Meteorologiebereiche nehmen sie Werte von ca. $1.6 \cdot 10^{-5}$ an und können somit o.E.d.A. vernachlässigt werden.

Nach ausführlichem Studium der existierenden Modellansätze werden im weiteren Verlauf der Arbeit das in RUEGER (2002) erarbeitete und durch Gleichung (8-67) vorliegende Modell zur Berechnung der Brechungszahl der Neutrosphäre mit einem angenommenen CO_2 -Anteil von 300 ppm verwendet. Die häufig verwendeten Modelle von ESSEN UND FROOME (1951), SMITH UND WEINTRAUB (1953), THAYER (1974) und BEVIS ET AL. (1994) werden im Hinblick auf signifikante Unterschiede im Rahmen der N -Bestimmung bezogen auf Meeresniveau mit der Formel $Rueger_{best}$ verglichen. Das Modell von Essen und Froome weist dabei die größten Differenzen auf. Es ergeben sich bei der Berechnung der Brechungszahl absolute (relative) Unterschiede von nahezu 2 (0.6%) für das Gesamtmodell. Da absolute Differenzbeträge des Feuchtanteils ca. 90% der Fehler des Gesamtmodells annehmen (Maximum: 1.7) erhöht sich der in der feuchten Komponente begründete relative N -Unterschied auf 1.4%. Dieser Wert kann für den untersuchten Meteorologiebereich als konstant angesehen werden. Die relativen Einflüsse auf die feuchten Anteile aller anderen untersuchten Modelle weisen diese Eigenschaft ebenfalls auf. Die Abweichungen des durch BEVIS ET AL.

(1994) gegebenen Modells gegenüber $Rueger_{best}$ sind deutlich geringer (Maximum: 1.0); bei weitem jedoch nicht so gering wie bei den Modellen von Smith und Weintraub oder Thayer, die im Gegensatz zu diesem Modell für den Feuchtanteil teilweise größere Werte für die Brechungszahl liefern als das Vergleichsmodell von RUEGER (2002). Somit ist von der Verwendung der Modelle von ESSEN UND FROOME (1951) sowie von BEVIS ET AL. (1994) abzusehen, wenn im Bearbeitungszeitraum im Bereich der Antarktischen Halbinsel das Verhalten der Brechungszahl bezogen auf Meeresniveau berechnet werden soll.

Setzt man die o.g. potenziellen Modellfehler in Relation zu Fehlern, die aus einer limitierten Auflösung und Genauigkeit der Erfassung meteorologischer Parameter resultieren, so kann beurteilt werden, welchen praktischen Nutzen die oben angeführten theoretischen Untersuchungen haben. Hierzu werden die meteorologischen Parameter in den Bereichen $T \in [-15^\circ \text{ C}; 15^\circ \text{ C}]$, $p \in [800 \text{ hPa}; 1000 \text{ hPa}]$ und $rh \in [1\%; 100\%]$ unkorreliert behandelt und es wird untersucht, welche Genauigkeiten bei der Messung dieser meteorologischen Größen erforderlich sind, um einen maximalen Fehler von 2, 1, 0.5 bzw. 0.2 bezogen auf N zu erhalten. Diese Zielwerte sind identisch mit den maximalen Differenzbeträgen des oben beschriebenen Modellvergleichs und entsprechen somit den maximalen Abweichungen von Essen und Froome (2.0), Bevis (1.0), Smith und Weintraub (0.5) sowie Thayer (0.2) zu Modell $Rueger_{best}$. Es sind somit die Gleichungen

$$\Delta_T = \frac{T^2 N_{Ziel}}{p_d k_1 + e \left(k_2 + \frac{2k_3}{T} \right)}, \quad \Delta_p = \frac{TN_{Ziel}}{k_1} \quad \text{bzw.} \quad \Delta_{rh} = 100 \frac{TN_{Ziel}}{\left(k_2 + \frac{k_3}{T} \right) e^{-37.2465 + 0.2131665T - 0.000256908T^2}} \quad (8-71)$$

zu lösen. In Abbildung 8-22 sind die Genauigkeitsanforderungen dargestellt, mit denen die Temperatur erfasst werden muss, um die o.g. N -Zielwerte zu erhalten.

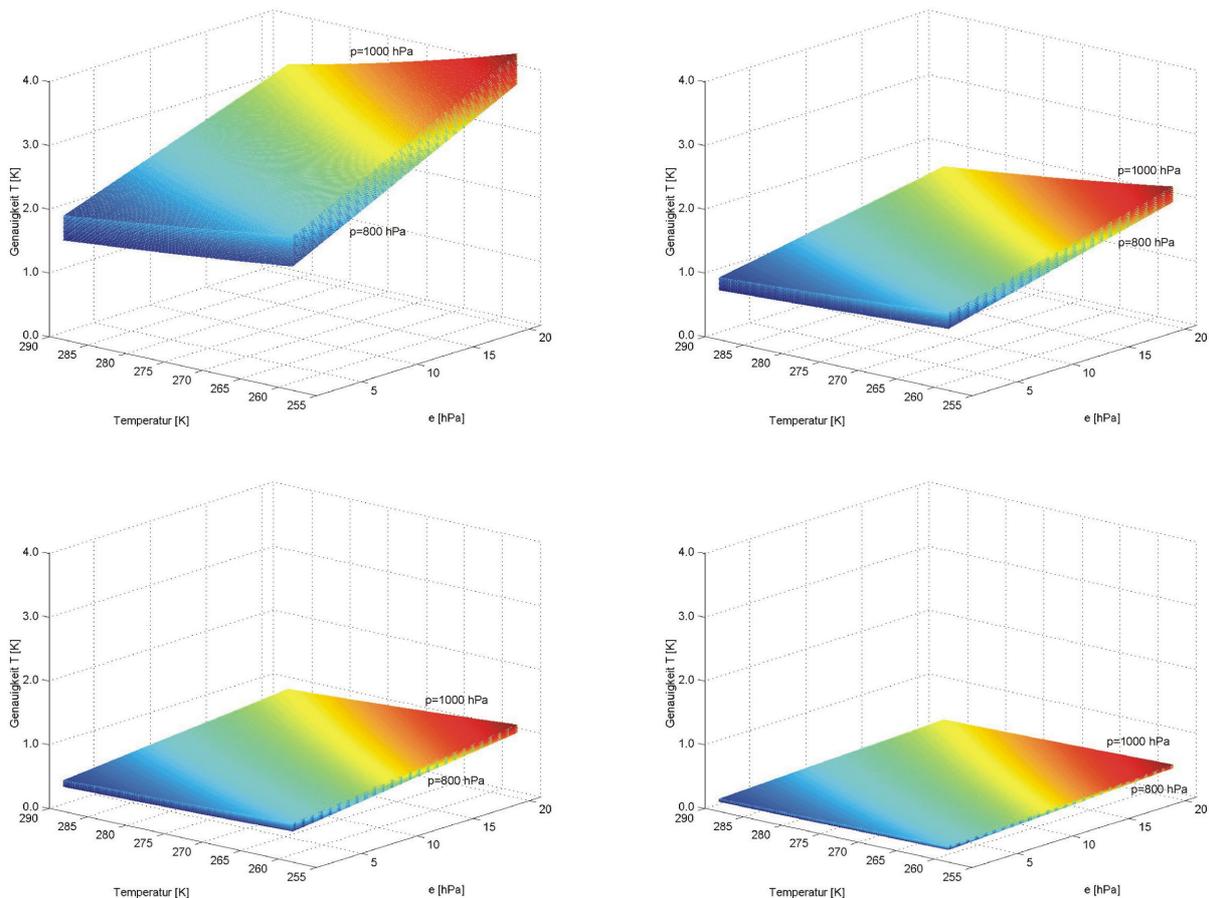


Abbildung 8-22: Anzustrebende Genauigkeit der Temperaturmessung bei unterschiedlichen N -Zielfunktionen

Hieraus ergibt sich, dass die von ESSEN UND FROOME (1951) und BEVIS ET AL. (1994) bestimmten k_i -Koeffizienten bei der N -Ermittlung einen größeren Einfluss ausüben, als durch die Qualität von Standardtemperatursensoren ($\sigma_T < 0.5^\circ \text{ C}$) resultiert. Die aus den beiden Modellen von Smith und Weintraub bzw. Thayer ableitbaren Genauigkeitsanforderungen

für die Temperaturmessung korrespondieren mit den Modellfehlern, die sich bspw. durch die Koeffizienten k_i des Rueger_{best}-Modells ergeben.

In Abbildung 8-23 sind die Anforderungsfunktionen für die Druckmessung bzw. die Erfassung der relativen Feuchte visualisiert. Beide Graphiken unterstreichen die großen Abweichungen der Modelle von Essen und Froome sowie Bevis zum Rueger_{best}-Modell.

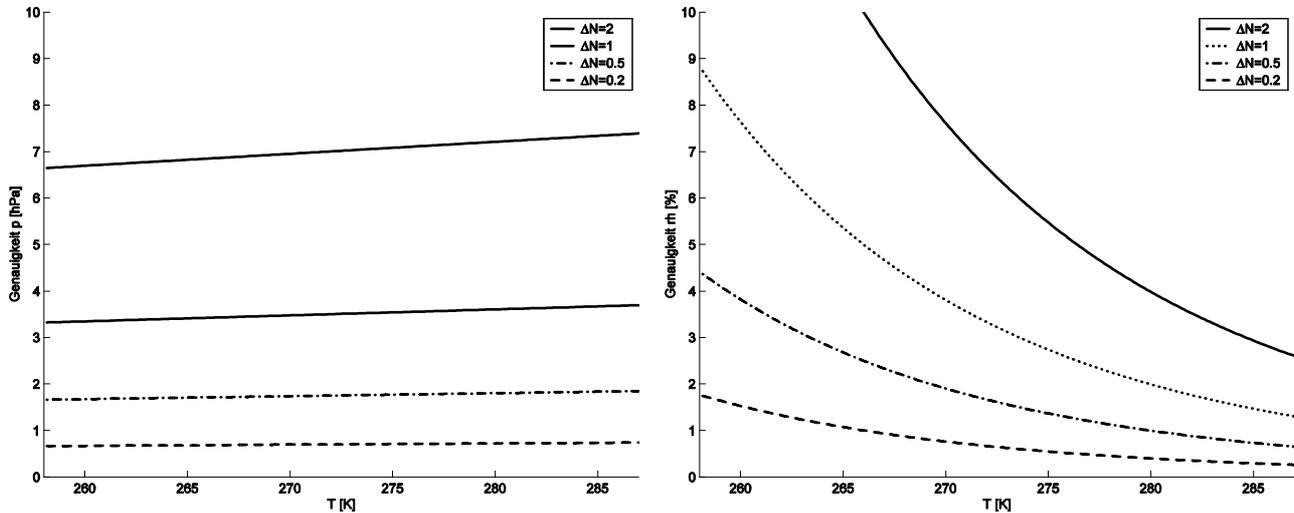


Abbildung 8-23: Bei der Druck- bzw. Feuchteerfassung anzustrebende Genauigkeiten

8.4 Einfluss der Modellierung der Brechungsanzahl auf die neutrosphärische Laufzeitverzögerung

Die im vorigen Unterkapitel erläuterten Formeln zur Bestimmung der Brechungsanzahl N in Abhängigkeit von meteorologischen Parametern und empirischen Konstanten sind nur orts- nicht jedoch richtungsabhängig. Die neutrosphärische Laufzeitverzögerung ergibt sich, wie Gleichung (8-6) zu entnehmen ist, durch Integration von N längs des Ausbreitungswegs unter Annahme von Modellen bzw. unter Verwendung von Profilen für die meteorologischen Parameter p , T und rh bzw. e ; somit resultiert die zenitale neutrosphärische Laufzeitverzögerung aus der Integration in Abhängigkeit von (geopotentiellen) Höhen bzw. längs des Radiusvektors unter Annahme einer sphärischen Schichtung.

Zur Berechnung der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung werden u.a. Formeln und funktionale Zusammenhänge benötigt, die im bisherigen Verlauf der Arbeit nicht angesprochen wurden. Sie sollen zu Beginn dieses Unterkapitels beschrieben werden. Anschließend werden verschiedene Untersuchungsergebnisse basierend auf NCEP-Druckflächendaten der Beobachtungszeiträume der SCAR95-, SCAR98- und SCAR2002-Kampagne präsentiert, um im Rahmen der Berechnung der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung Entscheidungen hinsichtlich des Einflusses verschiedener Modellierungsaspekte treffen zu können. Die NCEP-Datengrundlage wurde in Kapitel 8.2.3 erläutert.

8.4.1 Bestimmung der Oberflächenmeteorologie auf Basis von numerischen Wettermodellendaten

Um die Einflüsse der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung bspw. basierend auf den Gleichungen (8-25) - (8-27) berechnen zu können, sind u.a. repräsentative, auf die erdnahe Position der GPS-Antenne bezogene meteorologische Startwerte notwendig; diese können entweder in der Nähe der GPS-Station von synoptischen Stationen erfasst werden oder aus numerischen Wettermodellen abgeleitet werden. Numerische Wettermodelle liefern jedoch meteorologische Daten bezogen auf standardisierte Druckflächen, die i.d.R. nicht mit Stationshöhen zusammenfallen. Die im Bereich der Antarktischen Halbinsel verfügbaren meteorologischen Oberflächendaten weisen, wie in Kapitel 8.2.3 ausgeführt, keine gleichbleibend gute Qualität auf. Deshalb sollte vom Verwenden der vorliegenden heterogenen Oberflächendaten abgesehen werden. Mit NCEP-Daten steht hingegen eine Datengrundlage mit gleichbleibender Qualität zur Verfügung. Im Folgenden soll untersucht werden, ob basierend auf NCEP-Druckflächendaten repräsentative Werte für meteorologische Oberflächendaten der GPS-Beobachtungsstationen abgeleitet werden können, die sowohl eine Grundlage für die direkte Bestimmung der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung mittels Gleichung (8-25) - (8-27) darstellen können, als auch im Rahmen von GPS-Auswertungen als Eingangsgrößen für die beginnend mit

Kapitel 8.5 beschriebenen Modelle zur Kompensation der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung verwendet werden können.

Für alle GPS-Beobachtungsstationen liegen ausreichend genaue Näherungskordinaten vor. NCEP-Druckflächendaten liefern Werte u.a. für die geopotentielle Höhe, für die Temperatur und für die relative Feuchte der NCEP-Gitterpunkte. Die geopotentiellen Höhen der NCEP-Druckflächen können mittels Gleichung (8-21) in ellipsoidische Höhen umgerechnet werden. Zur Berechnung des Druckes, der Temperatur und der relativen Luftfeuchtigkeit bezogen auf eine GPS-Station werden - nach Berücksichtigung der Geoidundulation - horizontale Interpolationen zwischen den umliegenden NCEP-Gitterpunkten und vertikale Extra- bzw. Interpolationen in Abhängigkeit von NCEP-Druckflächen notwendig. Zur horizontalen Interpolation der Druckflächendaten innerhalb einer aus vier Gitterpunkten bestehenden NCEP-Masche wird die bilineare Interpolationsvorschrift verwendet. Abbildung 8-24 veranschaulicht am Beispiel der untersten drei Druckflächen p_1 , p_2 und p_3 eines Temperaturprofils das Vorgehen im Falle der vertikalen Extra- bzw. Interpolation.

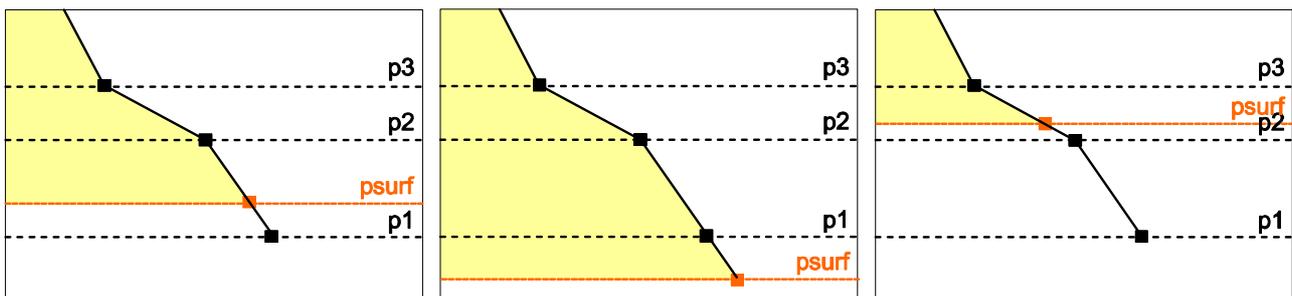


Abbildung 8-24: Handhabung der NCEP-Wettermodellinformation im Bereich der Erdoberfläche; berücksichtigte Schichtbereiche schattiert; rechts, links: Interpolation; Mitte: Extrapolation

Nimmt die zur erdnahsten Druckfläche ($p_1 = 1000$ hPa) korrespondierende, aus der geopotentiellen Höhe berechnete ellipsoidische Höhe h_1 größere (kleinere) Werte an als die genäherte ellipsoidische Höhe der GPS-Beobachtungsstation, so wird eine Extrapolation (Interpolation) durchgeführt. In beiden Fällen werden die zwei nächstgelegenen NCEP-Druckflächen verwendet, um Rechenvorschriften abzuleiten. Die Temperatur wird dabei linear modelliert, ebenso die relative Feuchte; die p_0 -Werte hingegen werden zweiseitig gewichtet, exponentiell berechnet (SCHÜLER 2001). Diese Annahmen orientieren sich für das Verhalten von Druck und Temperatur u.a. an den in Kapitel 8.2.4 beschriebenen Standardatmosphären. Für die Berechnung der rh_0 -Werte wird in Ermangelung eines geeigneteren funktionalen Modells ein linearer Ansatz gewählt. Um den Druck zu berechnen, wird basierend auf T_0 - und rh_0 -Werten und Gleichung (8-38) der Wasserdampfdruck an der GPS-Station e_0 ermittelt. Unter Verwendung der allgemeinen Gasgleichung für die trockenen bzw. feuchten Atmosphärenbestandteile wird die Berechnung der Dichte der feuchten Luft ρ möglich (Gleichung (8-22)). Nach Gleichung (8-72) kann bei Kenntnis der genäherten GPS-Position die Schwerebeschleunigung berechnet werden:

$$g = 9.80665 \frac{\text{m}}{\text{s}^2} \left(2.6373 \cos(2\varphi) 10^{-3} + 5.9 \cos^2(2\varphi) 10^{-6} \right) \left(1 - 3.14h 10^{-7} \frac{1}{\text{m}} \right). \quad (8-72)$$

Unter Verwendung der hydrostatischen Grundgleichung,

$$dp = -\rho g dh \quad (8-73)$$

kann basierend auf adiabatischen⁸⁻³¹ Verhaltensannahmen angewandt auf eine aus idealen Gasen zusammengesetzte Atmosphäre mittels

$$p_0 = p e^{\frac{-\rho g dh}{p}} \quad (8-74)$$

der Oberflächendruck einseitig erhalten werden. Diese Gleichung wird für die zwei nächsten Druckflächen angewandt. Dabei ist zu beachten, dass die Dichte lediglich für kleine Höhendifferenzen als nahezu konstant angesehen werden kann. Die endgültigen p_0 -Werte werden durch eine gewichtete Mittelbildung abhängig von den Höhenunterschieden der GPS-Station zwischen den beiden nächstgelegenen Druckflächen erhalten. Die Gewichte w berechnen sich basierend auf

$$w = \left(\frac{1}{dh} \right)^2. \quad (8-75)$$

Somit können Werte für p_0 , T_0 und rh_0 basierend auf NCEP-Daten berechnet werden.

⁸⁻³¹ Als adiabatisch bezeichnet man Zustandsänderungen eines thermodynamischen Systems, bei der keine Wärme mit der Umgebung ausgetauscht wird.

Zur Validierung der Qualität der NCEP-basierten Oberflächendaten kann ein Vergleich mit gemessener Meteorologie durchgeführt werden. Dies soll am Beispiel der Daten der Station *VER1* erörtert werden. Für *VER1* stehen in den SCAR-Kampagnen der Jahre 1995, 1998 und 2002 sowohl Oberflächenmeteorologie als auch NCEP-Daten zur Verfügung, die NCEP-Daten mit einer zeitlichen Auflösung von 6 h, die gemessenen Meteorologiewerte mit einer zeitlichen Auflösung von 5 Minuten. In Abbildung 8-25, Abbildung 8-27 und Abbildung 8-29 sind die NCEP-basierten sowie die gemessenen Oberflächendaten der SCAR98-Kampagne visualisiert. Diese Daten weisen vergleichend zu den Daten der beiden anderen SCAR-Kampagnen die größten Abweichungen auf. Die p_0 -Daten (Maximale Abweichung: 5 hPa; mittlere Abweichung: 1 - 2 hPa) stimmen dabei vergleichend zu den T_0 und rh_0 am besten überein. Festzustellen sind hierbei systematische Unterschiede, da die NCEP-basierten p_0 -Werte zu groß geschätzt werden. Die Druckdaten zeigen im Gegensatz zu T_0 und rh_0 die geringsten zeitlichen Variationen.

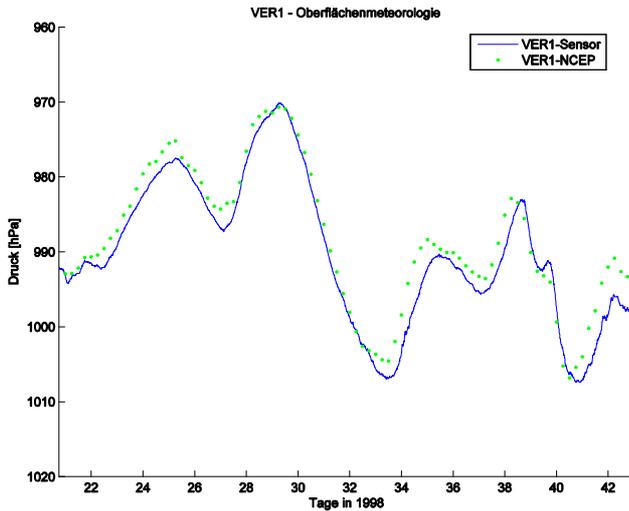


Abbildung 8-25: Vergleich von gemessenem und NCEP-basiertem Oberflächendruck; SCAR98

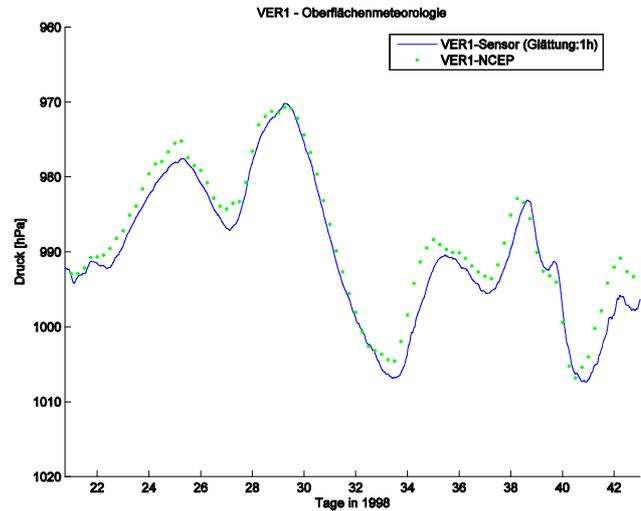


Abbildung 8-26: Vergleich von geglättetem, gemessenem und NCEP-basiertem Oberflächendruck; SCAR98

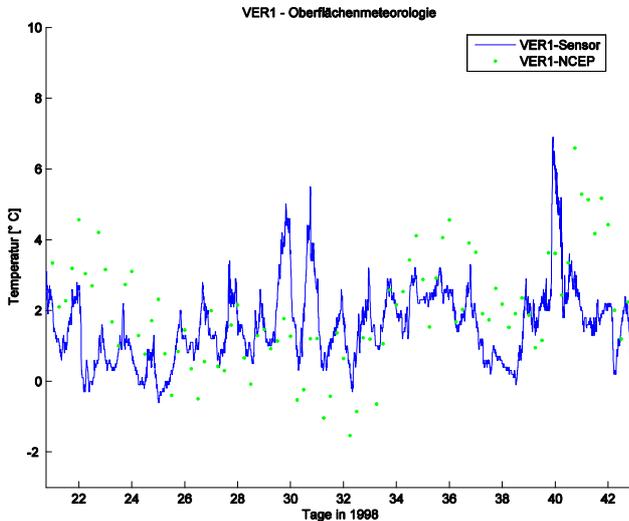


Abbildung 8-27: Vergleich zwischen gemessener und NCEP-basierter Oberflächentemperatur; SCAR98

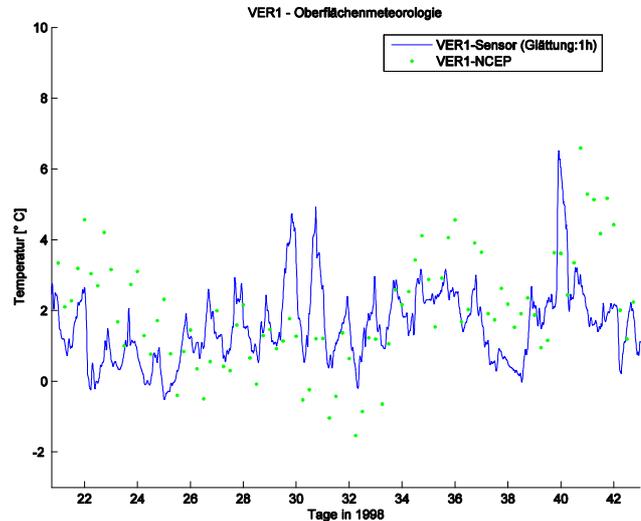


Abbildung 8-28: Vergleich zwischen geglätteter, gemessener und NCEP-basierter Oberflächentemperatur; SCAR98

Zur Glättung und zur Reduktion des Einflusses von Ausreißern der zeitlich hochauflösenden, gemessenen Oberflächendaten werden gleitende Mittelwerte basierend auf den Beobachtungen, die eine halbe Stunde vor bzw. nach dem Messzeitpunkt registriert wurden, berechnet. Diese Daten sind in Abbildung 8-26, Abbildung 8-28 und Abbildung 8-30 dargestellt. Der Verlauf der Temperatur sowie der relativen Feuchte wird dadurch jedoch nur leicht geglättet. Es sind maximale (mittlere) Differenzen zwischen gemessener Oberflächenmeteorologie und aus NCEP-Daten berechneten Werten von 4 - 5° C (1 - 2° C) bzw. 35% (10% - 15%) für T_0 bzw. rh_0 detektierbar. Diese Unterschiede sind somit deutlich größer als die oben beschriebenen Grenzwerte, die eine Berechnung der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung aus Oberflächenmeteorologie mit ausreichender Genauigkeit garantieren.

Die aus NCEP-Druckflächendaten abgeleiteten, auf GPS-Stationen bezogene meteorologische Parameter sollten somit basierend auf den o.g. Untersuchungen nicht verwendet werden, um Oberflächenmeteorologie für einzelne Stationen zu berechnen.

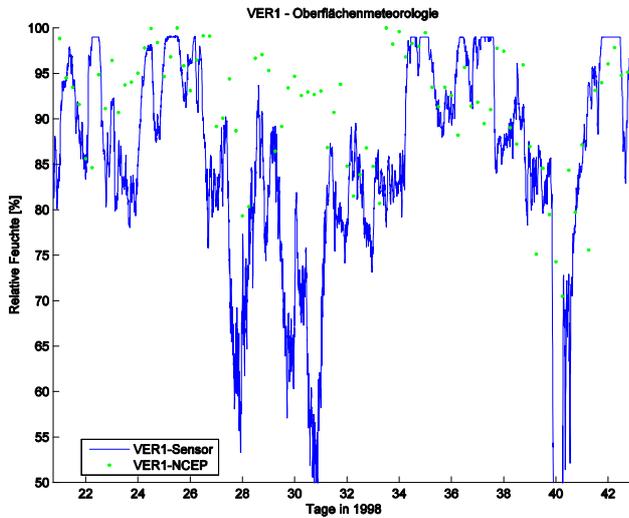


Abbildung 8-29: Vergleich zwischen gemessener und NCEP-basierter Oberflächenfeuchte; SCAR98

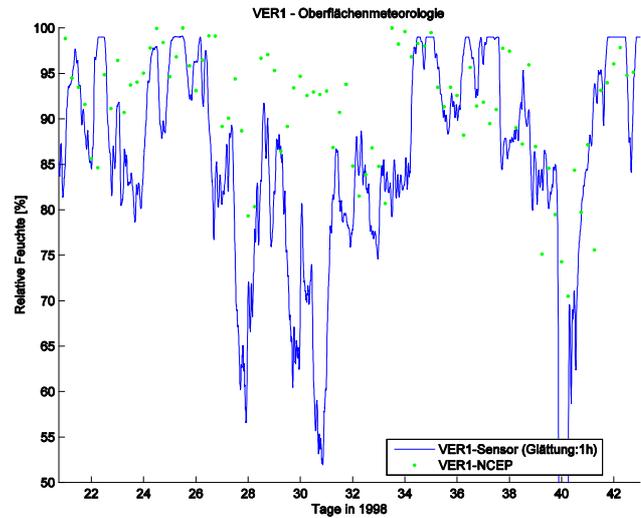


Abbildung 8-30: Vergleich zwischen geglätteter, gemessener und NCEP-basierter Oberflächenfeuchte; SCAR98

8.4.2 Einfluss und Berechnung der mittleren atmosphärischen Temperatur

Wie in Kapitel 8.3.1 ausgeführt, kann die Brechungsanzahl unter Verwendung von 2-Term-Modellen berechnet werden. 2-Term-Modelle verwenden Approximationen basierend auf Werten für die mittlere atmosphärische Temperatur T_m , die mittels Gleichung (8-29) in Abhängigkeit von vertikal aufgelöster Temperatur und Wasserdampfdruck ermittelt werden kann. Im 2-Term-Modell von Smith und Weintraub bzw. Davis wird die mittlere atmosphärische Temperatur zu 273 K bzw. 260 K gewählt. Basierend auf NCEP-Daten ergeben sich maximale (minimale) Werte für T_m zu 276.5 K (236.5 K). In Abbildung 8-31 ist das gesamte Spektrum an T_m -Werten für die oben beschriebene NCEP-Datengrundlage in Abhängigkeit von der NCEP-Oberflächentemperatur T_0 dargestellt.

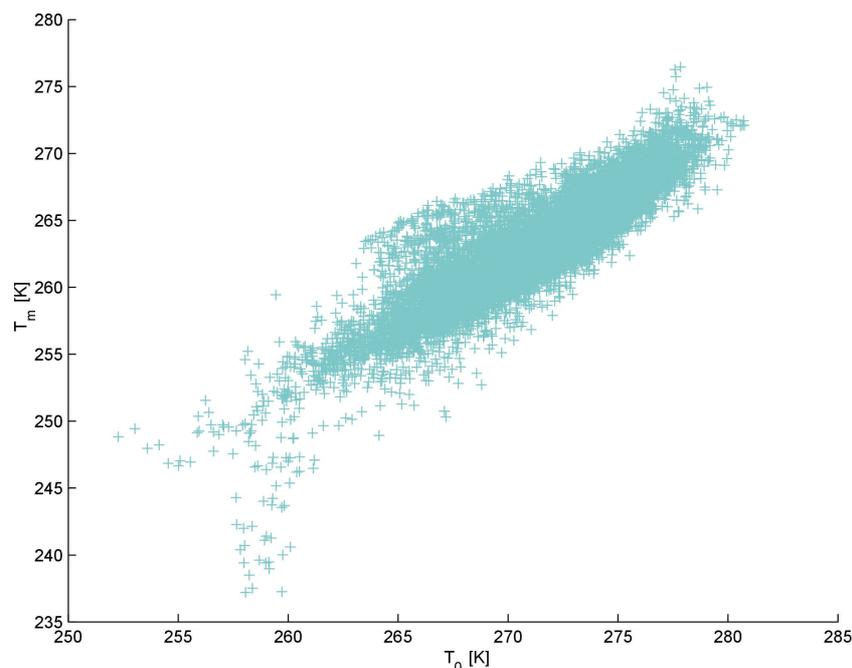


Abbildung 8-31: Mittlere atmosphärische Temperatur T_m in Abhängigkeit von NCEP-Oberflächentemperatur

Die Veranschaulichung abhängig von T_0 wurde gewählt, da im Rahmen der Nutzung von Schätzwerten für den aus meteorologischen Gesichtspunkten (z.B. Wettervorhersage) wichtigen integrierten atmosphärischen Wasserdampfgehalt eine Berechnung von T_m basierend auf T_0 erfolgen kann, siehe hierzu bspw. BEVIS ET AL. (1994) oder BRAUN ET AL. (2003).

Somit ist für den Bereich der Antarktischen Halbinsel die Verwendung des 2-Term-Modells von Davis zu bevorzugen.

8.4.3 Berechnungen der Brechungsanzahl basierend auf NCEP-Druckflächendaten

Liegen vertikal ausreichend aufgelöste meteorologische Daten vor, so ist - wie oben beschrieben - die Berechnung von N -Werten in Abhängigkeiten von der geopotentiellen Höhe möglich, woraus Schätzungen für die neutrosphärische Laufzeitverzögerung bestimmt werden können.

Basierend auf NCEP-Druckflächendaten sollen im Rahmen dieses Unterkapitels Untersuchungen angestellt werden, inwieweit

- der Wahl der k_i -Koeffizienten,
- der Idealgasannahme oder
- dem funktionalen Modell zur Berechnung des Wasserdampfdrucks

eine signifikante Rolle zukommt.

Die Referenz für alle Untersuchungen bilden Vergleichswerte, bei denen die Koeffizienten des Rueger_{best}-Modells zur Anwendung kommen. Dabei werden die Realgasfaktoren ebenso berücksichtigt wie die Formel von Murray zur Berechnung des Wasserdampfdrucks.

In Kapitel 8.2.3 wurde angeführt, dass für die verwendeten NCEP-Druckflächendaten lediglich rh -Werte bis in eine zu $p = 300$ hPa korrespondierende Höhe standardmäßig verfügbar sind. Wird Gleichung (8-26) verwendet, um Werte für die neutrosphärische Brechungsanzahl zu berechnen, so wird dabei für $p = 250$ hPa eine virtuelle Druckfläche, der der Wert $rh = 0$ zugewiesen wird, eingeführt. Abbildung 8-32 veranschaulicht diesen Sachverhalt schematisch. Durch ein solches Vorgehen wird den ebenfalls in Kapitel 8.2.3 beschriebenen Fällen Rechnung getragen, bei denen die Beträge der relativen Feuchte in der höchsten, verfügbaren Druckfläche nicht verschwindend gering sind.

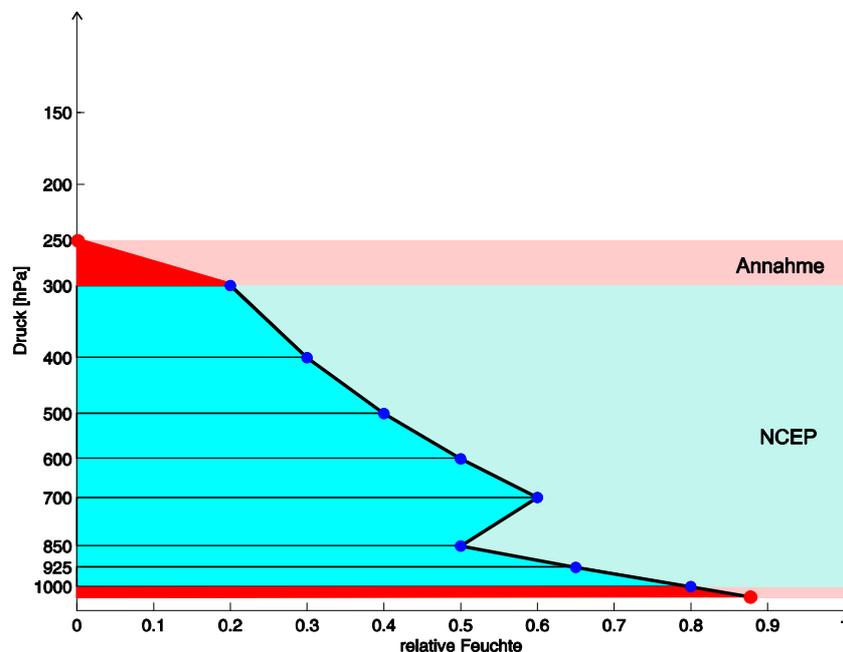


Abbildung 8-32: Schematische Darstellung der Handhabung der relativen Feuchte

In den vorhergehenden Kapiteln wurde aufgezeigt, dass aus den beiden Modellen Rueger_{best} und Essen und Froome sehr große Differenzen resultieren, deshalb soll anhand dieser Modelle abgeschätzt werden, wie groß die Unterschiede von N und der daraus abgeleiteten neutrosphärischen Laufzeitverzögerung maximal werden können, wenn unterschiedliche k_i -Koeffizienten verwendet werden.

Diese Untersuchungen werden für fünf repräsentative Stationen des Verdichtungsnetzes der Antarktischen Halbinsel durchgeführt. Ausgesucht wurden hierfür

- die nördlichste Station *SIG1*,
- eine Station (*DALI*) der South Shetland Islands,
- die Station *OHGI* des SWBSB, die weiterhin in direkter Nähe zur IGS-Station *OHIG* liegt,
- die Station *VER1*, auf der Antarktischen Halbinsel gelegen, für die Oberflächenmeteorologie vorliegt, und
- die südlichste Station *FOS1*.

Vergleichend zu zenitalen neutrosphärischen Laufzeitverzögerungen des Modells von Essen und Froome werden unter Verwendung des $Rueger_{best}$ -Modells systematisch größere Werte (2.1 - 3.9 mm) erhalten, die mit der geographischen Breite der Stationen korreliert sind; für südlicher gelegene Stationen werden kleinere Differenzbeträge erhalten. Siehe hierzu Abbildung 8-33, in der die Differenzen für die NCEP-Daten des Bearbeitungszeitraums der SCAR2002-Kampagne veranschaulicht werden.

Durch Vernachlässigung der Realgasfaktoren resultieren ebenfalls systematische Abweichungen, die von der geographischen Breite abhängen. Die südliche Netzstation *FOS1* erbringt unter Berücksichtigung der Realgasfaktoren Unterschiede von +0.7 mm. Es werden somit bei Vernachlässigung der Realgasfaktoren kleinere Werte für die neutrosphärische Laufzeitverzögerung ermittelt. Für nördliche Stationen werden maximale Differenzbeträge zwischen -1 mm und +0.7 mm erhalten. Relativ zu den Vergleichswerten des $Rueger_{best}$ -Modells ergeben sich durch die Vernachlässigung der Realgasfaktoren mit zunehmender geographischer Breite größere Werte, so dass für nördliche Stationen teilweise negative Differenzwerte für die neutrosphärische Laufzeitverzögerung resultieren. In Abbildung 8-34 sind die Unterschiede für die SCAR2002-Kampagne dargestellt.

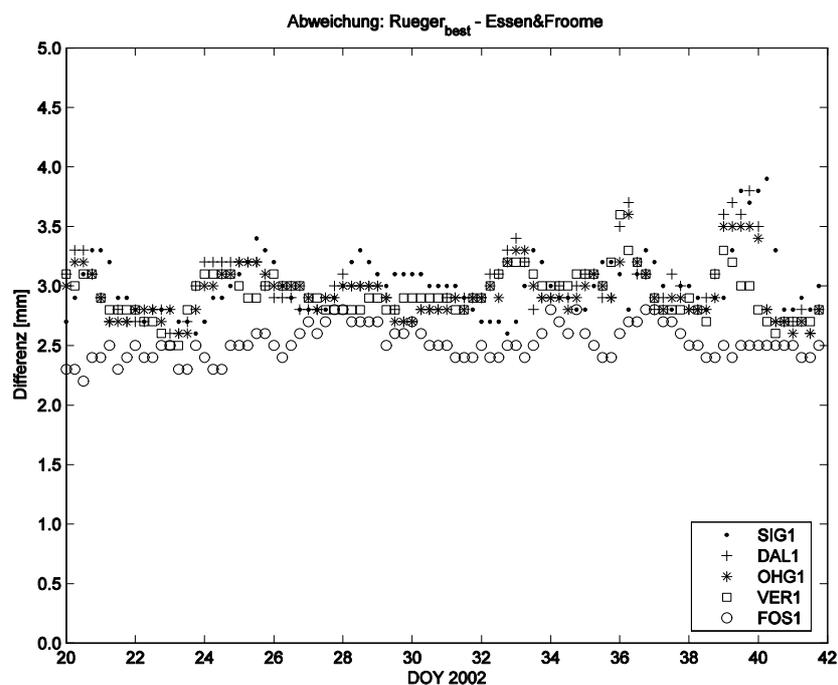


Abbildung 8-33: Differenz der zenitalen neutrosphärischen Laufzeitverzögerung zwischen $Rueger_{best}$ und Essen und Froome; SCAR 2002

Die betragsmäßig größten Unterschiede der zenitalen neutrosphärischen Laufzeitverzögerung (ca. 9 mm) kommen durch die Variation der zur Berechnung des Wasserdampfdrucks verwendeten Formel zustande, siehe hierzu Abbildung 8-35. Diese Differenzen weisen keine signifikanten Abhängigkeiten von der geographischen Breite auf und streuen im Bereich von -1 mm bis zu -9 mm. Die unter Verwendung von e_{BS} ermittelten Werte sind dabei systematisch größer als die durch e_{Murray} berechneten.

Somit kann resümierend festgestellt werden, dass die Berechnung von zenitalen neutrosphärischen Laufzeitverzögerungen durch das oben beschriebene funktionale Modell teilweise systematische Fehler im Bereich von ± 1 cm aufweisen kann.

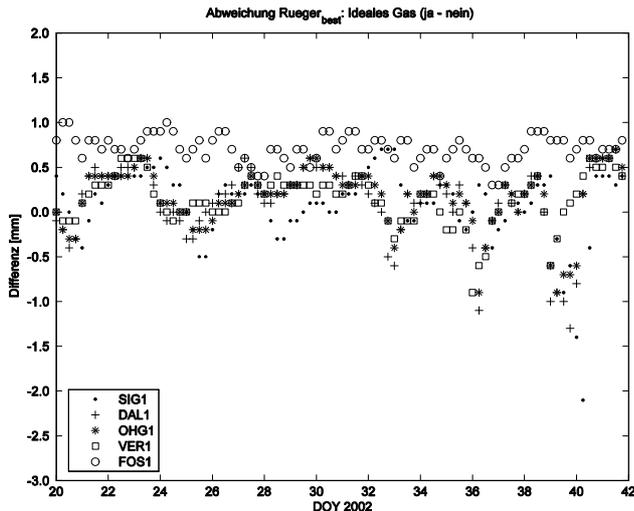


Abbildung 8-34: Abweichungen der zenitalen neutrosphärischen Laufzeitverzögerung des Rueger_{best}-Modells durch Vernachlässigung der Realgasfaktoren; SCAR2002

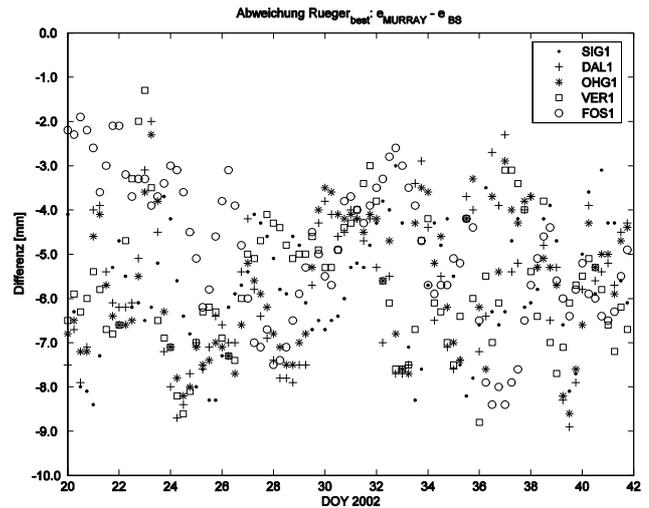


Abbildung 8-35: Abweichungen der zenitalen neutrosphärischen Laufzeitverzögerung des Rueger_{best}-Modells durch diverse Wasserdampfdruckformeln; SCAR2002

8.5 Modelle zur Berechnung der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung

Neben den in Kapitel 8.4 beschriebenen funktionalen Zusammenhängen zur Berechnung der neutrosphärischen Brechungsanzahl basierend auf räumlich, im Besonderen vertikal ausreichend aufgelösten meteorologischen Parametern sowie empirischen Konstanten bestehen weiterhin lineare und exponentielle Ansätze, die eine Berechnung der Brechungsanzahl in Abhängigkeit von der Höhe basierend auf der Oberflächenmeteorologie ermöglichen.

Lineare Modelle setzen die Brechungsanzahl in lineare Beziehung zur Höhe, siehe hierzu bspw. LIVINGSTON (1970). Linearität kann jedoch lediglich für die untersten Bereiche der neutralen Atmosphäre angenommen werden (RAHNEMOON 1988). Damit ist dieser Ansatz nicht geeignet, um den neutrosphärischen Einfluss auf satellitengeodätische Beobachtungen zu korrigieren.

Die exponentiellen Modelle hingegen nutzen alternative funktionale Zusammenhänge. Dabei wird basierend auf Gleichung (8-74) die vertikale Abhängigkeit des atmosphärischen Drucks durch

$$p = p_0 e^{-\frac{g H}{R T_0}} \quad (8-76)$$

u.a. abhängig von der physikalisch definierten Höhe H angegeben. Hieraus kann unter Verwendung eines als bekannt vorausgesetzten funktionalen Zusammenhangs zwischen Oberflächenmeteorologie und Brechungsanzahl (z.B. Essen und Froome, siehe hierzu Kapitel 8.3) N in Abhängigkeit von H über

$$N = N_0 e^{-\frac{g H}{R T_0}} \quad (8-77)$$

ermittelt werden. Dieses Modell stellt gegenüber linearen Ansätzen eine Verbesserung dar, da der lineare Ansatz durch eine der Realität eher entsprechende Exponentialfunktion ersetzt wird. Reale Zustände der gesamten Neutrosphäre werden jedoch nicht ausreichend genau angenähert. In BEAN UND THAYER (1959) werden alternativ dazu die untersten 3 km der Troposphäre durch

$$N(H) = N_0 e^{-\ln\left(\frac{N_0}{N_0 + 7.32e^{-0.005577N_0}}\right)(H-H_0)} \quad (8-78)$$

approximiert. Darauf aufbauend und erkennend, dass solche Modelle nicht ausreichend genau sind, um Profile für das neutrosphärische Brechungsverhalten zu beschreiben, wurden sog. bi-exponentielle Modelle entwickelt, welche berücksichtigen, dass die Einflüsse des trockenen und des feuchten Anteils durch unterschiedliche Funktionen in Abhängigkeit von der Höhe beschrieben werden können. Hierbei wurden sog. Skalenhöhen⁸⁻³² H_d bzw. H_w für die trockene bzw. die feuchte Komponente eingeführt und diese mittels Exponentialfunktionen in Bezug zu Oberflächenwerten $N_{0,d}$ und $N_{0,w}$ gesetzt:

⁸⁻³² Skalenhöhen, teilweise als Äquivalenzhöhen oder effektive Höhen bezeichnet, stellen eine Schranke für den Einfluss der Erdatmosphäre bzw. Teilbereichen der Erdatmosphäre dar.

$$N(H) = N_{0,d} e^{-\frac{H}{H_d}} + N_{0,w} e^{-\frac{H}{H_w}}. \quad (8-79)$$

Anwendung finden diese Modelle bspw. in dem von BABY ET AL. (1988) entwickelten Modell (siehe Kapitel 8.5.4). Obwohl dadurch die neutrosphärischen Einflüsse deutlich verbessert modelliert werden, bestehen weiterhin Defizite; bspw. da konstante Skalenhöhen verwendet werden oder da auf Grund der funktionalen Modellbildung der Einfluss beider Komponenten nie den realen Wert 0 annehmen kann. In BEAN ET AL. (1966) werden weiterhin tri-exponentielle Modelle beschrieben.

Alle exponentiellen Modelle sind jedoch ebenso wie die linearen Modelle ungeeignet zur hochgenauen Modellierung des neutrosphärischen Einflusses.

Im weiteren Verlauf dieses Unterkapitels sollen wichtige Modelle zur direkten Bestimmung der Einflüsse, die die elektrisch neutrale Atmosphäre auf GPS-Signale ausübt, beschrieben und diskutiert werden.

8.5.1 Die Hopfield-Modelle

1969 wurde ein globales empirisches Neutrosphärenmodell das sog. Two-Quartic Tropospheric Refractivity Profile entwickelt (HOPFIELD 1969), welches primär als Modell zur Kompensation des Einflusses der Neutrosphäre auf in Zenitrichtung ausgeführte Doppler-Beobachtungen entwickelt wurde. Dieses Modell stellte eine Weiterentwicklung der bis dato angewandten linearen und exponentiellen Modelle dar, welche im Besonderen eine invariante Temperaturkomponente enthalten und die obere Grenze der elektrisch neutralen Atmosphäre im Endlichen unberücksichtigt lassen. Um umfangreiche Vergleichswerte für ein empirisches Profil der Brechungszahl zu erhalten, wurden Radio-sondierungen ausgewertet und nach der 2-Term-Formel von SMITH UND WEINTRAUB (1953) verarbeitet.

Im Rahmen dieses Modells werden die Einflüsse der Neutrosphäre in Abhängigkeit vom atmosphärischen Druck, von der absoluten Temperatur und dem Partialdruck des Wasserdampfs, welche allesamt an der Erdoberfläche in Nähe der Beobachtungsstation zu erfassen sind, in einen trockenen

$$N_{0,d} = 77.6 \frac{p_0}{T_0} \quad (8-80)$$

und einen feuchten Anteil

$$N_{0,w} = 77.6 \frac{4810e_0}{T_0^2} = 373256 \frac{e_0}{T_0^2} \quad (8-81)$$

aufgespalten (HOPFIELD 1969)⁸⁻³³. Diese Trennung in zwei komplementäre Anteile ist ein wesentliches Merkmal der Hopfield-Modelle.

Die Bezeichnung von Gleichung (8-80) als trockener Anteil ist, wie in Kapitel 8.1.2 gezeigt, nicht vollständig korrekt, da p ebenso feuchte Anteile beinhaltet. Die Fachtermini hydrostatischer und nicht-hydrostatischer Anteil wären somit angebrachter. Da jedoch einerseits die Unterschiede zwischen trockenem und hydrostatischem bzw. feuchtem und nicht-hydrostatischem Anteil gering sind (Kapitel 8.3.4.2) und andererseits in der Originalliteratur (HOPFIELD 1969) die oben verwendete Einteilung in trockene und feuchte Anteile gebraucht wird, werden im weiteren Verlauf diese Bezeichnungen ebenso verwendet.

Für die Bereiche der trockenen Atmosphäre wird die Luft als ideales Gas behandelt und vereinfachend wird die Zustandsgleichung für adiabatische Prozesse⁸⁻³⁴ verwendet. Die Schwerebeschleunigung g zwischen Erdoberfläche und Stratopause wird als konstant und unabhängig von der Höhe angenommen. Unter der Annahme einer polytrop⁸⁻³⁵ geschichteten Atmosphäre (bis 40 km), ergibt sich ein konstant linear abfallender Temperaturgradient β . Es gilt somit allgemein in Abhängigkeit von der auf das Geoid bezogenen Stationshöhe H :

$$T = T_0 - \beta H. \quad (8-82)$$

Somit kann in Analogie zu Gleichung (8-77) das Brechungszahlprofil der trockenen Atmosphäre basierend auf dem aus Meteorologiemesswerten abgeleiteten Oberflächenbrechungszahlen in Stationsnähe mit Gleichung (8-83) erhalten werden. Die Basis von Gleichung (8-83) betrachtend erkennt man, dass die Brechungszahl in der Höhe T_0/β zu 0 wird. Dies

⁸⁻³³ Teilweise ist in der Fachliteratur der Koeffizient von Gleichung (8-81) mit 373000 angegeben.

⁸⁻³⁴ Adiabatischer Prozess: Ohne Wärmeenergieaustausch mit der Umgebung ablaufender Prozess.

⁸⁻³⁵ Eine polytrope Atmosphäre zeichnet sich durch eine gleichmäßige Temperaturabnahme mit der Höhe aus.

stellt gegenüber den exponentiellen Modellen eine größere Realitätsnähe dar. Durch Vergleichsberechnungen basierend auf Radiosondierungen wurde für den Exponenten $(g/R\beta - 1)$ der experimentelle Wert 4 bestimmt⁸⁻³⁶.

$$N_d = N_{0,d} \left(\frac{T_0 - \beta H}{T_0} \right)^{\frac{g}{R\beta} - 1} \quad (8-83)$$

Für die deutlich schwieriger zu modellierende feuchte Komponente erfolgte die Modellierung von N_w mangels Alternativen analog zu N_d . Hierin ist die Bezeichnung des Hopfield-Modells als sog. Einschichtmodell begründet. Diese Vorgehensweise erfolgte auch im Hinblick auf den geringen Anteil der feuchten Komponente an N . Somit ist das Hopfield-Modell sowohl für den trockenen als auch für den feuchten Anteil in Abhängigkeit von einer auf die Erdoberfläche bezogenen Profilhöhe durch

$$N = N_d + N_w$$

mit

$$\begin{cases} N_d = N_{0,d} \frac{(H_d - H)^4}{(H_d)^4} & ; H \leq H_d \\ N_d = 0 & ; H > H_d \end{cases} \quad (8-84)$$

bzw.

$$\begin{cases} N_w = N_{0,w} \frac{(H_w - H)^4}{(H_w)^4} & ; H \leq H_w \\ N_w = 0 & ; H > H_w \end{cases}$$

gegeben. Für die trockene (feuchte) Komponente fällt die Skalenhöhe mit der Stratopause (Tropopause) zusammen. Nach Integration (obere Integrationsgrenze: H_d bzw. H_w ; untere Integrationsgrenze: 0) ergibt sich der Einfluss der Neutrosphäre in zenitaler Beobachtungsrichtung zu

$$\Delta_{NEU,Hop}^{Zenit} = \frac{1}{5} 10^{-6} (N_{0,d} H_d + N_{0,w} H_w), \quad (8-85)$$

wobei die mit Gleichung (8-86) gegebenen Äquivalenzhöhen angesetzt werden (JANES ET AL. 1989).

$$\begin{aligned} H_d [\text{m}] &= 40136 + 148.72 T_0 [^\circ \text{C}] \\ H_w [\text{m}] &= 11000 \end{aligned} \quad (8-86)$$

Im Gegensatz zur temperaturabhängigen, trockenen Skalenhöhe wird für das feuchte Pendant von HOPFIELD (1969) nur ein Intervallbereich [8 km; 13 km] angegeben, welcher in HOPFIELD (1972) zu einem mittleren festen Wert gewählt wird. Zur Umformung der Kelvin-Temperaturskala wird dabei der absolute Nullpunkt zu 273.16 gewählt.

Für die nicht berücksichtigten Atmosphärenbereiche ($H > H_d$) gibt Hopfield

$$\Delta_{NEU,\infty}^{Zenit} = 2.296 p_\infty 10^{-3} \quad (8-87)$$

an⁸⁻³⁷, wobei p_∞ dem Druckwert bspw. der letzten verfügbaren Druckfläche entspricht. Werden NCEP-Wettermodell-daten zu Grunde gelegt, würde sich somit aus der Nutzung von Druckflächendaten bis in eine Höhe von ca. 32 km (10 hPa) ein Verfahrensfehler in Zenitrichtung von ca. 2.3 cm ergeben.

Gleichung (8-85) und (8-86) stellen im Verbund das sog. vereinfachte Hopfield-Modell (engl.: Simplified Hopfield model) dar. Die Genauigkeit dieses Modells wird in HOPFIELD (1971) in zenitaler Richtung mit ca. 1.5 cm angegeben, JANES ET AL. (1989) beziffern die Genauigkeit auf ca. 7 mm. Da weder der Lage- noch der Höhenabhängigkeit der Schwerkraft Rechnung getragen wird, ist zu erwarten, dass bspw. bei Anwendungen in polaren oder äquatorialen Gebieten deutlich schlechtere Resultate erzielbar sind, DE JONG (1991) stellt hierbei Genauigkeitsverschlechterungen im Bereich von 6 mm fest.

Teilweise werden in der Fachliteratur von Gleichung (8-86) abweichende Werte für H_d bzw. H_w angegeben. Dabei bewegt sich H_d zwischen 40 und 45 km, H_w im Bereich 10 - 13 km. In früheren Veröffentlichungen (HOPFIELD 1969) sind ebenfalls verschiedene Ansätze zur Berechnung der trockenen Skalenhöhe bspw. unter Verwendung der selten gebrauchten Formel

$$H_d [\text{m}] = 43130 - \frac{5.206}{1000} \sin^2 \varphi_0 \quad (8-88)$$

und somit in Abhängigkeit von der Stationsbreite φ_0 zu finden. Es existieren weiterhin alternative funktionale Zusammenhänge zur Berechnung von H_d bzw. H_w , siehe hierzu bspw. WELLS (1977). KANIUTH (1988) beschreibt die

⁸⁻³⁶ Hieraus entsteht ein Polynommodell vierten Grades, welches auch als bi-quartisches bzw. nicht ganz exakt übersetzt als bi-quadratisches Modell bezeichnet wird, worin die Namensgebung dieses Modells begründet ist.

⁸⁻³⁷ Teilweise wird der konstante Faktor von Gleichung (8-87) mit 2.275 angegeben.

lokale Anpassung der feuchten Komponente basierend auf langen Radiosondenzeitreihen. ZEBHAUSER (2000) gibt eine komplette, aus unterschiedlichen Veröffentlichungen zusammengetragene Aufstellung der extrapolierten und lediglich für diskrete Gebiete charakteristischen Skalenhöhen an.

Das ursprüngliche Hopfield-Modell für zenitale Beobachtungen wurde im Laufe der Zeit mehrfach modifiziert. Im Speziellen wurden verschiedene Mapping-Funktionen entwickelt, die die originäre, in lokaler Zenitrichtung vorliegende neutrosphärische Laufzeitverzögerung in diskrete Zenitdistanzen bzw. Elevationswinkel umrechnen (SEEBER 2003). Ein modifizierter Ansatz des Hopfield-Modells ergibt sich bspw. durch den Übergang von der oben benutzten Notation in Abhängigkeit von der Profilhöhe H auf eine Notation unter Verwendung des geozentrischen Radius r . Die entsprechenden Radien ergeben sich basierend auf dem mittleren Erdradius R_E und $r_i = R_E + H_i$. Diese Modelle kompensieren jedoch nicht die unvollständige Modellbildung für die feuchte Komponente oder die Problematik der i.d.R. lageinvariant modellierten Skalenhöhen. Für den Trockenanteil der Brechungszahl N_d folgt nach Gleichung (8-84) unter Verwendung des geozentrischen Radius r (HOFMANN-WELLENHOF ET AL. 2001)

$$N_d = N_{0,d} \left(\frac{r_d - r}{r_d - R_E} \right)^4. \quad (8-89)$$

Die einfache Mapping-Funktion $f_{MF}(z) = 1/\cos z$, welche das zenitale Modell von Hopfield unter Annahme einer horizontal geschichteten Erdatmosphäre in beliebige Zenitdistanzen abbildet, kann mit Hilfe des Sinussatzes in Abhängigkeit vom geozentrischen Radius r durch

$$\cos z(r) = \frac{1}{r} \sqrt{r^2 - R_E^2 \sin^2 z} \quad (8-90)$$

dargestellt werden, woraus sich für den Trockenanteil der dominanten neutrosphärischen Laufzeitverzögerung

$$\Delta_{NEU,Hop,d} = \frac{10^{-6} N_{0,d}}{(r_d - R_E)^4} \int_{R_E}^{r_d} \frac{r(r_d - r)^4}{\sqrt{r^2 - R_E^2 \sin^2 z}} dr \quad (8-91)$$

ergibt. Analog dazu berechnet sich der Feuchtanteil mittels

$$\Delta_{NEU,Hop,w} = \frac{10^{-6} N_{0,w}}{(r_w - R_E)^4} \int_{R_E}^{r_w} \frac{r(r_w - r)^4}{\sqrt{r^2 - R_E^2 \sin^2 z}} dr. \quad (8-92)$$

In Abbildung 8-36 ist der approximative Verlauf der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung unter Verwendung der Mapping-Funktion $1/\cos z$ unter der Annahme eines zenitalen Einflusses von 2.4 m dargestellt. Es ist deutlich die rasche Zunahme der Funktionswerte zum Beobachtungshorizont festzustellen. Diese Funktion ist jedoch nur für $z < 75^\circ$ realistisch. Im weiteren Verlauf der Arbeit (Kapitel 8.6) werden geeignete Mapping-Funktionen beschrieben.

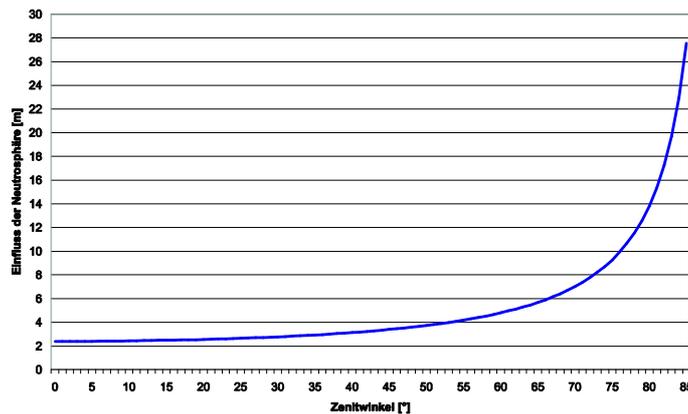


Abbildung 8-36: Approximative neutrosphärische Laufzeitverzögerung unter Verwendung von $f_{MF}(z)=1/\cos z$ und Annahme eines zenitalen Einflusses von 2.4 m

Dieser modifizierte Ansatz des Hopfield-Modells, welcher u.a. nicht zwischen gekrümmtem elektromagnetischen Weg und euklidischer Schrägstrecke unterscheidet, wurde von GOAD UND GOODMAN (1974) weiterentwickelt. Dabei wurde die Profilhöhe der Stratopause H_d mit

$$r_d = \sqrt{(R_E + H_d)^2 - (R_E \cos E)^2} - R_E \sin E \quad (8-93)$$

als Funktion des konstanten Erdradius R_E^{8-38} (6378.137 km) und des Elevationswinkels E dargestellt. Die Brechungszahl $N = N(r)$ wird zur Vermeidung numerischer Instabilitäten des originären Hopfield-Modells (z.B. Rundungsfehler), welches Millimeter-Rechengenauigkeit nicht erbringen kann (HOLLMANN 2000), in eine Taylor-Reihe entwickelt. Diese Reihe wird anschließend gliedweise integriert. Die gesamte neutrosphärische Laufzeitverzögerung ergibt sich aus der Summe von trockenem und feuchtem Anteil. Der trockene Anteil wird bspw. nach REMONDI (1984) mittels

$$A_{NEU,Hop,d} = 10^{-6} N_{0,d} \left[\sum_{k=1}^9 \left(\frac{\alpha_{d,k}}{k} \right) r_d^k \right], \tag{8-94}$$

berechnet, wobei für die Brechungszahl $N_{0,d}$ die Formeln des Standard-Hopfield-Modells verwendet werden. Die Koeffizienten $\alpha_{d,k}$ ergeben sich unter Verwendung der Hilfsgrößen

$$a_d = -\frac{\sin E}{H_d} \text{ und } b_d = -\frac{\cos^2 E}{2H_d R_E} \tag{8-95}$$

zu

$$\begin{aligned} \alpha_{d,1} &= 1, & \alpha_{d,2} &= 4a_d, \\ \alpha_{d,3} &= 6a_d^2 + 4b_d, & \alpha_{d,4} &= 4a_d(a_d^2 + 3b_d), \\ \alpha_{d,5} &= a_d^4 + 12a_d^2b_d + 6b_d^2, & \alpha_{d,6} &= 4a_db_d(a_d^2 + 3b_d), \\ \alpha_{d,7} &= b_d^2(6a_d^2 + 4b_d), & \alpha_{d,8} &= 4a_db_d^3 \text{ und} \\ \alpha_{d,9} &= b_d^4. \end{aligned} \tag{8-96}$$

Liegen gemessene Meteorologiewerte vor, so müssen diese auf Meeresniveau reduziert werden, um sie im Rahmen der erweiterten Hopfield-Modellbildung berücksichtigen zu können.

Die feuchte Komponente ergibt sich analog unter Verwendung der Höhe der Tropopause. Da sich H_d bzw. H_w auf die Erdoberfläche beziehen und R_E konstant gewählt wird, ergeben sich Modellfehler, die nach ZEBHAUSER (2000) für E bzw. z maximal 0.02° annehmen können.

Neben diesem weit verbreiteten modifizierten Hopfield-Modell sind weitere Abwandlungen, wie z.B. das Modell von YIONOULIS (1970), das für niedrige und hohe Elevationsbereiche zwei überlappende Reihen verwendet, woraus jedoch zu geringe Beträge für die neutrosphärischen Laufzeitverzögerungen resultieren, bekannt. Alternative Ansätze für die angewendeten Mapping-Funktionen⁸⁻³⁹ sind z.B. BLACK UND EISNER (1984), FELL (1980), KANIUTH (1986) oder BLOMENHOFER (1996) zu entnehmen. JANES ET AL. (1989) gibt einen Überblick dieser alternativen Modelle, welche sich v.a. in der Art der Integration von Gleichung (8-92) unterscheiden.

BAUER (2002) gibt unabhängig von der Zenitdistanz einen Wert für den verbleibenden, durch die Hopfield-Modelle nicht erfassten Restfehler der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung von ca. 1 dm an. Gleichzeitig wird die Einsatzfähigkeit dieses Modells auf Zenitdistanzen kleiner 75° eingeschränkt. Die angenommene Polytropie der Atmosphäre gilt weiterhin nur für kleine Temperaturintervalle, dies führt bei hohen Zenitdistanzen ($z > 70^\circ$) zu einer signifikanten Überkorrektur; bei zunehmender Zenitdistanz von 80° bzw. 85° ergeben sich hierfür Werte von 3 cm bzw. 19 cm.

Alle o.g. Modelle, die auf dem Ansatz von Hopfield basieren, sind i.d.R. unabhängig von der geographischen Lage, diese Eigenschaft wird durch die Verwendung der Mapping-Funktion von BLACK (1978) teilweise behoben. Des Weiteren wird hierbei auch durch Variation der zenitalen Anteile der feuchten Komponente der Jahreszeit auf pragmatische Weise Rechnung getragen, siehe Tabelle 8-10.

Tabelle 8-10: Zenitaler Einfluss der feuchten Neutrosphäre abhängig von Jahreszeit und Klima nach BLACK (1978)

Klima und Jahreszeit	zenitaler Einfluss der feuchten Neutrosphäre [m]
sommerliche Bedingungen der Tropen und mittleren Breiten	0.28
Frühlings- und Herbstbedingungen mittlerer Breiten	0.20
Winterliche Bedingungen in mittleren maritimen Breiten	0.12
Winterliche Bedingungen in mittleren kontinentalen Breiten	0.06
Polare Bedingungen	0.05

Um diese Werte in verschiedene Elevationsbereiche umrechnen zu können, werden die Gleichungen (8-91) und (8-92) in Taylor-Reihen entwickelt und anschließend gliedweise integriert. Als Resultat wird

⁸⁻³⁸ Teilweise auch identifiziert mit der großen Halbachse des global bestanschließenden Erdellipsoids.

⁸⁻³⁹ $f_{MF,d} = \sin^{-1/2}(E^2+6.25)$; $f_{MF,w} = \sin^{-1/2}(E^2+2.25)$

$$f_{\text{MF,Black}}(E) = \left(1 - \frac{\cos^2 E}{\left(1 + \frac{(1-l_c)(H_i - H_0)}{r_0} \right)^2} \right)^{-1/2} \quad (8-97)$$

mit $l_c = 0.85$,
 $H_d - H_0 = 0.14898 (T_0 [\text{K}] - 4.12)$ und
 $H_w - H_0 = 13 \text{ km}$.

erhalten. Der Einsatz dieser Funktion wird bis zu Elevationen von 5° empfohlen.

Um Anpassungen der Hopfield-Modelle an die Bedingungen der Antarktischen Halbinsel vornehmen zu können, sind neben der Berücksichtigung von Oberflächenmeteorologie Variationen

- des Temperaturgradienten, für den i.d.R. $\beta = 6.8 \text{ K/km}$ angenommen wird, sowie
- der Skalenhöhen

möglich. Hierauf wird in Kapitel 8.5.3 eingegangen.

8.5.2 Die Modelle von Saastamoinen

Saastamoinen stellte in seinen Veröffentlichungen (SAASTAMOINEN 1972 und 1973) insbesondere die Ergebnisse der Untersuchungen zur astronomischen Refraktion und zur Refraktionskorrektur in der Satellitengeodäsie zusammen. Bei der Entwicklung des Neutrosphärenmodells geht Saastamoinen davon aus, dass die Atmosphäre aus einem Gemisch zweier idealer Gase bzw. Gasgemische⁸⁻⁴⁰, der trockenen Luft einerseits und dem Wasserdampfdruck andererseits, besteht; die Realgasfaktoren werden somit vernachlässigt. Für die idealisiert in horizontalen Schichten angeordnete Atmosphäre wird angenommen, dass sie sich in einem hydrostatischen Gleichgewicht befindet, was bedeutet, dass zwischen der Schwerkraft der Erde und der entgegen gerichteten Druckgradientenkraft ein Kräftegleichgewicht herrscht; es wirken somit keine vertikalen Nettokräfte. Unter dieser Annahme gilt für eine Luftsäule der vertikalen Ausdehnung dH in Abhängigkeit von der Dichte des Medium ρ

$$g\rho dH + (p + dp) = p. \quad (8-98)$$

Diese bspw. auch in Wettermodellen verwendete Approximation kann unter der impliziten Annahme des Fehlens von vertikalen Ausgleichsströmungen in die hydrostatische Grundgleichung (Gleichung (8-73)) umgeformt werden, die kleine Höhen- und Druckänderungen in Relation zur Dichte der feuchte Atmosphäre und zur Schwerebeschleunigung setzt.

Soll die neutrosphärische Laufzeitverzögerung modelliert werden, so müssen Überlegungen hinsichtlich der Höhenabhängigkeit sowohl der Schwerebeschleunigung als auch der Dichte angestellt werden. Die Dichte der feuchten Atmosphäre wird in Anteile der trockenen Luft ρ_d bzw. des Wasserdampfdrucks ρ_w aufgespalten. Unter Verwendung des jeweiligen Gasgesetzes (Gleichung (8-43)) ist eine Rückführung auf meteorologische Messgrößen p , T und e bzw. rh möglich. Für die Bestimmung des Neutrosphäreneinflusses in zenitaler Richtung bedient sich Saastamoinen der Gleichung der spezifischen Refraktion, welche

$$\frac{n_0 - 1}{n_1 - 1} = \frac{p_0 T_1}{p_1 T_0} \quad (8-99)$$

lautet. Gleichung (8-99) gilt für den Übergang zwischen zwei dünnen horizontalen Schichten mit unterschiedlichem Brechungsindex n_0 bzw. n_1 , die jeweils von Flächen mit gleichem Brechungsverhalten begrenzt sind. Abbildung 8-37 illustriert dies im Zusammenhang mit dem Gesetz von Snellius für den ebenen Fall.

Ausgehend von einer vertikalen Abhängigkeit von Druck- und Temperaturwerten wird im Gegensatz zu den Hopfield-Modellen eine Unterscheidung zwischen Tropo- und Stratosphäre vorgenommen. Der Zustand der Tropopause (hochgestellter Index: T) wird als bekannt vorausgesetzt. In der Troposphäre (ca. 0 - 10 km) nimmt die Temperatur mit der Höhe nahezu gleichmäßig ab, so dass der Temperaturgradient als konstant angenommen werden kann. Hierfür wird ein Betrag von 6.2 K/km angesetzt. Die Integration der hydrostatischen Gleichung ergibt für den Brechungsindex n in Abhängigkeit von Oberflächenwerten für Temperatur und Brechungsindex

⁸⁻⁴⁰ Das Saastamoinen-Modell wird demzufolge auch als Zweischichtmodell bezeichnet.

$$(n-1) = (n_0-1) \left(\frac{T}{T_0} \right)^{-\left(\frac{g}{R\beta} + 1 \right)} \quad (8-100)$$

Abweichend vom Vorgehen in der Troposphäre wird in der Stratosphäre (ca. 10 - 50 km) die Temperatur als konstant und gleich der Temperatur der Tropopause T^T angesehen, somit nimmt der Temperaturgradient in der Stratosphäre den Wert 0 an. Es ergibt sich nach Integration der hydrostatischen Gleichung für den Brechungsindex die Formel

$$(n-1) = (n^T-1) e^{-\frac{g}{RT^T(H-H^T)}} \quad (8-101)$$

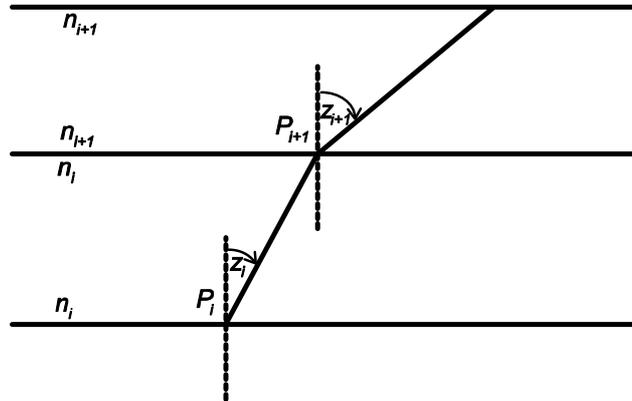


Abbildung 8-37: Gesetz von Snellius

Das umfangreiche endgültige Modell für die neutrosphärische Streckenkorrektur ergibt sich unter Verwendung der Koeffizienten des Modells von Essen und Froome (Kapitel 8.3) für die Normalatmosphäre in mittleren Breiten und unter der Annahme eines konstanten Wasserdampfgradienten λ_e , der auf den Wert 3 festgelegt wird.

Die Tropopause weist in Richtung der Pole eine Schräglage auf und verändert auf Grund von jahreszeitlichen Abhängigkeiten ihre Höhe relativ zur Erdoberfläche, woraus eine Korrelation zwischen der Bodentemperatur T_0 und dem Luftdruck in Höhe der Tropopause p^T resultiert, d.h. hohe Temperaturen gehen mit einem niedrigen Luftdruck einher und umgekehrt (SAASTAMOINEN 1972). Im Saastamoinen-Modell wird dieser Korrelation Rechnung getragen, indem die Schwere $[m/s^2]$ in Abhängigkeit von der physikalischen Höhe H_0 [km] und der geographischen Breite des Bodenpunktes φ_0 [°] mittels

$$g_{eff} = 9.784 / (1 - 0.0026 \cos(2\varphi_0) - 0.00028 H_0) = 9.784 / f_D(\varphi_0, H_0) \quad (8-102)$$

oder⁸⁻⁴¹

$$g_{eff} \approx 9.784 (1 + 0.0026 \cos(2\varphi_0) + 0.00028 H_0) = 9.784 D(\varphi_0, H_0) \quad (8-103)$$

genähert angegeben wird. Die Schwere innerhalb der elektrisch neutralen Atmosphäre wird somit für eine diskrete Stationslage (φ_0, H_0) konstant modelliert. Dieser im Folgenden mit g_{eff} bezeichnete Wert ist dabei repräsentativ für den mittleren Schwerewert oberhalb der Station im Massenzentrum der atmosphärischen Luftsäule. Dieser Wert ist auf eine Höhe von ca. 7.3 km bezogen und entspricht nicht der Normalschwere an der GPS-Station. Vergleichend zum Hopfield-Ansatz sind nach DE JONG (1991), da sowohl die Lage- als auch die Höhenabhängigkeit der Schwere berücksichtigt wird, unter Verwendung des Saastamoinen-Modells bessere Ergebnisse zu erwarten.

Eine weitere wichtige Korrektur betrifft die Signalrichtungen, unter welchen die Signale die elektrisch neutrale Atmosphäre durchlaufen bzw. an der Bodenstation registriert werden. Es ergibt sich eine Differenz Δz zwischen der wahren⁸⁻⁴² Zenitdistanz z' und der scheinbaren Zenitdistanz z , siehe hierzu Abbildung 6-3 und Abbildung 8-1. Im Saastamoinen-Modell wird hierfür der u.a. von der Oberflächenmeteorologie abhängige Korrekturterm

$$\Delta z [m] = z' - z = \frac{16'' \tan z'}{T_0} \left(p_0 + \frac{4800}{T_0} e_0 \right) - 0.07'' \left(\tan^3 z' + \tan z' \frac{p_0}{1000} \right) \quad (8-104)$$

mit p_0 ... Luftdruck [hPa],
 e_0 ... Wasserdampfdruck [hPa] und
 T_0 ... absolute Temperatur [K]

⁸⁻⁴¹ Teilweise wird in der Fachliteratur der Vorfaktor des breitenabhängigen cos-Terms mit 0.00266 angegeben.

⁸⁻⁴² Teilweise auch als geometrische Zenitdistanz bezeichnet.

angegeben (SAASTAMOINEN 1973). Abbildung 8-38 gibt basierend auf repräsentativen Meteorologiewerten des Bearbeitungszeitraums für den Bereich der Antarktischen Halbinsel ($T = 0^\circ \text{ C}$, $p = 986 \text{ hPa}$, $e = 7 \text{ hPa}$) die Differenzbeträge zwischen scheinbarem und wahren Zenitwinkel an. Eingefärbt ist dabei der Bereich $[60^\circ; 80^\circ]$, für den die im Folgenden angeführten Korrekturterme $\delta_{NEU,geom}$ und B des Saastamoinen-Modells standardmäßig Berücksichtigung finden.

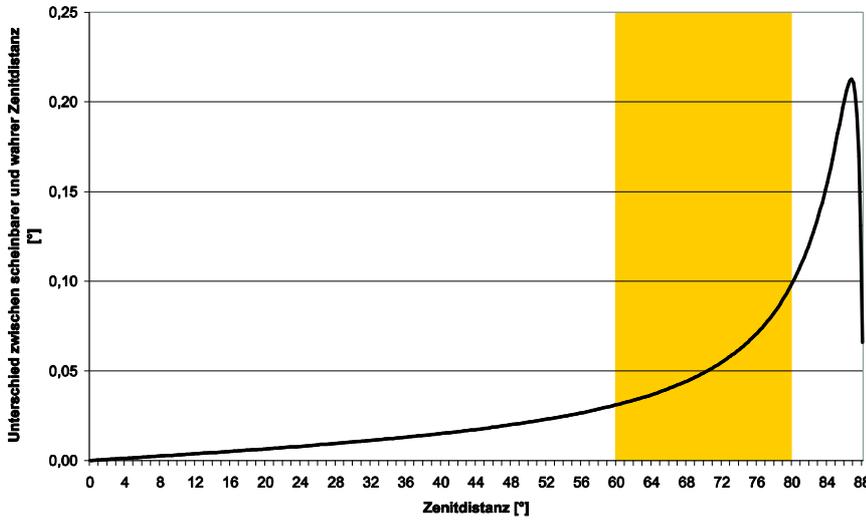


Abbildung 8-38: Korrekturterm für Zenitwinkel nach Saastamoinen

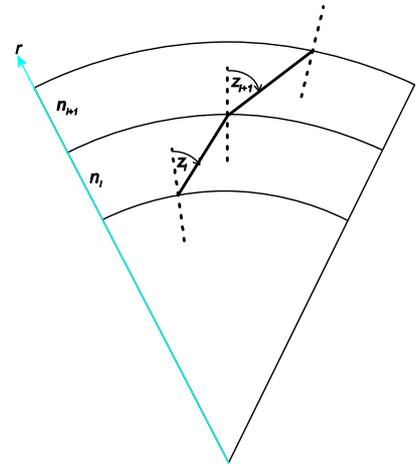


Abbildung 8-39: Sphärisches Brechungsgesetz von Snellius

Wird der in Abbildung 8-38 dargestellte Kurvenverlauf qualitativ analysiert, so erscheint die Verwendung von Gleichung (8-104) für Zenitdistanzen bis ca. 85° möglich.

Die geometrische Korrektur $\delta_{NEU,geom}$, die der Differenz zwischen dem gekrümmten elektromagnetischen Signalweg und dem direkten euklidischen Weg entspricht, ergibt sich in Abhängigkeit von H_0 [km] mittels

$$\delta_{NEU,geom} = -0.002277C(H_0) \frac{\cot^2 E'}{\sin E'} = -0.002277C(H_0) \frac{\tan^2 z'}{\cos z'} \quad (8-105)$$

Teilweise wird in der Fachliteratur der konstante Vorfaktor mit -0.0022768 angegeben. Tabelle 8-11 zeigt ausgewählte Werte der Hilfsgröße C .

Tabelle 8-11: Ausgewählte Werte der Hilfsgröße C des Saastamoinen-Modells

H_0 [km]	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8	1.0	1.5	2.0	2.5
C	1.16	1.13	1.1	1.07	1.04	1.01	0.94	0.88	0.82

Da eine horizontale Schichtung der sphärisch angenommenen Erdatmosphäre vorausgesetzt wird, kann unter Verwendung des sphärischen Brechungsgesetzes von Snellius, siehe hierzu Abbildung 8-39, eine Funktion gefunden werden, welche das Umrechnen von zenitalen Einflüssen der Neutrosphäre in beliebige Winkel ermöglicht. Daraus ergibt sich nach einer Taylor-Reihenentwicklung und anschließender gliedweiser Integration die komplette neutrosphärische Korrektur schließlich zu

$$\Delta_{NEU,Saas} [\text{m}] = \frac{0.002277D}{\cos z} \left[p_0 + \left(\frac{1255}{T_0} + 0.05 \right) e_0 - B \tan^2 z \right] + \delta_{NEU,geom} \quad (8-106)$$

Dieses Modell ist bspw. mit

$$\begin{aligned} \Delta_{NEU,Saas,d} [\text{m}] &= \frac{0.002277D}{\cos z} [p_0 - 0.155471e_0 - B \tan^2 z] + \delta_{NEU,geom} \\ \Delta_{NEU,Saas,w} [\text{m}] &= \frac{0.002277D}{\cos z} \left(\frac{1255}{T_0} + 0.205471 \right) e_0 \end{aligned} \quad (8-107)$$

auch zweigeteilt in der Form

$$\Delta_{NEU}(E) = (f_{MF}(E) [\Delta_{NEU,d}^{Zenit}(E) + \Delta_{NEU,w}^{Zenit}(E)]) + \delta_{NEU,geom}(E) \quad (8-108)$$

darstellbar.

Neben Temperatur [K], Luftdruck [hPa], Wasserdampfdruck [hPa] und $\delta_{NEU,geom}$ gehen die Korrekturterme D und B in die Saastamoinen-Formel ein. D trägt der Variation der mittleren Schwerebeschleunigung in der neutrosphärischen Luftsäule über der Station (φ_0 [°], H_0 [km]) Rechnung und kann mittels Gleichung (8-103) bestimmt werden. Für mittlere Bereiche der Antarktischen Halbinsel ($\varphi = 67.5^\circ$ s.Br.) ergibt sich D zu 0.9982. Mit dem Korrekturterm B wird der Einfluss, der von der von klimatischen Bedingungen abhängigen, gekrümmten Atmosphäre ausgeht, mittels

$$B = \frac{R}{H_0 g_{eff}} \left(\frac{p_0 T_0 - \frac{R\beta}{g_{eff}} p^T T^T}{1 - \frac{R\beta}{g_{eff}}} \right) \tag{8-109}$$

für Zenitdistanzen von 60° - 80° in Abhängigkeit von der Stationshöhe sphärisch genähert modelliert. Tabelle 8-12 beinhaltet Stützstellen für B und $\delta_{NEU,geom}$ bspw. nach SPILKER (1996a), zwischen welchen linear zu interpolieren ist. Gilt $D = 1$ und $B = \text{const.}$ und wird weiterhin $\delta_{NEU,geom}$ vernachlässigt, so ergibt sich das sog. Standard-Saastamoinen-Modell; werden diese Terme berücksichtigt, wird das resultierende Modell als präzises, modifiziertes oder erweitertes Saastamoinen-Modell bezeichnet.

Somit ist dieses Modell streng genommen für Zenitdistanzen größer 80° nicht definiert. Die Nutzung dieses Neutrosphärenmodells wird deshalb in SAASTAMOINEN (1973) einschränkend nur für Zenitdistanzen bis zu einem Maximalwert von 80° empfohlen. Unter dieser Voraussetzung stellt dieses globale Modell neutrosphärische Einflüsse aus bodennah erfassten Meteorologiedaten zur Verfügung.

Für Zenitdistanzen kleiner 60° vernachlässigen beide Saastamoinen-Varianten $\delta_{NEU,geom}$. Nach Gleichung (8-105) ergibt sich für Zenitdistanzen gleich 60° ein maximaler Wert (Meeresniveau) für $\delta_{NEU,geom}$ von ca. 1.6 cm. Die Vernachlässigung dieses Anteils der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung führt für mittlere meteorologische Bedingungen der Bearbeitungszeiträume für den Bereich der Antarktischen Halbinsel zu einem relativen Fehler von ca. 0.3%. Im Vergleich zu anderen, $\delta_{NEU,geom}$ für alle Zenitdistanzen berücksichtigenden Modellen ist somit ein schlechteres Verhalten für $z < 60^\circ$ zu erwarten. Dies wird bspw. von SANTERRE ET AL. (1995) belegt.

Tabelle 8-12: Vertafelung der Korrekturterme $\delta_{NEU,geom}$ und B ⁸⁻⁴³

z [°]	H_0 [km]								$\delta_{NEU,geom}$ [m]
	0.0	0.5	1.0	1.5	2.0	3.0	4.0	5.0	
60.00	0.003	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.001	
66.00	0.006	0.006	0.005	0.005	0.004	0.003	0.003	0.002	
70.00	0.012	0.011	0.010	0.009	0.008	0.006	0.005	0.004	
73.00	0.020	0.018	0.017	0.015	0.013	0.011	0.009	0.007	
75.00	0.031	0.028	0.025	0.023	0.021	0.017	0.014	0.011	
76.00	0.039	0.035	0.032	0.029	0.026	0.021	0.017	0.014	
77.00	0.050	0.045	0.041	0.037	0.033	0.027	0.022	0.018	
78.00	0.065	0.059	0.054	0.049	0.044	0.036	0.030	0.024	
78.50	0.075	0.068	0.062	0.056	0.051	0.042	0.034	0.028	
79.00	0.087	0.079	0.072	0.065	0.059	0.049	0.040	0.033	
79.50	0.102	0.093	0.085	0.077	0.070	0.058	0.047	0.039	
79.75	0.111	0.101	0.092	0.083	0.076	0.063	0.052	0.043	
80.00	0.121	0.110	0.100	0.091	0.083	0.068	0.056	0.047	
B [hPa]	1.156	1.079	1.006	0.938	0.874	0.757	0.654	0.563	

BAUER (2002) schränkt die Einsatzfähigkeit dieses Modells auf Zenitdistanzen kleiner 75° ein. Wird Gleichung (8-104) betrachtet, so bereitet v.a. der zweite Term für große Zenitdistanzen numerische Probleme und lässt das erweiterte Saastamoinen-Modell für $z > 80^\circ$ lediglich eingeschränkt nutzbar erscheinen, für Zenitdistanzen größer 84° jedoch völlig unbrauchbar werden.

Erfolgt eine Aufteilung in einen hydrostatischen und einen nicht-hydrostatischen zenitalen Anteil, so ergibt sich unter Vernachlässigung der Strahlkrümmung

$$A_{NEU,Saas,h}^{Zenit} [m] = 0.002277 D p_0 \tag{8-110}$$

⁸⁻⁴³ Abweichend für die Interpolationsabfolge von Tabelle 8-12 wird für $H_0 = 2.5$ km der Wert 0.813 für B zur Verfügung gestellt.

bzw.

$$\Delta_{NEU,Saas,nh}^{Zenit} [\text{m}] = 0.002277D \left(\frac{1255}{T_0} + 0.05 \right) e_0. \quad (8-111)$$

In Gleichung (8-102) bzw. (8-103) wird die physikalisch definierte Modellgröße H_0 verwendet. Streng genommen müssen somit bei der praktischen Anwendung der Saastamoinen-Modelle im Rahmen einer GPS-Auswertung Geoidmodelle vorliegen. Bspw. kann H_0 unter Verwendung von Geoidundulation und ellipsoidischer Höhe h bestimmt werden. Da sowohl in wissenschaftlichen als auch in kommerziellen GPS-Auswerteprogrammen anstatt der auf Meeresniveau bezogenen Stationshöhe i.Allg. die ellipsoidische Höhe der betreffenden Station eingeht, wurden Untersuchungen angestellt, um die Auswirkungen eines solchen Fehlers abzuschätzen. Aus diesem Grund wird Gleichung (8-106) nach der Stationshöhe H_0 abgeleitet, um über das Fehlerfortpflanzungsgesetz Zahlenwerte ermitteln zu können. Der durch eine fehlerhafte Stationshöhe begründete Fehler der Laufzeitverzögerung der elektrisch neutralen Atmosphäre $\Delta_{NEU,\Delta H_0}$ kann mittels

$$\Delta_{NEU,Saas,\Delta H_0} = \frac{6.3756 \cdot 10^{-7}}{\cos z} \left[p_0 + \left(\frac{1255}{T_0} + 0.05 \right) e_0 - B \tan^2 z \right] \Delta_{H_0} \quad (8-112)$$

berechnet werden. Werden mit $p_0 = 986$ hPa, $T_0 = 273.15$ K und $e_0 = 7$ hPa mittlere repräsentative meteorologische Werte für den Bereich der Antarktischen Halbinsel in den antarktischen Sommermonaten angenommen, so ergeben sich für die zentral gelegene Station *Vernadsky* (ellipsoidische Höhe: 19.9 m; Geoidundulation (EGM96⁸⁻⁴⁴): 15.3 m) bis zu einer Zenitdistanz von ca. 88° für $\Delta_{NEU,Saas,\Delta H_0}$ Werte im Submillimeterbereich (0.11 mm). Somit ist beim Saastamoinen-Modell die möglicherweise rechenintensive Berücksichtigung der Geoidundulation nicht notwendig. Abbildung 8-40 visualisiert die Geoidundulation des EGM96 im Bereich der Antarktischen Halbinsel.

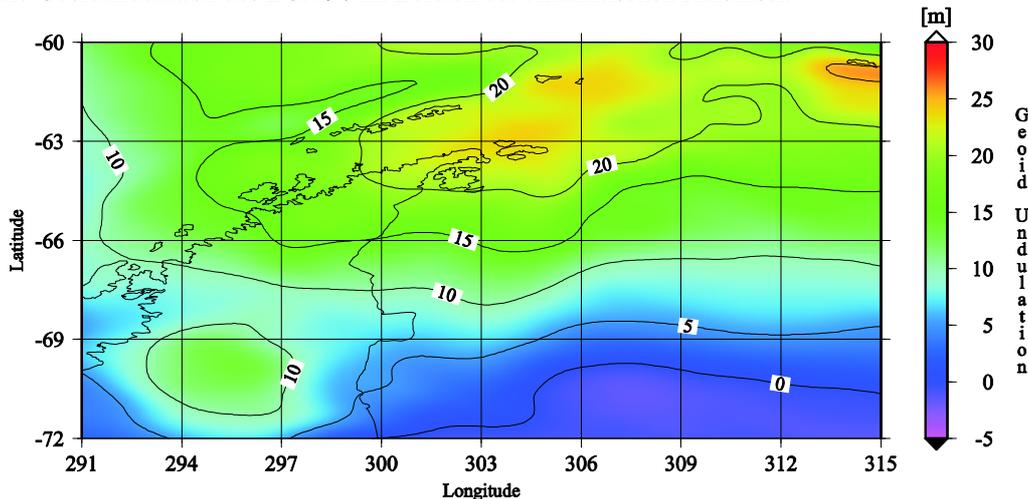


Abbildung 8-40: Geoidundulation des EGM96 im Bereich der Antarktischen Halbinsel

8.5.3 Untersuchungen zur Anpassung von Prädiktionsmodellen an die Bedingungen des Verdichtungsnetzes Antarktische Halbinsel

In den Modellen von Saastamoinen werden verschiedene Annahmen getätigt und diverse Vereinfachungen angewandt, um die neutrosphärischen Einflüsse kompakt und hinreichend genau basierend auf Oberflächenmeteorologie bestimmen zu können. Daneben sind Analogien zu den im Folgenden beschriebenen Modellen feststellbar, wodurch Anpassungen an die klimatischen Bedingungen des Verdichtungsnetzes der Antarktischen Halbinsel im Bearbeitungszeitraum möglich sind.

8.5.3.1 Bestimmung von meteorologischen Parametern basierend auf NCEP-Wettermodelltdaten

Unter der Annahme einer konstanten repräsentativen Schwerebeschleunigung entlang des Signalweges ergibt sich Gleichung (8-110) in allgemeiner Notation zu

⁸⁻⁴⁴ Earth Geopotential Model; Das EGM96 (LEMOINE ET AL. 1998) wird aktuell als das beste globale Potentialmodell bezeichnet (RAPP ET AL. 1991). V.a. in Polargebieten kann das EGM96 auf Grund der Nutzung von Fluggravimetriedaten eine deutlich bessere Genauigkeit erzielen als das bis dato verwendete OSU91. SCAR (2000) vergleicht diese beiden gebräuchlichsten Modelle und detektiert Unterschiede von maximal 9 m. I.d.R. überschreiten die Modelldifferenzen jedoch eine Grenze von 1 m, welche mit der angegebenen Genauigkeit des EGM96 identisch ist, nicht.

$$\Delta_{NEU,h}^{Zenit} = 10^{-6} k_1 R_d \frac{p_0}{g_{eff}}. \quad (8-113)$$

Die ergänzende nicht-hydrostatische Komponente ist im Allgemeinfall nach ASKNE UND NORDIUS (1987) durch

$$\Delta_{NEU,nh}^{Zenit} [\text{m}] = 10^{-6} \frac{R_d \left(\bar{k}_2 + \frac{k_3}{T_m} \right)}{(\lambda_e + 1) g_{eff}} e_0 \quad (8-114)$$

$$\text{mit } T_m \approx T_0 \left(1 - \frac{\beta R_d}{g_{eff} (\lambda_e + 1)} \right)$$

gegeben. Die dimensionslose Abnahmerate des Wasserdampfdrucks ist dabei durch

$$\frac{e}{e_0} = \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\lambda_e + 1} \quad (8-115)$$

definiert. Die Gleichungen (8-113) und (8-114) werden im weiteren Verlauf der Arbeit als empirisches Modell von Askne und Nordius bezeichnet. Sie können ebenfalls verwendet werden, um aus meteorologischen Oberflächendaten den zenitalen Einfluss der Neutrosphäre zu bestimmen. Wird λ_e konstant zu 3 und β zu 6.2 K/km^{8-45} gewählt und werden gleichzeitig die im Saastamoinen-Modell getätigten Annahmen verwendet, entspricht das resultierende Modell dem Saastamoinen-Modell.

Somit besteht prinzipiell die Möglichkeit der Berücksichtigung verschiedener zeit- und ortsabhängiger Gradienten für Temperatur und Wasserdampfdruck. Dies ist im Besonderen sinnvoll, da bspw. IFADIS (1986) feststellte, dass in hohen geographischen Breiten globale Modelle zur Kompensation der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung, die einen konstanten Wert für λ_e verwenden, nicht optimal reagieren.

Werden globale Modelle zur Kompensation der neutrosphärischen Einflüsse eingesetzt und sind keine oberflächennah erfassten Meteorologiebeobachtungen verfügbar, so wird i.d.R. das Modell der Normalatmosphäre (siehe Kapitel 8.2.4) mit

$$\begin{aligned} p_0 &= 1013.25 \text{ hPa} \\ T_0 &= 288.15 \text{ K} \\ e_0 &= 11.691 \text{ hPa} \\ \beta &= 6.5 \text{ K/km} \\ \lambda_e &= 3 \end{aligned} \quad (8-116)$$

verwendet. COLLINS ET AL. (1996) stellen basierend auf Oberflächendruck- (TRENBERTH 1981) und globalen Temperaturdaten (FLEMING ET AL. 1988) verbesserte regionale Werte für die Oberflächentemperatur T_0 und den troposphärischen Temperaturgradienten β zur Verfügung. Weiterhin ist unter Verwendung von PEIXOTO UND OORT (1983) die Ermittlung von Oberflächenwerten für den Wasserdampfdruck e_0 und den zugehörigen troposphärischen Gradienten λ_e möglich. Für den geographischen Bereich der Antarktischen Halbinsel ergeben sich daraus die in Tabelle 8-13 verzeichneten Werte, wobei die Ermittlung von südlicher gelegenen Werten ($\varphi < 70^\circ \text{ s.Br.}$) auf Grund von lückenhaft vorhandenen Daten nicht möglich ist. Zwischen den Werten von Tabelle 8-13 ist linear zu interpolieren.

Tabelle 8-13: Auszug aus den Modellwerten nach COLLINS ET AL. (1996)

φ [°]	p_0 [hPa]	T_0 [K]	e_0 [hPa]	β [K/km]	λ_e
-60	988.5	274.9	5.3	5.71	3.00
-70	987.5	271.0	3.5	5.57	3.45

Die in Tabelle 8-13 aufgelisteten meteorologischen Standardoberflächendaten führen bei fehlenden Oberflächendaten im Mittel zu einer besseren Anpassung an die Realität als die mit Gleichung (8-116) gegebenen Werte. Eine Anpassung an reale Bedingungen ist durch Berücksichtigung des Jahresgangs der meteorologischen Parameter f_{met} möglich, hierbei kann der von NIELL (1996) entwickelte Ansatz verwendet werden, siehe hierzu Gleichung (8-117).

Tabelle 8-14 enthält die für das Untersuchungsgebiet der Antarktischen Halbinsel relevanten, in Gleichung (8-117) einzusetzenden meteorologischen Parameter in Abhängigkeit von der geographischen Breite φ , zwischen denen nach Gleichung (8-117) linear zu interpolieren ist.

⁸⁻⁴⁵ Siehe hierzu SMITH (1966).

$$f_{\text{met}}(\varphi, t) = f_{\text{met,D}}(\varphi_i) + \left(f_{\text{met,D}}(\varphi_{i+1}) - f_{\text{met,D}}(\varphi_i) \right) \frac{\varphi - \varphi_i}{\varphi_{i+1} - \varphi_i} - \left[f_{\text{met,A}}(\varphi_i) + \left(f_{\text{met,A}}(\varphi_{i+1}) - f_{\text{met,A}}(\varphi_i) \right) \frac{\varphi - \varphi_i}{\varphi_{i+1} - \varphi_i} \right] \cos\left(\frac{2\pi(t_{\text{DOY,NHK}} - 28)}{365.25} \right) \quad (8-117)$$

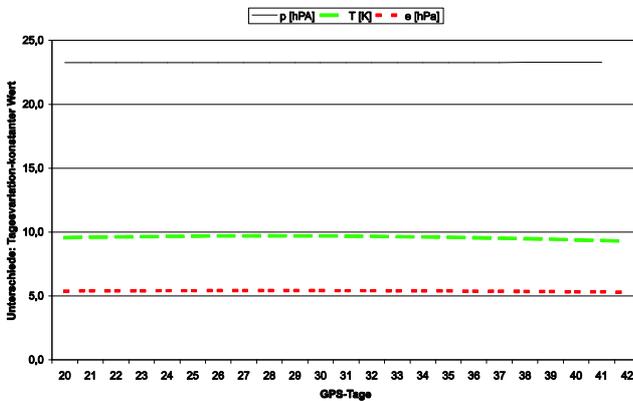
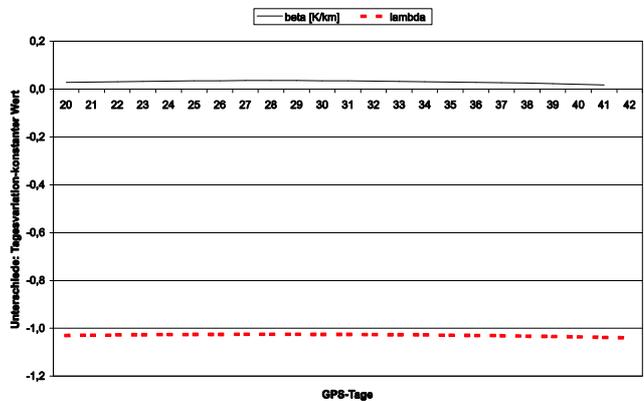
Tabelle 8-14: Auszug aus den verbesserten Modellwerten nach COLLINS ET AL. (1996)

Durchschnittswert $f_{\text{met,D}}$					
φ [°]	ρ_0 [hPa]	T_0 [K]	e_0 [hPa]	β [K/km]	λ_c
60	1011.75	272.15	6.78	5.39	1.81
70	1013.00	263.65	4.11	4.53	1.55
Amplitudenwert $f_{\text{met,A}}$					
φ [°]	ρ_0 [hPa]	T_0 [K]	e_0 [hPa]	β [K/km]	λ_c
60	-1.75	15.00	5.36	0.81	0.74
70	-0.50	14.50	3.39	0.62	0.30

Während die Durchschnittswerte ($f_{\text{met,D}}$) dem mittleren Verhalten in Abhängigkeit von der nördlichen geographischen Breite Rechnung tragen, beschreiben die Amplitudenwerte ($f_{\text{met,A}}$) jahreszeitliche Variationen. Die Zeit - angegeben in DOY (day of year) - ist dabei standardmäßig auf die Nordhalbkugel (NHK) bezogen. Die Werte der südlichen Hemisphäre (SHK) werden dabei mittels dem von NIELL (1996) postulierten funktionalen Zusammenhang aus den NHK-Werten mit

$$t_{\text{DOY,SHK}} = t_{\text{DOY,NHK}} \pm \frac{365.25}{2} \quad (8-118)$$

berechnet. Die konstante Verschiebung der Zeitskala um 28 d sorgt für die Anpassung des funktionalen Modells an jahreszeitliche meteorologische Extremwerte. Für die in mittlerer Breite der Antarktischen Halbinsel gelegene Station Vernadsky ($\varphi \approx 65^\circ$ s.Br.) ergeben sich im Zeitraum der analysierten Beobachtungskampagnen (20. Jan. - 10. Feb.) die in Abbildung 8-41 visualisierten Unterschiede in den meteorologischen Größen Temperatur, Luft- und Wasserdampfdruck zwischen den durch Tabelle 8-13 und Gleichung (8-117) sowie Tabelle 8-14 definierten Ansätzen. Die Temperatur- und Wasserdampfgradienten sind in Abbildung 8-42 dargestellt.

Abbildung 8-41: Vergleich der meteorologischen Parameter p , T und e basierend auf Gleichung (8-117) und (8-118) nach COLLINS ET AL. (1996)Abbildung 8-42: Vergleich der Gradienten β und λ_c basierend auf Gleichung (8-117) und (8-118) nach COLLINS ET AL. (1996)

Für den untersuchten Zeitbereich können bei Verwendung des Collins-Modells die durch den funktionalen Zusammenhang von Gleichung (8-117) gegebenen Werte somit o.E.d.A. als konstant erachtet werden und eine zeitabhängige Modellbildung kann unberücksichtigt bleiben. Gleichung (8-117) kann somit für den im Zentrum der untersuchten Beobachtungskampagne gelegenen Zeitpunkt $t_{\text{DOY,SHK}} = 31$ in

$$f_{\text{met}}(\varphi, t) = f_{\text{met,D}}(\varphi_i) + \left(f_{\text{met,D}}(\varphi_{i+1}) - f_{\text{met,D}}(\varphi_i) \right) \frac{\varphi - \varphi_i}{\varphi_{i+1} - \varphi_i} - 0.9984 \left[f_{\text{met,A}}(\varphi_i) + \left(f_{\text{met,A}}(\varphi_{i+1}) - f_{\text{met,A}}(\varphi_i) \right) \frac{\varphi - \varphi_i}{\varphi_{i+1} - \varphi_i} \right] \quad (8-119)$$

umgeformt werden.

In Analogie zu Gleichung (8-110) bzw. (8-113) geben DAVIS ET AL. (1985) mit

$$\Delta_{NEU,h}^{Zemit} [m] = (0.0022768 \pm 0.000005) \left[\frac{m}{hPa} \right] Dp_0 \quad (8-120)$$

und ELGERED ET AL. (1991) mit

$$\Delta_{NEU,h}^{Zemit} [m] = (0.0022779 \pm 0.0024) \left[\frac{m}{hPa} \right] Dp_0 \quad (8-121)$$

alternative funktionale Zusammenhänge zur Berechnung des hydrostatischen Anteils des neutrosphärischen Einflusses an. Der etwas genauere Davis-Ansatz verwendet die Koeffizienten von THAYER (1974), während in Gleichung (8-121) die ungenaueren Koeffizienten des Modells von Boudouris verwendet werden, siehe hierzu Kapitel 8.3. Für mittlere meteorologische Bedingungen der Antarktischen Halbinsel ($p_0 = 986$ hPa) ergeben sich nach Gleichung (8-120) bzw. (8-121) zenitale Werte für die hydrostatische neutrosphärische Laufzeitverzögerung von 2.2412 m bzw. 2.2423 m. Im Gegensatz dazu ergibt sich basierend auf Gleichung (8-114) unter Verwendung des Rueger_{best}-Ansatzes und unter Berücksichtigung des Realgasfaktors ein um ca. 1 cm geringerer Wert von 2.2314 m. Somit sollten zenitale neutrosphärische Laufzeitverzögerungen der hydrostatischen Komponente mittels Gleichung (8-114) bestimmt werden.

Basierend auf den für das Untersuchungsgebiet zur Verfügung stehenden meteorologischen Wettermodelldaten können Untersuchungen der wichtigsten meteorologischen Einflussgrößen durchgeführt werden. Dadurch ist es möglich, die oben beschriebenen Modellannahmen einerseits zu validieren, andererseits jedoch auch zu verbessern.

In Abbildung 8-43 ist die zur Berechnung der zu validierenden Modellparameter β und H^T angewandte Strategie schematisch und exemplarisch für einen diskreten NCEP-Gitterpunkt ($\lambda = -50^\circ$, $\varphi = -60^\circ$) veranschaulicht.

In Abhängigkeit von der Steigung der Geraden, die durch zwei aufeinanderfolgende NCEP-Druckflächen eindeutig definiert ist, wird die Höhe gesucht, ab der diese Steigung größer als der Wert -2 wird (Tropopausenhöhenkriterium). Dabei werden in Bodennähe auftretende, u.a. durch Inversion verursachte positive Gradienten nicht berücksichtigt. Verfährt man in dieser Weise für alle verfügbaren Druckflächen der NCEP-Gitterpunkte⁸⁻⁴⁶, so können einerseits Werte für die Tropopausenhöhe andererseits mittels einer ausgleichenden Geraden Werte für den Temperaturgradienten in der Troposphäre bestimmt werden. Hierbei ergibt sich ein inhomogenes Bild (Abbildung 8-44). Der maximale (minimale) negative Temperaturgradient beträgt -3.8 K/km (-7.2 K/km). Für den Mittelwert des Temperaturgradienten wird $-(5.59 \pm 0.34)$ K/km erhalten. Dieser mittlere Gradient ist ebenso repräsentativ für die mittleren Gradienten der SCAR-Kampagnen der Jahre 1995, 1998 und 2002, siehe hierzu Tabelle 8-15.

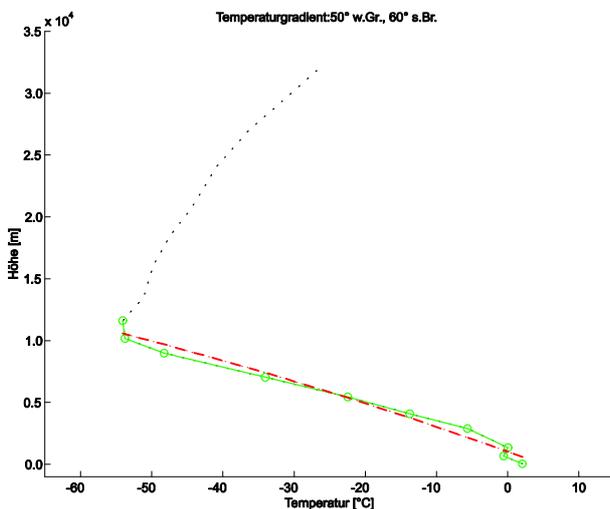


Abbildung 8-43: Schematische Darstellung des Prinzips zur Ableitung von meteorologischen Parametern aus NCEP-Wettermodelldaten (grün), ausgleichende Gerade (rot, gestrichelt)

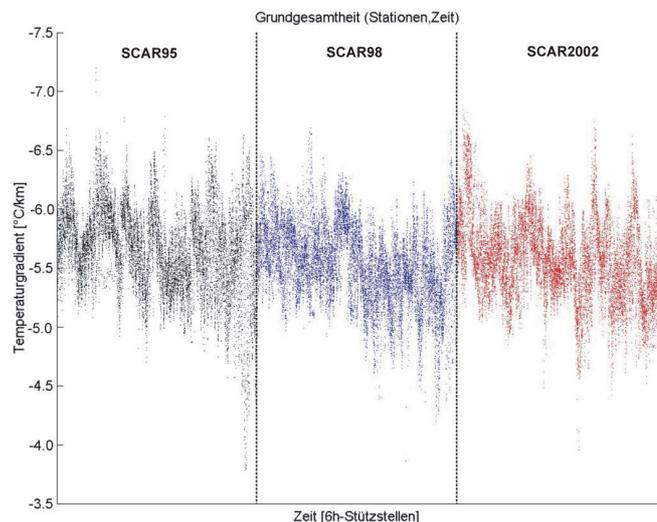


Abbildung 8-44: Grundgesamtheit aller Temperaturgradienten; links/schwarz: 1995, Mitte/blau: 1998, rechts/rot: 2002

⁸⁻⁴⁶ Die NCEP-Datenbasis wurde in Kapitel 8.2.3 beschrieben. Sie umfasst für 66 Gitterpunkte die 6h-Daten der drei Jahre 1995, 1998 und 2002 des Zeitbereichs 1. Jan. - 28. Feb. (59 d).

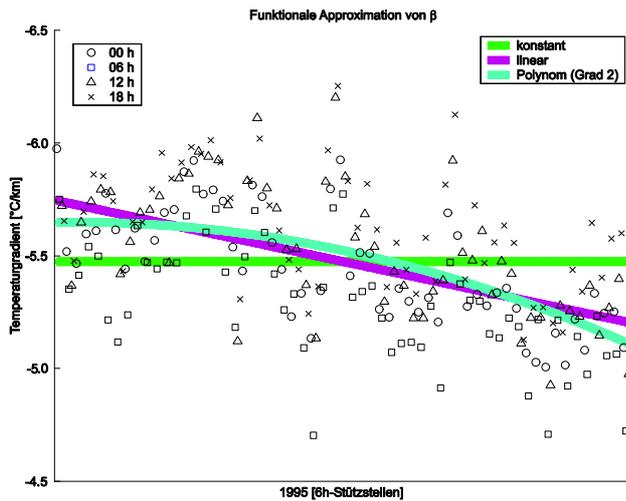


Abbildung 8-45: Funktionale Zusammenhänge zur Bestimmung von β

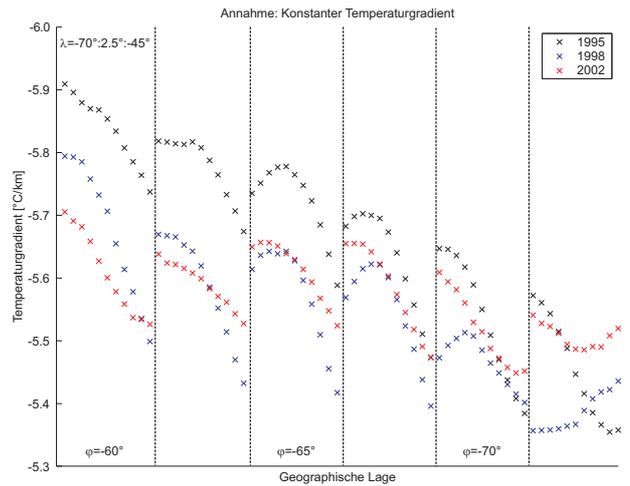


Abbildung 8-46: Mittlerer Temperaturgradient in Abhängigkeit von der geographischen Lage; funktionaler Ansatz: konstant

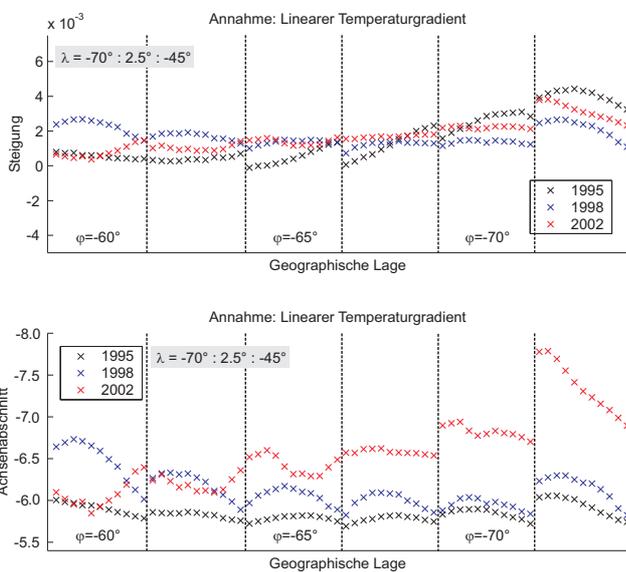


Abbildung 8-47: Mittlerer Temperaturgradient in Abhängigkeit von der geographischen Lage; funktionaler Ansatz: linear

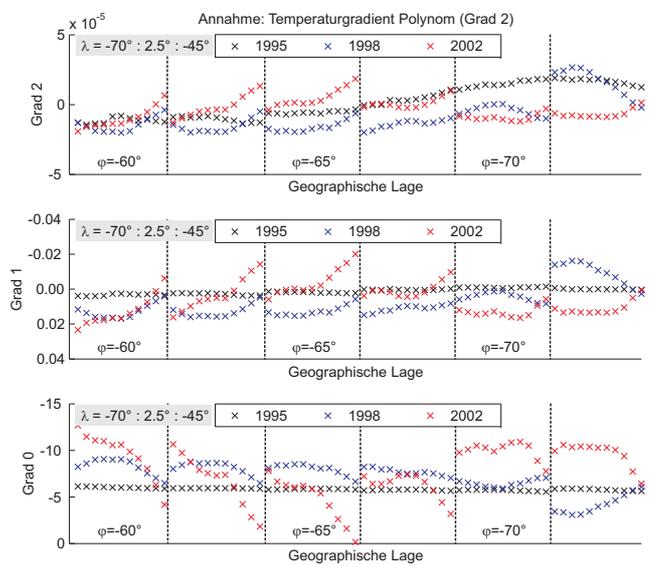


Abbildung 8-48: Mittlerer Temperaturgradient in Abhängigkeit von der geographischen Lage; funktionaler Ansatz: Polynom 2. Grades

Tabelle 8-15: Mittlerer Temperaturgradient β ausgesuchter Beobachtungszeiträume

	Beobachtungszeitraum		
	1. Jan. - 28. Feb. 1995	1. Jan. - 28. Feb. 1998	1. Jan. - 28. Feb. 2002
$\beta \pm \sigma_\beta$ [K]	-5.66±0.35	-5.54±0.32	-5.57±0.33
Relativer Fehler [%]	6.25	5.84	5.96

Basierend auf den Temperaturgradienten jeder NCEP-Stützstelle (Abbildung 8-44⁸⁻⁴⁷) kann versucht werden, für die Zeiträume der NCEP-Wettermodelltdaten (1. Jan. - 28. Feb.) für jeden Gitterpunkt einen geeigneten funktionalen Zusammenhang in Abhängigkeit von der Zeit zu finden, siehe hierzu Abbildung 8-45. Als prinzipielle funktionale Zusammenhänge wurden konstante und lineare Ansätze sowie die Approximation durch ein Polynom zweiten Grades gewählt. Die somit bestimmten Parameter sind in Abbildung 8-46 bis Abbildung 8-48 in Abhängigkeit von ihrer geographischen Lage aufgetragen. Deutlich zu erkennen ist eine Korrelation zwischen der geographischen Position der NCEP-Gitterpunkte und den ermittelten Temperaturgradienten, welche auch für die Standardabweichungen der Lösungen feststellbar ist, so dass eine detaillierte Analyse des Festlandbereiches der Antarktischen Halbinsel (Tabelle

⁸⁻⁴⁷ Für jeden NCEP-Gitterpunkt liegen pro Tag vier (0 Uhr, 6 Uhr, 12 Uhr, 18 Uhr) Wettermodell-Realisierungen vor. Dargestellt wird für jeden Breitenkreis ($\varphi = -60.0^\circ:-2.5^\circ:-72.5^\circ$) von Westen nach Osten ($\lambda = -70.0^\circ:2.5^\circ:-45.0^\circ$) der meteorologische Modellparameter z.B. Temperaturgradient.

8-16) notwendig ist, um u.a. einen Extremwerte filternden Einfluss der umliegenden maritimen Gebiete ausschließen zu können. Hinsichtlich der Vergleichbarkeit zwischen den drei analysierten NCEP-Jahresdaten sind ebenfalls Unterschiede feststellbar.

Tabelle 8-16: NCEP-Gitterpunkte zugehörig zum Festlandbereich der Antarktischen Halbinsel

Geographische Breite [° s.Br.]	Geographische Länge [° w.Gr.]
62.5	62.5, 60.0, 57.5, 55.0
65.0	65.0, 62.5, 60.0, 57.5
67.5	67.5, 65.0, 62.5
70.0	70.0, 67.5, 65.0, 62.5
72.5	67.5, 65.0, 62.5, 60.0

Tabelle 8-17: Mittlere Temperaturgradienten des Festlandbereichs der Antarktischen Halbinsel in Abhängigkeit von der Tageszeit

	00:00 Uhr	06:00 Uhr	12:00 Uhr	18:00 Uhr
1. Jan. - 28. Feb. 1995	-5.68 K/km	-5.68 K/km	-5.69 K/km	-5.69 K/km
1. Jan. - 28. Feb. 1998	-5.54 K/km	-5.54 K/km	-5.55 K/km	-5.54 K/km
1. Jan. - 28. Feb. 2002	-5.60 K/km	-5.60 K/km	-5.60 K/km	-5.59 K/km

Der mittlere Temperaturgradient ergibt sich dabei zu (-5.61 ± 0.34) K/km, was einer marginalen Erhöhung des Betrages entspricht. Auch die Mittelwerte der Kampagnenzeiträume weisen eine nicht signifikante Betragserhöhung auf (1995: -5.69 K/km; 1998: -5.54 K/km; 2002: -5.60 K/km). Mittlere tageszeitliche Systematiken konnten nicht detektiert werden (Tabelle 8-16).

In Analogie zur Detektion der neutrosphärischen Temperaturgradienten kann die Höhe der Tropopause H^T bestimmt werden. Als Kriterium wird, wie oben beschrieben, die Änderung der Steigung des Temperaturverlaufs mit zunehmendem Abstand von der Erdoberfläche herangezogen. Abbildung 8-49 veranschaulicht die Höhe der Tropopause für alle Gitterpunkte der vorliegenden NCEP-Wettermodelldaten in Abhängigkeit von geographischer Lage (vgl. Visualisierungsreihenfolge in Abbildung 8-44 ff.) und Tageszeit.

Maximale (minimale) H^T -Werte werden mit ca. 16 km (6.2 km) erhalten. Auf Grund der vertikalen NCEP-Auflösung ergeben sich hier Bandstrukturen bzw. Histogrammspitzen für die ermittelten H^T -Werte, so dass hierbei ebenso keine abschließende Aussage möglich ist, wodurch ebenfalls eine detailliertere Untersuchung im Festlandbereich notwendig wird, die jedoch bis auf die Elimination der Maximalwerte ähnlich heterogene Ergebnisse erbringt, siehe hierzu Abbildung 8-50.

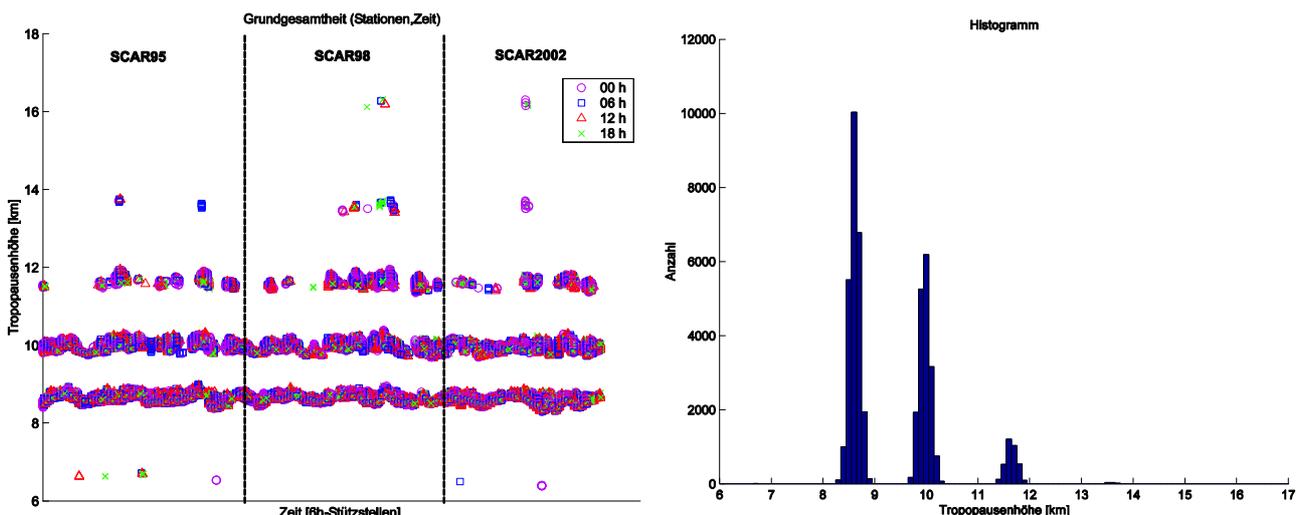


Abbildung 8-49: Tropopausenhöhen abgeleitet aus NCEP-Wettermodelldaten; links: Geographische und zeitliche Abhängigkeit, rechts: Histogramm

Unter Verwendung des in MENDES (1999) mit

$$H^T = 7.508 + 2.421e^{\frac{T[^\circ\text{C}]}{22.9}} \tag{8-122}$$

angeführten und in Kapitel 8.6.2 erläuterten, empirischen funktionalen Zusammenhangs zur Berechnung der Tropopausenhöhe H^T ergibt sich ein mittlerer Wert von 9.929 km, der genähert dem Mittel der NCEP-Auswertung entspricht.

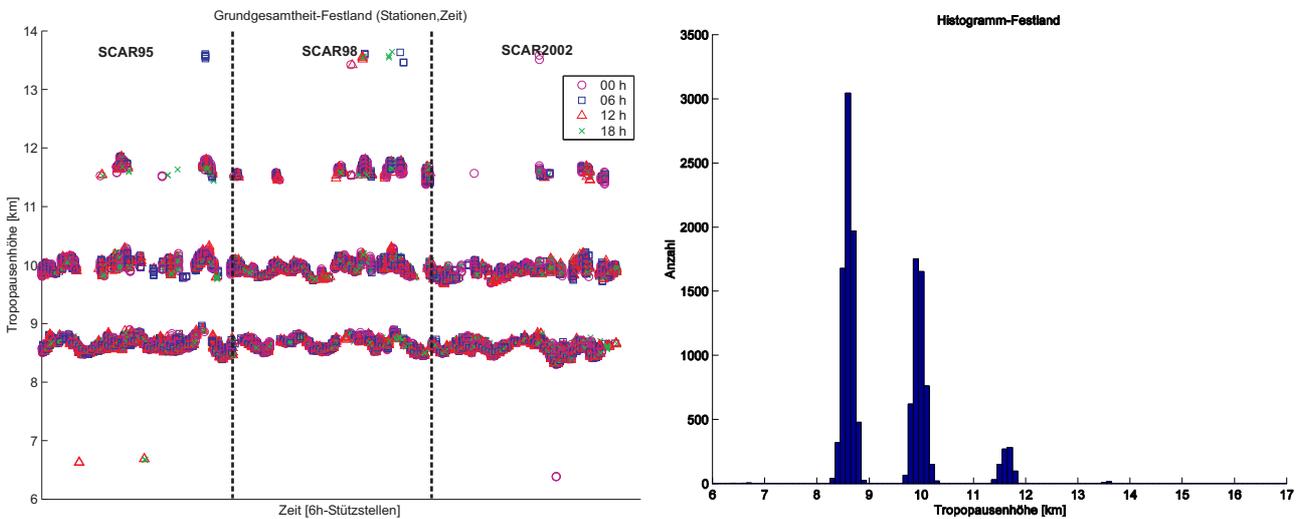


Abbildung 8-50: Tropopausenhöhen für den Festlandbereich der Antarktischen Halbinsel abgeleitet aus NCEP-Wettermodellldaten; links: Geographische und zeitliche Abhängigkeit, rechts: Histogramm

Neben dem Temperaturgradienten und der Tropopausenhöhe ist der Gradient des Wasserdampfdrucks λ_e eine weitere wichtige meteorologische Größe, wie bspw. Gleichung (8-114) zeigt. Die λ_e -Werte aller NCEP-Gitterpunkte in den oben beschriebenen Zeitbereichen analysierend ergibt sich ein mittlerer Gradient von 4.28 ± 1.33 , der auch für die einzelnen Kampagnenzeiträume (1995: 4.24 ± 1.26 ; 1998: 4.19 ± 1.23 ; 2002: 4.39 ± 1.49) nahezu konstant ist und somit deutlich von den in Tabelle 8-13 und Tabelle 8-14 verwendeten Werten abweicht. Die λ_e -Werte werden dabei zwischen der erdnächsten NCEP-Druckfläche ($p_0 = 1000$ hPa, e_0) und höher gelegenen Druckflächen ermittelt, für die die relative Feuchte letztmalig (aufsteigende Analyse) von Null abweichende Beträge annimmt. Analysen basierend auf konsekutiven Druckflächen ergeben teilweise signifikant unterschiedliche λ_e -Werte (z.B. $p_0 = 1000$ hPa, $p = 925$ hPa: λ_e : 2.75 ± 1.83). Vergleichend zu den Genauigkeiten, mit denen bspw. die mittleren Temperaturgradienten unter Verwendung der NCEP-Grundgesamtheit bestimmt werden konnten, ist die Festlegung von λ_e deutlich (Faktor ca. 4) schlechter möglich. Begründet ist dies einerseits durch die geringere Genauigkeit der rh_{NCEP} -Werte gegenüber den T_{NCEP} -Werten, andererseits in den geringen absoluten Beträgen des Wasserdampfdrucks. Dem in Abbildung 8-51 dargestellten Histogramm ist die große Variationsbandbreite der λ_e -Werte zu entnehmen.

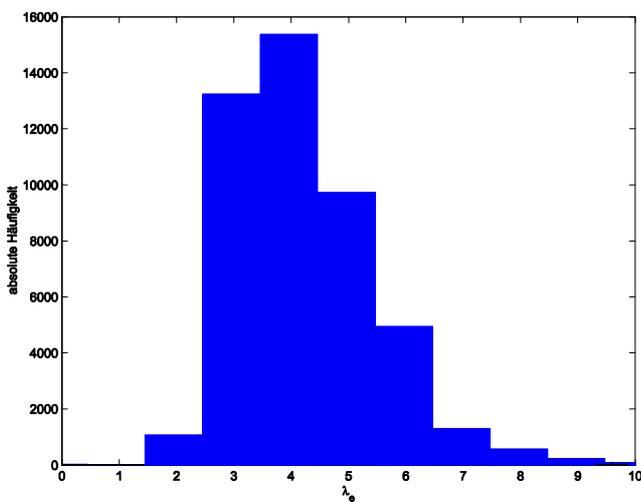


Abbildung 8-51: Histogramm des Wasserdampfdruckgradienten aller NCEP-Stützstellen

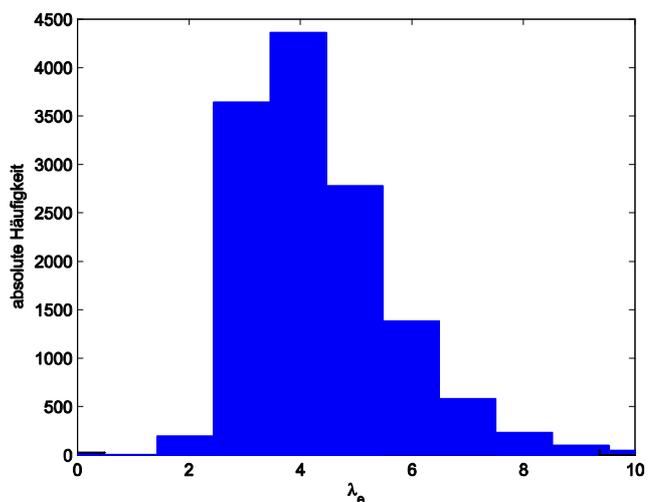


Abbildung 8-52: Histogramm des Wasserdampfdruckgradienten der NCEP-Stützstellen des Festlandbereichs

Betrachtet man die Gradienten zu den vier diskreten NCEP-Zeitpunkten, so sind keine Korrelationen zwischen den unterschiedlichen Tageszeiten zu erkennen, ebenso sind keine signifikanten Abhängigkeiten von der geographischen Breite detektierbar.

Auch für λ_e lassen sich die für den Temperaturgradienten im Festlandbereich festgestellten Tendenzen (marginale Änderung des Absolutwertes, Erhöhung der Standardabweichung) sowohl für den Gesamtmittelwert von 4.29 ± 1.45 als auch für die Kampagnenzeiträume (1995: 4.19 ± 1.26 ; 1998: 4.09 ± 1.31 ; 2002: 4.60 ± 1.68) bestätigen. In Abbildung 8-52 ist basierend auf NCEP-Daten des Festlandbereichs die absolute Häufigkeit der λ_e -Werte veranschaulicht.

Unter Verwendung der Gleichungen (8-113) und (8-114) kann mit den auf Festlandwerte gestützten mittleren, aus NCEP-Daten abgeleiteten Beträgen der Gradienten

$$\begin{aligned} \beta &= 5.61 \frac{\text{K}}{\text{km}} \quad \text{und} \\ \lambda_e &= 4.29 \end{aligned} \quad (8-123)$$

sowie den Koeffizienten des Rueger_{best}-Modells (RUEGER 2002) ein an das NCEP-Wettermodell angepasstes, verbessertes Modell für den Bereich der Antarktischen Halbinsel im Zeitraum Januar-Februar aufgestellt werden. Für zenitale Beobachtungen ergibt sich für mittlere meteorologische Bedingungen der Antarktischen Halbinsel der hydrostatische (nicht-hydrostatische) Anteil zu 2.251 m (0.056 m). Vergleichend resultieren die Werte für den hydrostatischen (nicht-hydrostatischen) Anteil aus dem Saastamoinen-Modell zu 2.241 m (0.070 m). Die gesamte die Signallaufzeit beeinflussende Wirkung der Neutrosphäre wird somit unter Verwendung des Saastamoinen-Modells in Zenitrichtung um ca. 1 cm größer geschätzt als unter Verwendung des angepassten Modells von Askne und Nordius, der zenitale hydrostatische (nicht-hydrostatische) Anteil dabei um ca. 1 cm geringer (1.8 cm größer).

Der hydrostatische Anteil der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung in Zenitrichtung, berechnet basierend auf Gleichung (8-120) und (8-121), weist vergleichend zum verbesserten Modell von Askne und Nordius ebenfalls Abweichungen im Zenitmeterbereich auf.

In Kapitel 8.5.1 wurden die Hopfield-Modelle erläutert. Das durch die Gleichungen (8-80), (8-81), (8-85) und (8-86) gegebene Standard-Hopfield-Modell kann durch die im Rahmen dieses Unterkapitels ermittelten Anpassungen an die Bedingungen des Verdichtungsnetzes Antarktische Halbinsel prinzipiell optimiert werden; dies ändert jedoch nichts an der identischen Modellbildung für den trockenen und den feuchten neutrosphärischen Anteil. Deshalb werden die Hopfield-Modelle im weiteren Verlauf der Arbeit nicht berücksichtigt.

Auf Grund dieser Unterschiede erscheint das angepasste Modell von Askne und Nordius basierend auf Gleichung (8-113), (8-114) und (8-123) sowie den Konstanten des Rueger_{best}-Modells prinzipiell geeignet, um im weiteren Verlauf der Arbeit zur Berechnung des Neutrosphäreinflusses in Zenitrichtung verwendet zu werden.

8.5.3.2 Validierung der NCEP-basierten Meteorologieparameter unter Verwendung der mittleren atmosphärischen Temperatur

Eine Validierung des unsicher bestimmten meteorologischen Parameters λ_e ist prinzipiell über die mittlere atmosphärische Temperatur möglich, die sich mittels numerischer Integration (Gleichung (8-30)) basierend auf NCEP-Wettermodellldaten berechnen lässt; gleichzeitig kann im modifizierten Modell von Askne und Nordius der mit Gleichung (8-114) gegebene funktionale Zusammenhang genutzt werden. Daneben geben BEVIS ET AL. (1994) mit

$$T_m [\text{K}] = 70.2 + 0.72T_0 \quad (8-124)$$

auf Basis von mehr als 8500 Radiosondenprofilen (Zeitbasis: 2 a) für den nordamerikanischen Bereich (13 Stationen, $\varphi \in [27^\circ \text{ n.Br.}; 65^\circ \text{ n.Br.}]$, $H \in [0 \text{ km}; 1.6 \text{ km}]$) einen linearen Zusammenhang an. BRAUN ET AL. (2003) finden mit

$$T_m [\text{K}] = 75.593 + 0.7013T_0 \quad (8-125)$$

einen alternativen funktionalen Zusammenhang. Daneben sind weitere empirische Formeln zur Berechnung von T_m bspw. basierend auf Messwerten der Oberflächentemperatur (z.B. MENDES ET AL. (2000)) bekannt. Diese alternativen Ansätze zur Berechnung von T_m sind i.d.R. abgeleitet aus einer hinreichend großen Radiosondengrundlage großräumiger Gebiete (z.B. BEVIS ET AL. (1992)⁸⁻⁴⁸ oder EMARDSON UND DERKS (2000)⁸⁻⁴⁹). Weiterhin sind ebenfalls Ansätze bekannt, die lediglich lokale Gültigkeit besitzen (z.B. KLEIN BALTINK ET AL. (2002)).

⁸⁻⁴⁸ Linearer Ansatz für Nordamerika

⁸⁻⁴⁹ Quadratischer Ansatz für Europa

Werden alle in Kapitel 8.2.3 beschriebenen, für den Anwendungsfall zur Verfügung stehenden NCEP-Daten verwendet, um eine funktionale Beziehung zwischen der Oberflächentemperatur T_0 und der mittleren atmosphärischen Temperatur T_m zu bestimmen, so ergibt sich die in Abbildung 8-53 dargestellte Situation.

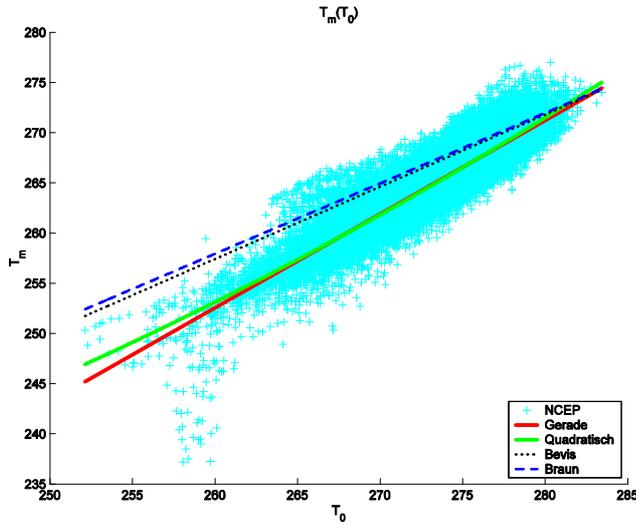


Abbildung 8-53: Mittlere atmosphärische Temperatur in Abhängigkeit von der Oberflächentemperatur; NCEP-Grundgesamtheit und funktionale Ansätze

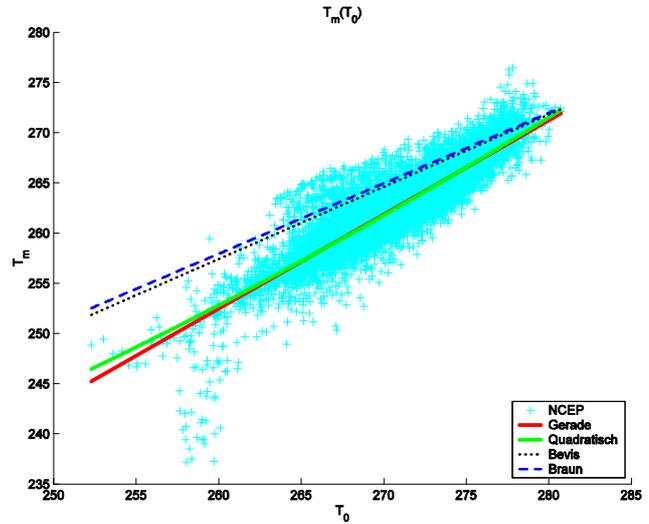


Abbildung 8-54: Mittlere atmosphärische Temperatur in Abhängigkeit von der Oberflächentemperatur; NCEP-Festlanddaten und funktionale Ansätze

Neben einem nach dem Prinzip der kleinsten Quadrate geschätzten linearen sowie einem quadratischen Polynomansatz werden dabei die mit Gleichung (8-124) und (8-125) gegebenen Standardansätze zur Berechnung von T_m hinsichtlich ihrer Tauglichkeit für das bearbeitete Untersuchungsgebiet visualisiert. Während nur marginale Unterschiede zwischen dem linearen und dem quadratischen Ansatz festzustellen sind, fallen die beiden nicht für das Gebiet der Antarktischen Halbinsel ermittelten Ansätze deutlich ab (Tabelle 8-18).

Tabelle 8-18: RMS-Werte der funktionalen Ansätze basierend auf NCEP-Daten

	Linear	Quadratisch	Bevis	Braun
RMS [K]	1.636	1.633	2.673	2.906

Im Weiteren wird deshalb der lineare, an das Gebiet der Antarktischen Halbinsel angepasste Ansatz verwendet (Gleichung (8-126)).

$$T_m = 9.117 \text{ K} + 0.936T_0 \tag{8-126}$$

Bei einer detaillierten Betrachtung von Abbildung 8-53 werden für $T_m < 245 \text{ K}$ einige Ausreißer (Anzahl: 28, prozentualer Anteil: 0.059%) erkannt; in Tabelle 8-19 sind die geographisch und zeitlich korrespondierenden Informationen aufgelistet. Alle Ausreißer fallen in den Februar des Jahres 1998.

Tabelle 8-19: Ausreißer bzgl. T_m -Bestimmung der NCEP-Grundgesamtheit

B [°]	L [°]	Tag	Zeit	B [°]	L [°]	Tag	Zeit	B [°]	L [°]	Tag	Zeit
-72.50	-67.50	25	12	-72.50	-65.00	26	12	-72.50	-62.50	27	6
-72.50	-65.00	25	12	-72.50	-62.50	26	12	-72.50	-67.50	27	12
-72.50	-70.00	26	0	-72.50	-67.50	26	18	-72.50	-65.00	27	12
-72.50	-67.50	26	0	-72.50	-65.00	26	18	-72.50	-62.50	27	12
-72.50	-65.00	26	0	-72.50	-62.50	26	18	-72.50	-67.50	28	6
-72.50	-70.00	26	6	-72.50	-67.50	27	0	-72.50	-65.00	28	6
-72.50	-67.50	26	6	-72.50	-65.00	27	0	-72.50	-67.50	28	12
-72.50	-65.00	26	6	-72.50	-62.50	27	0	-72.50	-65.00	28	12
-72.50	-70.00	26	12	-72.50	-67.50	27	6				
-72.50	-67.50	26	12	-72.50	-65.00	27	6				

Die betreffenden Stützstellen liegen zwar außerhalb der GPS-Beobachtungszeiträume, sie sind jedoch dem Festland zugehörig, deshalb erscheint eine eingehendere Analyse des Festlandgebiets angebracht. Eingang finden dabei die im bisherigen Verlauf der Arbeit (Kapitel 8.2.3) als Festlandpunkte beschriebenen NCEP-Gitterpunkte, hierbei ergibt sich als funktionaler Ansatz zur Berechnung der mittleren atmosphärischen Temperatur aus gegebener Oberflächen-temperatur

$$T_m = 8.208 \text{ K} + 0.939T_0. \quad (8-127)$$

Der Unterschied dieses linearen Ansatzes gegenüber einem Polynom zweiten Grades ist, wie Abbildung 8-54 und Tabelle 8-20 zu entnehmen ist, marginal. Weiterhin streut die reduzierte Stichprobe der Festlanddaten mehr, u.a. da die glättende Wirkung des Meeres entfällt. Gleichung (8-127) erscheint somit als ein geeigneter funktionaler Zusammenhang zur Berechnung der mittleren atmosphärischen Temperatur basierend auf der Oberflächentemperatur, bspw. bei fehlenden Wettermodelldaten.

Tabelle 8-20: RMS-Werte der funktionalen Ansätze bzgl. Festlanddaten

	Linear	Quadratisch	Bevis	Braun
RMS [K]	1.817	1.815	3.107	3.372

Werden die mit Gleichung (8-14) und (8-114) gegebenen funktionalen Ansätze zur Berechnung der mittleren atmosphärischen Temperatur verglichen, so sind bspw. für die Station *VERI*, für die zeitlich hoch aufgelöste Meteorologiemessungen vorliegen, lediglich marginale Unterschiede (maximal 0.15 K) festzustellen, siehe hierzu Abbildung 8-55, in der die mittlere atmosphärische Temperatur berechnet sowohl unter Verwendung von in der Nähe der GPS-Station erfassten Oberflächenmeteorologie als auch basierend auf horizontal und vertikal interpolierten NCEP-Daten dargestellt wird.

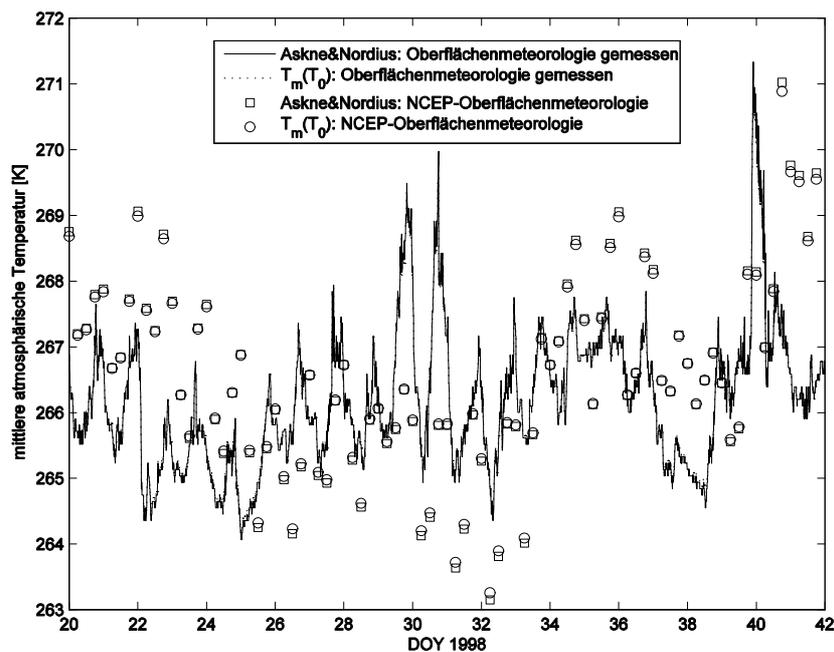


Abbildung 8-55: Mittlere atmosphärische Temperatur basierend auf gemessener und extrapolierte Oberflächenmeteorologie unter Verwendung von Gleichung (8-114) und (8-127)

8.5.3.3 Validierung von NCEP-basierten Meteorologieparametern durch Werte der zenitalen neutrosphärischen Laufzeitverzögerung

Werden innerhalb eines diskreten Zeitraums (z.B. Messkampagne) konstante mittlere meteorologische Bedingungen angenommen, wie bspw. bei GPS-Auswertungen, die in Ermangelung von meteorologischen Messwerten unter Verwendung von Standardatmosphären durchgeführt werden, ergeben sich konstante Werte für die prädierte zenitale neutrosphärische Laufzeitverzögerung. Unter Verwendung von NCEP-Daten der Jahre 1995, 1998 und 2002 kann alternativ dazu für jede Zeitepoche die zenitale Laufzeitverzögerung mittels Gleichung (8-27) durch numerische Integration berechnet werden. Werden dabei die Rueder_{best}-Koeffizienten verwendet, die Realgasfaktoren berücksichtigt und vorausgesetzt, dass der Einfluss der Instrumentenhöhe vernachlässigt werden kann, zeigt sich, dass die aus den

NCEP-Daten abgeleiteten Werte für die gesamte zenitale neutrosphärische Laufzeitverzögerung im Bereich von ± 1 dm von den durch die Gleichungen (8-39), (8-40) und (8-48) ermittelten konstanten mittleren neutrosphärischen Laufzeitverzögerungen abweichen. Für südliche Stationen werden systematisch größere Differenzen erhalten, da das angepasste Modell von Askne und Nordius deutlich größere zenitale neutrosphärische Laufzeitverzögerungen liefert als die numerische Integration der NCEP-Daten. Für zenitale und nördlich gelegene Stationen werden sowohl positive als auch negative Differenzen erhalten. Tageszeitliche Abhängigkeiten können eingeschränkt lediglich für die südlichste Netzstation festgestellt werden. In Abbildung 8-56 - Abbildung 8-58 sind die Abweichungen für den gesamten, den hydrostatischen und den nicht-hydrostatischen Anteil stellvertretend für die repräsentative SCAR98-Kampagne dargestellt.

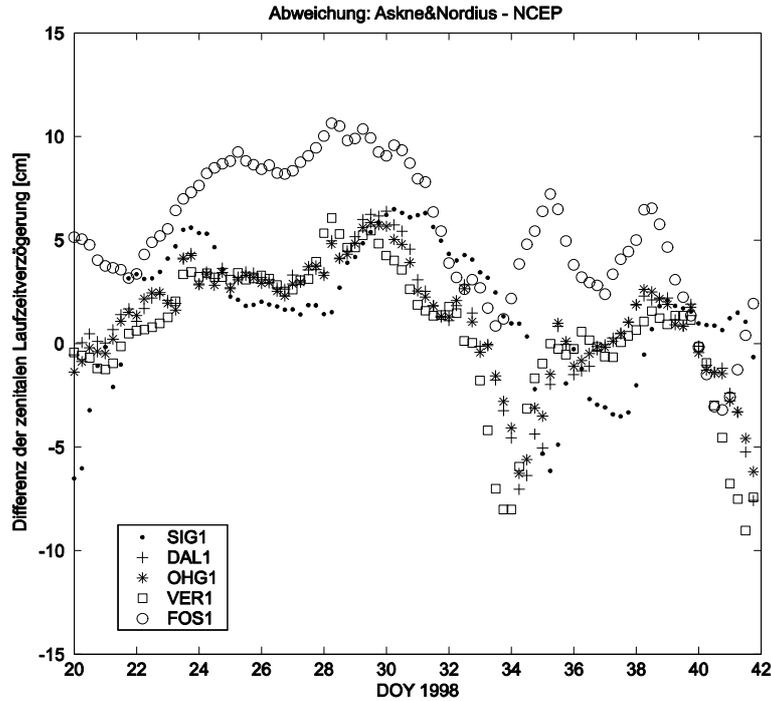


Abbildung 8-56: Differenzen der gesamten zenitalen neutrosphärischen Laufzeitverzögerung zwischen dem angepassten Modell von Askne und Nordius und numerischer NCEP-Integration

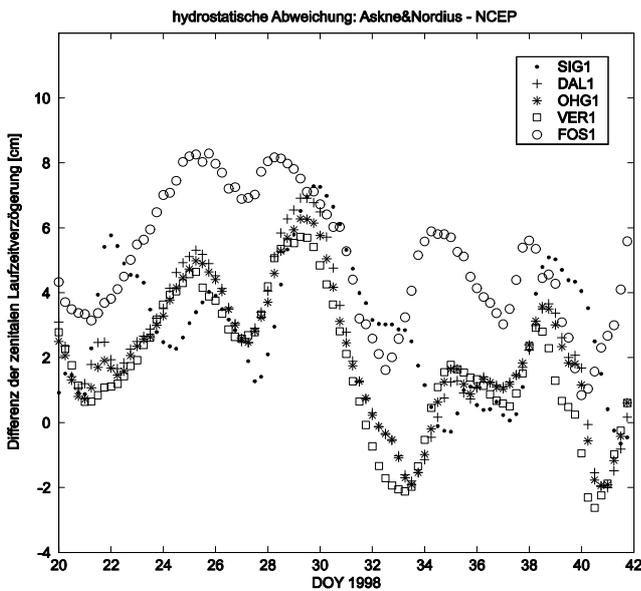


Abbildung 8-57: Differenzen der hydrostatischen zenitalen neutrosphärischen Laufzeitverzögerung zwischen dem angepassten Modell von Askne und Nordius und numerischer NCEP-Integration

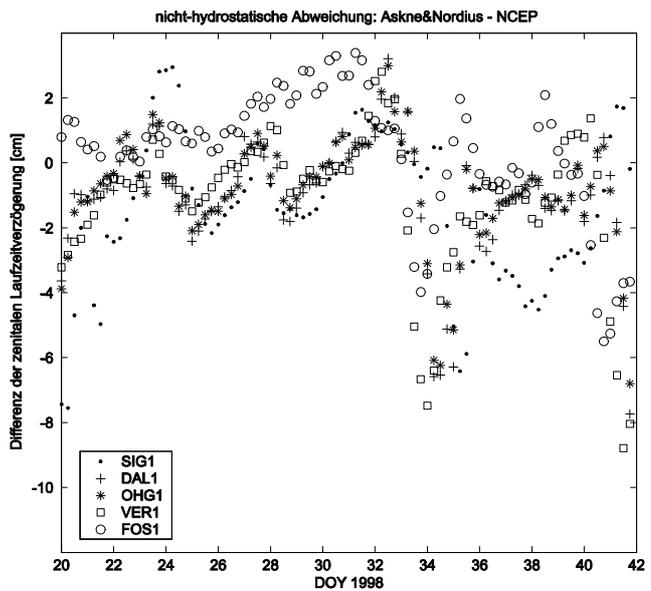


Abbildung 8-58: Differenzen der nicht-hydrostatischen zenitalen neutrosphärischen Laufzeitverzögerung zwischen dem angepassten Modell von Askne und Nordius und numerischer NCEP-Integration

Die Abweichungen des hydrostatischen Anteils bewegen sich im Bereich von ca. 12 cm (*FOSI*) und ca. -2 cm (*SIGI*), die Änderungen der nicht-hydrostatischen Komponente im Bereich [-9 cm; 4 cm]. Es erscheint somit sinnvoll, von der Modellierung einer konstanten zenitalen neutrosphärischen Laufzeitverzögerung durch das angepasste Modell von Askne und Nordius abzusehen, da die Unterschiede zur unabhängigen NCEP-Referenz groß sind. Vertiefte Untersuchungen zur optimierten neutrosphärischen Modellbildung für den Bereich der Antarktischen Halbinsel werden in Kapitel 8.7 beschrieben und diskutiert.

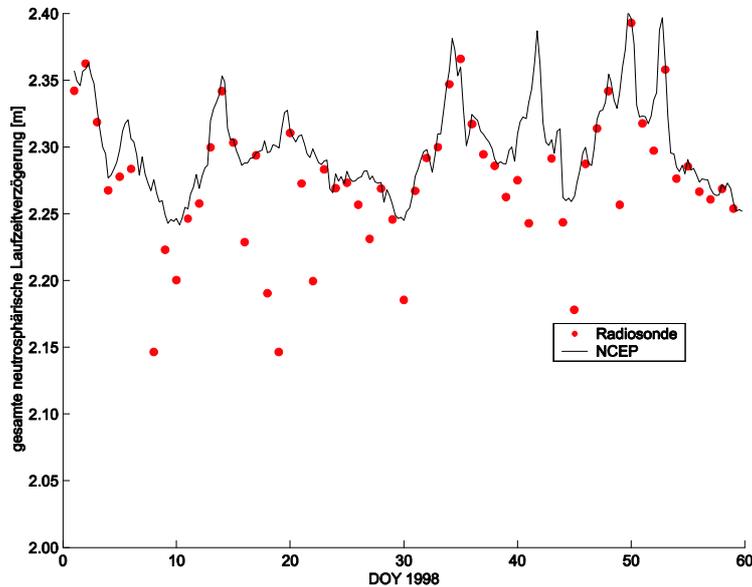


Abbildung 8-59: Differenzen der gesamten zenitalen neutrosphärischen Laufzeitverzögerung zwischen numerischer Integration von NCEP- und Radiosondendaten; Station: Bellingshausen

Auf Grund der teilweise beträchtlichen Abweichungen zwischen den beiden unabhängigen Ansätzen (numerische Integration von NCEP-Daten, konstantes angepasstes Modell von Askne und Nordius) zur Ermittlung der zenitalen neutrosphärischen Laufzeitverzögerungen sollen die in Kapitel 8.2.3 beschriebenen, für die Station Bellingshausen verfügbaren Radiosondendaten als weitere unabhängige Referenz für eine Validierung herangezogen werden. Hierbei erfolgt keine Extrapolation der Radiosondierungen auf Stationshöhe und es wird angenommen, dass die Radiosonden-daten für 00:00 UTC repräsentativ sind. In Abbildung 8-59 sind für DOY 001-059 des Jahres 1998 sowohl die NCEP-basierten, auf die Stationskoordinaten horizontal und vertikal interpolierten, als auch die unter Verwendung der Radiosondierungsdaten berechneten zenitalen neutrosphärischen Laufzeitverzögerungen illustriert.

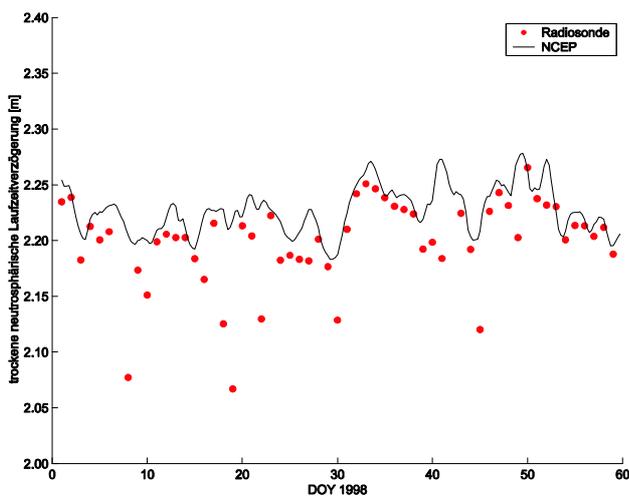


Abbildung 8-60: Differenzen der trockenen zenitalen neutrosphärischen Laufzeitverzögerung zwischen numerischer Integration von NCEP- und Radiosonden-daten; Station: Bellingshausen

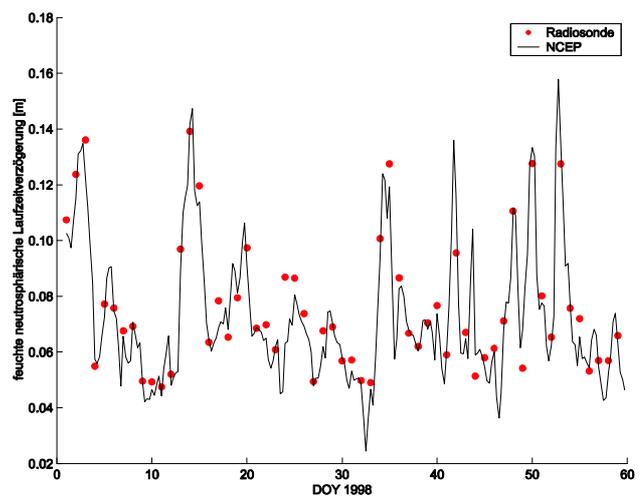


Abbildung 8-61: Differenzen der feuchten zenitalen neutrosphärischen Laufzeitverzögerung zwischen numerischer Integration von NCEP- und Radiosonden-daten; Station: Bellingshausen

Nach Elimination von zwei Radiosondenaufstiegen, die nach wenigen hundert Metern ausfielen, verbleiben elf Aufstiege, die größere Abweichungen als 2 cm zu den NCEP-Werten aufweisen. Dabei ergeben sich aus den Radiosonden-Daten systematisch geringere Werte. Zur detaillierteren Analyse können die in Abbildung 8-60 bzw. Abbildung 8-61 dargestellten trockenen bzw. feuchten Anteile herangezogen werden.

Diese Abbildungen zeigen einerseits einen ruhigeren (bewegteren) Verlauf für die trockene (feuchte) Komponente, andererseits dass v.a. die feuchte Komponente ermittelt durch NCEP- und Radiosondendaten gut übereinstimmt. Während basierend auf Radiosondierungen vgl. zu den NCEP-Berechnungen geringere Trockenanteile erhalten werden, sind die geringeren Differenzen der feuchten Komponente nahezu normalverteilt.

Die Differenzen der aus NCEP- und Radiosonden-Daten abgeleiteten zenitalen neutrosphärischen Laufzeitverzögerungen bewegen sich in der gleichen Größenordnung wie zwischen NCEP-Daten und dem angepassten Modell von Askne und Nordius, deshalb erscheint die Wettermodell-basierte Ermittlung von Werten für die zenitalen neutrosphärischen Laufzeitverzögerungen ebenso Erfolg versprechend wie die Prädiktion von zenitalen Schätzungen unter Verwendung des angepassten Ansatzes von Askne und Nordius basierend auf konstanten, mittleren meteorologischen Parametern. Eine detaillierte Validierung der NCEP-Daten bzw. des angepassten Modells von Askne und Nordius ist auf Grund von fehlenden Radiosonden-Daten nicht möglich. Eine endgültige Beurteilung soll jedoch erst nach den in Kapitel 8.7 beschriebenen Möglichkeiten der erweiterten Neutrosphärenmodellierung erfolgen.

Im Gegensatz zur in Kapitel 8.2.4 beschriebenen Möglichkeit, unter Verwendung von Standardatmosphärenmodellen benötigte konstante meteorologische Parameter (z.B. T_0 , p_0 , rh_0 bzw. e_0) für die eingesetzten Prädiktionsmodelle zu bestimmen, können ebenso basierend auf

- gemessener Oberflächenmeteorologie bzw.
- extra- und interpolierten NCEP-Modelldaten

zenitale Schätzwerte der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung ermittelt werden.

Zur Validierung der Qualität der Prädiktionsmodelle

- angepasstes Modell von Askne und Nordius
- erweitertes Modell von Saastamoinen

sowie der o.g. Basis der meteorologischen Parameter (Messung, Wettermodell) werden die so entstehenden vier alternativen Berechnungsvarianten den NCEP-basierten Ergebnissen (numerische Integration) gegenübergestellt. Siehe hierzu Abbildung 8-62 - Abbildung 8-64, worin die Ergebnisse der Station *VERI* für die repräsentativen Daten der 1998-Kampagne dargestellt sind.

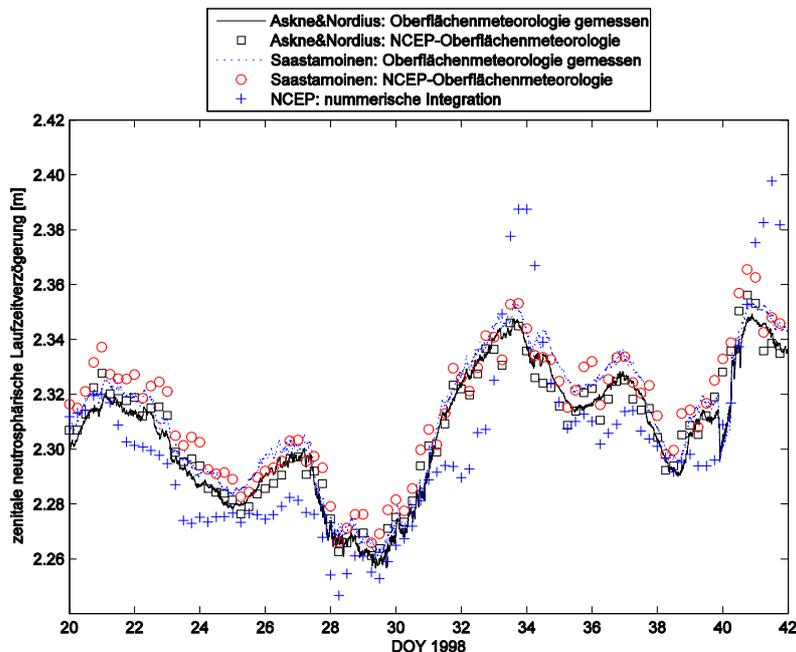


Abbildung 8-62: Vergleich der Prädiktionsmodelle von Askne und Nordius und dem erweiterten Modell von Saastamoinen in Abhängigkeit von Oberflächenmeteorologiedaten

Werden die gesamten zenitalen neutrosphärischen Laufzeitverzögerungen verglichen, so bewegen sich die Abweichungen der vier Realisierungen der Prädiktionsmodelle im Bereich von maximal 2 cm. Die numerische Integration der NCEP-Daten weist teilweise deutlich größere Differenzbeträge auf (maximal ca. 5 cm). Sowohl das angepasste Modell von Askne und Nordius als auch das Saastamoinen-Modell ermöglichen somit unabhängig von der verwendeten Meteorologie eine gute Annäherung an die durch numerische Integration berechnete NCEP-Referenz. Dies gilt ebenso für die hydrostatische und die nicht-hydrostatische Teilkomponente, wobei die Abweichungen der nicht-hydrostatischen Teilkomponente weniger systematisch und betragsmäßig größer sind als die der hydrostatischen Komponente.

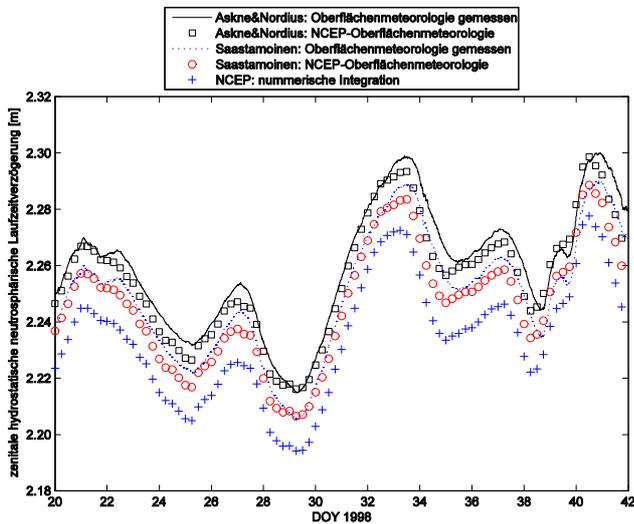


Abbildung 8-63: Vergleich der hydrostatischen Anteile der Prädiktionsmodelle von Askne und Nordius und dem erweiterten Modell von Saastamoinen in Abhängigkeit von Oberflächenmeteorologiedaten

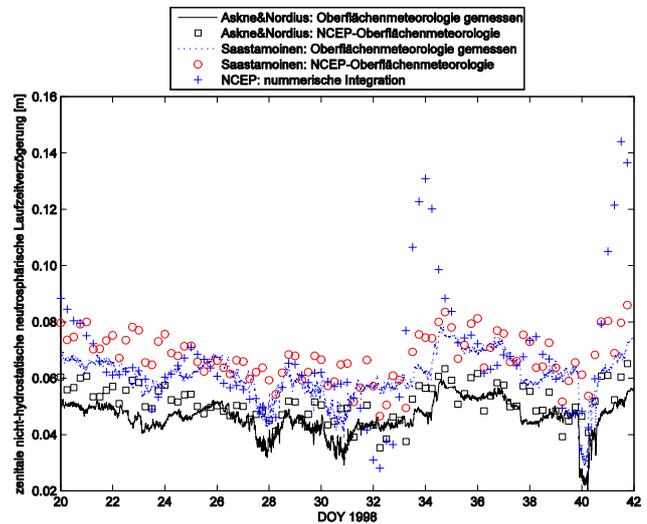


Abbildung 8-64: Vergleich der nicht-hydrostatischen Anteile der Prädiktionsmodelle von Askne und Nordius und dem erweiterten Modell von Saastamoinen in Abhängigkeit von Oberflächenmeteorologiedaten

Somit kann künftig bei Vorliegen von numerischen Wettermodellldaten auf eine aufwändige Erfassung von meteorologischen Daten verzichtet werden, wenn eine Auswertung unter Verwendung von Prädiktionsmodellen durchgeführt wird.

8.5.4 Weitere Neutrosphärenmodelle

Innerhalb dieses Unterkapitels sollen einige weitere Modelle, die prinzipiell eingesetzt werden können, um die Einflüsse der Neutrosphäre zu präzisieren, angeführt werden, die jedoch im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht weiter berücksichtigt werden.

- **Altshuler-Kalaghan-Modell (ALTSHULER UND KALAGHAN 1974):** Ähnlich wie die in Kapitel 8.5.2 beschriebenen Modelle von Saastamoinen wird hierbei nicht explizit zwischen trockenem und feuchtem Anteil unterschieden. Durch einen empirischen Polynomansatz werden abhängig vom Elevationswinkel, von der Stationshöhe und der geographischen Lage sowie vom Zeitpunkt der ausgeführten Beobachtung basierend auf Oberflächenbrechungs-zahlen Laufzeitverzögerungen ermittelt. Dieses Modell wird als gültig bis zu einem Elevationswinkel von 3° bezeichnet. RAHNEMOON (1988) bezeichnet dieses Modell als nützlich zur Berechnung guter Näherungslösungen.
- **Baby-Modelle (BABY ET AL. 1988):** In BABY ET AL. (1988) sind verschiedene empirische und semi-empirische Modelle zur Kompensation des zenitalen Einflusses der Neutrosphäre behandelt. Originär wurde dieses Modell für Dopplerbeobachtungen entwickelt. Grundlegend wurden dabei die bekannten Ansätze der zenitalen 3-Term- bzw. 2-Term-Modelle verwendet. Die Stratosphäre wird als wasserdampffrei und für die Troposphäre ein linearer Temperaturgradient angenommen. Im Gegensatz zum Ansatz von Saastamoinen erfolgt im Rahmen der Berechnung des Wasserdampfdrucks über die physikalische Größe e_{sat} eine Fallunterscheidung in Abhängigkeit von der Umgebungstemperatur. Der absolute Nullpunkt der Temperaturskala wurde zu 273.15 K gewählt. Die zenitale Genauigkeit wird mit 2-5 cm beschrieben. Bei der Bestimmung der u.a. von der geographischen Breite, der Zeit und Klimazonen abhängigen Hilfsgrößen der semi-empirischen Modelle wurden Radiosondierungen verwendet. Anpassungen des funktionalen Modells an von der Beobachtungsstation abhängige Werte der Schwerebeschleunigung erbrachten keine signifikanten Verbesserungen der Baby-Modelle. Zur Umrechnung zenitaler

Werte wird basierend auf dem Gesetz von Snellius und der sphärischen Schichtung der Erdatmosphäre eine komplexere, vom Saastamoinen-Modell abweichende Mapping-Funktion mit zugehörigem Korrekturterm $\delta_{NEU,geom}$ für Elevationen kleiner 45° erhalten. Da sich die Baby-Modelle in hohen südlichen Breiten auf eine sehr geringe Stichprobe stützen, sollen sie im Rahmen der vorliegenden Arbeit unberücksichtigt bleiben.

- **Berman-Modell (BERMAN 1976):** Das Berman-Modell behandelt beide Anteile (trocken, feucht) der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung separat. Hierbei erfolgt die Modellierung in Abhängigkeit von Oberflächenmeteorologiewerten. Berman entwickelt hierzu für eine trockene Region Kaliforniens zeitvariable Tag-Nacht-Modelle. Der trockene Anteil wird mit ausreichender Genauigkeit bestimmt (RAHNEMOON 1988). Die Modellbildung für den Feuchtanteil geschieht unter der Annahme einer konstanten relativen Feuchte, welche identisch zum in Bodennähe gemessenen Wert ist. Zur Umrechnung von zenitalen Einflussgrößen der Neutrosphäre wird die von BABY ET AL. (1988) entwickelte Funktion verwendet. V.a. mit zunehmender Oberflächentemperatur stellen COCO UND CLYNCH (1983) vergleichend bspw. zum Hopfield-Modell nicht mehr vernachlässigbare Unterschiede fest.
- **UNB98ZW-Modell (MENDES UND LANGLEY 1999):** Da der hydrostatische Anteil der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung basierend auf repräsentativen Oberflächendruckdaten gut präzisiert werden kann, wird im Rahmen des UNB98ZW-Modells lediglich der nicht-hydrostatische Anteil modelliert. Hierzu wurden Radiosondendaten (Zeitbasis: 1 a, Stationsanzahl: ca. 50), welche vorrangig (ca. 90%) auf der nördlichen Halbkugel erfasst wurden, mittels Ray-Tracing-Techniken analysiert. Dabei wurde eine Korrelation zwischen den Oberflächenwerten des Wasserdampfdrucks und der zenital gerichteten, nicht-hydrostatischen Komponente der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung detektiert. Der erarbeitete einfache funktionale Zusammenhang lautet

$$\Delta_{NEU,nh}^{Zenit} [m] = 0.0122 + 0.00943e_0 [hPa] \quad (8-128)$$

und trägt somit bspw. weder der Beobachtungsposition (z.B. φ, H) noch zeitlichen Abhängigkeiten Rechnung und wird deshalb im weiteren Verlauf der Arbeit nicht berücksichtigt.

- **Das Lanyi-Modell (LANYI 1984):** Das komplexe Modell von LANYI (1984) wurde am JPL entwickelt. Es berücksichtigt u.a. in Abhängigkeit von geographischer Breite, Tropopausenhöhe, Höhe der Inversionsschicht H^I und Temperaturgradient sowohl die hydrostatische als auch die komplementäre, nicht-hydrostatische Komponente für Elevationen über 5° . Unter Verwendung eines semi-analytischen Lösungsverfahrens wird die elektrisch neutrale Atmosphäre in drei lineare Bereiche eingeteilt und ihr Einfluss modelliert, wobei die Glieder höherer Ordnung der Strahlkrümmung Rechnung tragen. Nach MENDES UND LANGLEY (1999) ist v.a. die Verwendung des Parameters H^I als kritisch zu bezeichnen. Der von Lanyi vorgeschlagene Wert wird für die meisten Anwendungsgebiete als zu hoch beschrieben. Für nördliche polare Gebiete wurden jedoch aus Radiosondierungen ähnliche oder noch höhere Werte für H^I bestimmt. Da eine Verifikation des H^I -Wertes u.a. an der vertikalen Auflösung der NCEP-Datengrundlage scheitert, wird auf eine Verwendung dieses Modells im Rahmen der vorliegenden Arbeit verzichtet. Neben der originären Lanyi-Modellierung sind von SOVERS UND JACOBS (1996) verbesserte Abbildungsfunktionen bekannt.
- **Lokale Neutrosphärenmodelle:** Im speziellen Fall von sehr kleinräumigen GPS-Netzen mit sehr großen Höhenunterschieden können unter der Annahme, dass keine horizontalen Abhängigkeiten der neutrosphärischen Modellbildung bestehen, nach BEUTLER ET AL. (1989) und ROTHACHER (1992) lokale neutrosphärische Modelle, welche durch Polynome niedrigen Grades - i.d.R. bis Grad 2 - in Abhängigkeit von der Höhe entwickelt werden, für lokal geltende Laufzeitkorrekturen ermittelt werden:

$$\Delta_{NEU,v}^{Zenit}(H) = \sum_{i=1}^n p_i (H - H_0)^i \quad (8-129)$$

Die Koeffizienten p_i werden bspw. aus meteorologischen Beobachtungen abgeleitet oder im Rahmen der Parameterbestimmung alternativ zu stationspezifischen Parametern als Zusatzparameter (siehe Kapitel 8.7) geschätzt. Die zenitalen Verbesserungen werden mittels Mapping-Funktionen in diskrete Elevationen umgerechnet. Die Begrenzung dieses Ansatzes auf lokale Anwendungen ist in der angenommenen dominanten Höhenabhängigkeit begründet. Für das Fallbeispiel der Antarktischen Halbinsel ist eine Verwendung dieses Ansatzes sowohl auf Grund der großen Gebietsausdehnung als auch auf Grund der geringen Höhenunterschiede nicht angebracht.

8.6 Kettenbruch-basierte Modelle

In diesem Unterkapitel sollen die Modelle zur Kompensation des Einflusses der Neutrosphäre beschrieben werden, die auf dem sog. Kettenbruchansatz von MARINI (1972) basieren. Im Speziellen wird auf

- die Mapping-Funktion von Chao,
- das CfA- bzw. Davis-Modell,
- die Mapping-Funktion von Ifadis,
- das MTT- bzw. das Herring-Modell und
- die Niell-Mapping-Funktion

eingegangen.

Zur Berechnung des trockenen sowie des feuchten bzw. des hydrostatischen sowie des nicht-hydrostatischen neutrosphärischen Einflusses in diskreten, vom Zenit abweichenden Richtungen werden, wie oben angeführt, Mapping-Funktionen f_{MF} verwendet. Diese dimensionslosen Funktionen setzen einen zenitalen Modellwert der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung Δ_{NEU}^{Zenit} mit beliebigen Elevationswinkeln E bzw. Zenitdistanzen z in Verbindung und tragen dem zunehmenden neutrosphärischen Einfluss mit abnehmender Elevation bzw. wachsender Zenitdistanz Rechnung. Der Zusammenhang

$$\Delta_{NEU} = f_{MF} \Delta_{NEU}^{Zenit} = f_{MF} \left(\Delta_{NEU,d}^{Zenit} + \Delta_{NEU,w}^{Zenit} \right) = f_{MF,d} \Delta_{NEU,d}^{Zenit} + f_{MF,w} \Delta_{NEU,w}^{Zenit} \quad (8-130)$$

beschreibt diesen Sachverhalt für den trockenen und den komplementären feuchten Anteil. Analog gilt Gleichung (8-130) für hydrostatische und nicht-hydrostatische Einflüsse. Mapping-Funktionen können, wie Gleichung (8-130) zu entnehmen ist, entweder auf einen einzelnen neutrosphärischen Anteil angewandt werden oder für den Gesamteinfluss der Neutrosphäre Gültigkeit besitzen. Erfolgt bspw. für den trockenen Anteil eine vom feuchten Anteil abweichende Modellierung, so nimmt $f_{MF,w}$ auf Grund der stetigen Signalbrechung des GPS-Signals vom Satellit zum Empfänger immer größere Werte als $f_{MF,d}$ an, siehe hierzu bspw. Kapitel 8.6.

Mapping-Funktionen lassen sich ebenso wie geschlossene Modelle zur Kompensation des Neutrosphäreneinflusses an Hand ihrer Abhängigkeit von verschiedenen Einflussfaktoren klassifizieren. Die meisten Mapping-Funktionen werden durch meteorologische Parameter beschrieben. Komplexere Modellansätze basieren auf zusätzlichen Einflussparametern wie z.B. Tropopausenhöhe. Auf die Eigenschaften der unterschiedlichen Mapping-Funktionen wird im Rahmen dieses Unterkapitels eingegangen.

In Kapitel 8.5 wurde, um einen genäherten Eindruck vom Verhalten der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung in Abhängigkeit von der variablen, jedoch azimutinvarianten Signalrichtung zu erhalten, die gesamte neutrosphärische Laufzeitverzögerung in Abhängigkeit vom Zenitwinkel mittels

$$\Delta_{NEU}(z) = 2.4 \text{ m}/\cos(z) \quad (8-131)$$

dargestellt. Dieses Modell approximiert jedoch lediglich die neutrosphärische Laufzeitverzögerung in höheren Elevationsbereichen ausreichend genau. SANTERRE ET AL. (1995) bezeichnen diesen Ansatz auf Grund zu großer Diskrepanzen gegenüber die Realität besser annähernden Mapping-Funktionen als unzureichend, da bspw. die durch die elektrisch neutralen Atmosphärenbereiche begründete Laufzeitverzögerung in niedrigen Elevationen ($E < 10^\circ$) nahezu den zehnfachen Wert des minimalen zenitalen Einflusses annimmt. Im Vergleich dazu verstärkt sich der in Kapitel thematisierte ionosphärische Einfluss in Horizontnähe lediglich um den Faktor 3. In der geodätischen Praxis werden, im Gegensatz zu Gleichung (8-131), numerisch aufwändigere Mapping-Funktionen verwendet, da einfache Mapping-Funktionen u.a. in niedrigen Elevationsbereichen ab ca. 20° den neutrosphärischen Einfluss unzureichend kompensieren (KANIUTH ET AL. (1989), ROTHACHER (1992) oder THOMPSON ET AL. (2001)). Andere Autoren geben für die o.g. Mapping-Funktion einen anderen Grenzwert für den Cut-off-Winkel an, so z.B. GÖRRES (1996) mit 15° oder SANTERRE ET AL. (1995) mit 10° .

Prinzipiell lassen sich die zur Umrechnung von zenitalen Neutrosphäreneinflüssen verwendeten Funktionen hinsichtlich der im Rahmen der Herleitung verwendeten Rechentechnik klassifizieren. Zu unterscheiden ist hierbei zwischen

- Taylor-Reihenentwicklungen und
- fortgesetzten Kettenbruchansätzen.

Im bisherigen Verlauf der Arbeit wurden Modelle (z.B. Saastamoinen) erläutert, die sich auf eine Reihenentwicklung nach Taylor und anschließende gliedweise Integration stützen. 1972 war es Marini, der erstmalig feststellte, dass durch den Einsatz von Kettenbrüchen Mapping-Funktionen entwickelt werden können, die auch in horizontnahen Bereichen zur Berechnung der neutrosphärischen Laufzeitbeeinflussung eingesetzt werden können und somit nahezu im gesamten Elevationsbereich Gültigkeit besitzen.

Die Mapping-Funktion in Form eines Kettenbruchs, wie sie ursprünglich von MARINI (1972) entwickelt wurde, besitzt in Abhängigkeit vom wahren Elevationswinkel E die Gestalt

$$f_{MF,Marini}(E') = \frac{1}{\sin E' + \frac{1}{\sin E' + \frac{1}{\sin E' + \dots}}} \tag{8-132}$$

Allgemeiner gilt

$$f_{MF,Marini}(E') = \frac{1 + \frac{A}{1 + \frac{B}{1 + \dots}}}{\sin E' + \frac{A}{\sin E' + \frac{B}{\sin E' + \dots}}} \tag{8-133}$$

8.6.1 Das Modell von Chao

CHAO (1972) und CHAO (1973) beschreiben eine global anwendbare Mapping-Funktion. Die Grundlage zur Entwicklung dieser Kettenbruch-basierten Mapping-Funktion stellen mittels Ray-Tracing analysierte Radiosondendaten dar. Daraus resultiert für den trockenen

$$f_{MF,Chao,d}(E) = \frac{1}{\sin E + \frac{0.00143}{\tan E + 0.0445}} \tag{8-134}$$

bzw. den feuchten Anteil

$$f_{MF,Chao,w}(E) = \frac{1}{\sin E + \frac{0.00035}{\tan E + 0.017}} \tag{8-135}$$

Der tan-Term im Nenner stellt sicher, dass für zenitale Beobachtungen die Mapping-Funktion den Wert 1 annimmt. Die Umrechnung zenitaler Werte erfolgt somit im Rahmen dieses Ansatzes ohne Berücksichtigung des aktuellen Zustands der Atmosphäre, der geographischen Lage oder dem Zeitpunkt der GPS-Messung, lediglich in Abhängigkeit vom Elevationswinkel.

In Abbildung 8-65 ist der Verlauf der trockenen Mapping-Funktion sowie die Differenz zwischen der trockenen und der feuchten Mapping-Funktion von Chao dargestellt.

Bis in eine Elevation von ca. 15° entsprechen sich die beiden Mapping-Funktionen von Chao nahezu (relativer Unterschied < 1%). Ab einer Elevation von ca. 10° differieren die beiden Mapping-Funktionen um mehr als 3%. Dabei ist festzustellen, dass die feuchte Mapping-Funktion bei gleichbleibender Elevation systematisch größere Werte liefert.

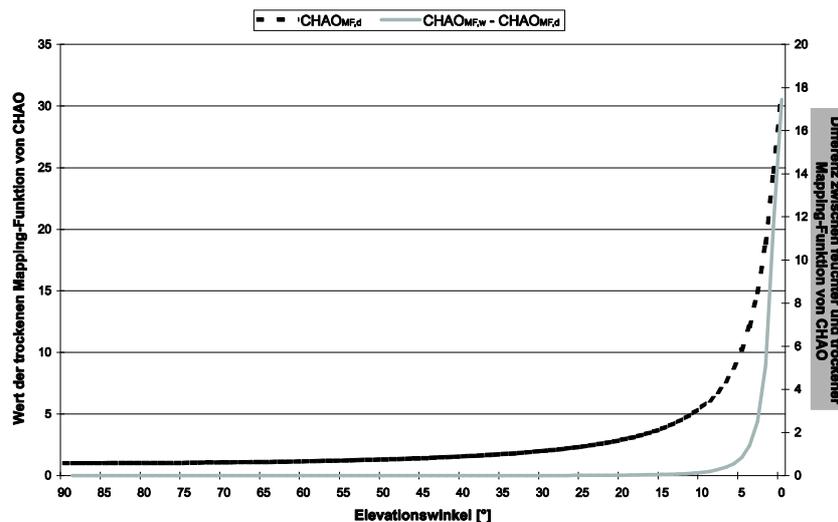


Abbildung 8-65: Mapping-Funktion von Chao

8.6.2 Das CfA-Modell

Das am Harvard-Smithsonian Center for Astrophysics (CfA) entwickelte sog. CfA- bzw. Davis-Modell bedient sich in Analogie zum Ansatz von Saastamoinen bzw. Askne und Nordius der zenitalen neutrosphärischen Einflussprädiktion zenitaler 3-Term-Modelle (siehe Kapitel 8.3), welche basierend auf dem Kettenbruchansatz von MARINI (1972) mit dem sog. CfA2.2-Kettenbruch (DAVIS UND HERRING (1984) und DAVIS ET AL. (1985)) in verschiedene Elevationsbereiche abgebildet werden. Dabei wird der geographischen und Höhenabhängigkeit der Schwere mittels der in Gleichung (8-102) verwendeten Formel $f_D(\varphi_0, H_0)$ Rechnung getragen. Unter Verwendung alternativer Konstanten (z.B. R) ergibt sich der hydrostatische Anteil zu

$$\Delta_{NEU,h}^{Zenit} = \frac{0.0022768 \pm 0.0000005}{f_D(\varphi_0, H_0)} p_0. \quad (8-136)$$

Die komplementäre, nicht-hydrostatische Komponente ergibt sich bspw. unter Berücksichtigung der Realgasfaktoren und unter Verwendung der Thayer-Konstanten (Gleichung (8-63)) mittels

$$\Delta_{NEU,nh}^{Zenit} = \frac{0.002277}{f_D(\varphi_0, H_0)} \left(\frac{1277 e_0}{T_0 [\text{K}]} \right). \quad (8-137)$$

Im Folgenden soll jedoch lediglich auf die CfA-Mapping-Funktion eingegangen werden, da eine kombinierte Verwendung von Mapping-Funktionen mit unterschiedlichen zenitalen neutrosphärischen Laufzeitverzögerungen möglich ist.

Entwickelt wurde dieser funktionale Zusammenhang mit dem Anspruch, Subzentimetergenauigkeit im Speziellen für den hydrostatischen Anteil bei einer minimalen Elevation von 5° garantieren zu können. Hierzu waren die bis dato verfügbaren Modelle (z.B. Saastamoinen, Chao) nicht in der Lage. Der dazu verwendete, prinzipielle Ansatz der CfA-Mapping-Funktion lautet

$$f_{MF,CfA}(E') = \frac{1}{\sin E' + \frac{A}{\tan E' + \frac{B}{\sin E' + C}}}. \quad (8-138)$$

DAVIS ET AL. (1985) erweiterten den Ansatz von Chao, indem basierend auf dem Kettenbruch von Marini im Nenner ein weiterer, dritter Term ergänzt wurde. Der Vorteil dieser Mapping-Funktion liegt in der einfacheren Handhabung sowohl hinsichtlich der Berechnung der Mapping-Funktion selbst als auch für die Berechnung der partiellen Ableitungen, die im Rahmen der Parameterbestimmung benötigt werden. Nachteile werden bei mittleren Elevationswinkeln (20° - 60°) eingeräumt, da sich $\tan(E')$ nicht schnell genug an $\sin(E')$ annähert, wodurch Laufzeitfehler in der Größenordnung von 1-2 mm nicht ausgeschlossen werden können (DAVIS ET AL. 1985). Trotzdem stellt dieses Modell eine Verbesserung gegenüber den Modellen von Chao und Marini dar, da sich die ermittelte Funktion besser an $\sin(E')$ anpasst.

Die Koeffizienten A , B und C hängen von der Temperatur an der Erdoberfläche T_0 [$^\circ\text{C}$], dem atmosphärischen Oberflächendruck p_0 [hPa], dem Partialdruck des Wasserdampfs an der Oberfläche e_0 [hPa] sowie der Höhe der Tropopause H^T [km] und dem Temperaturgradienten β [K/km] ab. Die Bestimmung der Koeffizienten A , B und C erfolgte mittels Ray-Tracing-Analysen von Standardatmosphären im Bereich von ca. 45° n.Br.. Somit wird die Erdatmosphäre als sphärisch, symmetrisch und geschichtet angenommen. Weiterhin wird der Luftdruck als das Resultat eines hydrostatischen Gleichgewichts und die relative Luftfeuchtigkeit bis in eine Höhe von 11 km als konstant angesehen. In höheren Bereichen wird die Luftfeuchtigkeit zu Null gesetzt. Das Temperaturprofil ist bis zur Tropopause negativ linear von der Höhe abhängig und für darüberliegende Schichten konstant. Um Werte für die Koeffizienten A , B und C zu erhalten, wurden für unterschiedliche atmosphärische Bedingungen Ray-Tracing-Werte in 1° -Schritten für Elevationswinkel von 5° bis 90° bestimmt und die Koeffizienten nach der Methode der kleinsten Quadrate geschätzt. Dabei stellte sich C als konstanter Wert heraus. Die Koeffizienten A und B wurden als lineare Funktionen in Abhängigkeit von den Oberflächenwerten p_0 , e_0 und T_0 sowie der Höhe der Tropopause H^T und des Temperaturgradienten β geschätzt. Die Formeln zur Berechnung der Koeffizienten A , B und C lauten

$$\begin{aligned} A &= 0.001185[1 + 6.071(p_0-1000)10^{-5} - 1.471e_010^{-4} + 3.072(T_0-20)10^{-3} + 0.01965(\beta+6.5) - \\ &\quad 5.645(H^T-11.231)10^{-3}], \\ B &= 0.001144[1 + 1.164(p_0-1000)10^{-5} + 2.795e_010^{-4} + 3.109(T_0-20)10^{-3} + 0.03038(\beta+6.5) - \\ &\quad 0.01217(H^T-11.231)] \text{ und} \\ C &= -0.0090. \end{aligned} \quad (8-139)$$

In SPILKER (1996a) wird die Genauigkeit dieser Mapping-Funktion mit ca. 2.5 cm bis in Elevationen von 5° angegeben. Da die CfA-Mapping-Funktion ursprünglich nur zur Schätzung der hydrostatischen Komponente entwickelt wurde, empfehlen SANTERRE ET AL. (1995), sie nicht für die nicht-hydrostatische Komponente zu benutzen. Dies gilt im Be-

sonderen für niedrige Elevationen. Die zenitale hydrostatische Komponente des CfA-Modells hingegen sollte nach IERS CONVENTIONS (2003) verwendet werden, wenn beste Apriori-Werte für den hydrostatischen Anteil in Zenitrichtung benötigt werden; hierfür gibt DE JONG (1991) eine Genauigkeit von 1-2 mm an.

Da für die feuchten bzw. nicht-hydrostatischen Atmosphärenbestandteile keine Mapping-Funktion entwickelt wurde, ist der gesamte neutrosphärische Einfluss unter Verwendung des CfA-Modells mittels

$$A_{NEU}(E') = f_{MF,CfA}(E') \left(A_{NEU,h}^{Zenit} + A_{NEU,nh}^{Zenit} \right) \quad (8-140)$$

in Abhängigkeit vom wahren Elevationswinkel zu berechnen.

Da innerhalb der Modellherleitung keine Aussagen hinsichtlich des Verhaltens in abweichenden Breitenbereichen getroffen werden, ist die Anwendbarkeit in alternativen geographischen Regionen zu prüfen. Nach DE JONG (1991) sind in 60° n.Br. (30° n.Br.) Abweichungen von ca. 2.5 cm (4 cm) festzustellen.

Zur endgültigen Verwendung des CfA-Modells werden neben Oberflächenmeteorologie Informationen bzgl. H^T und β benötigt, die an lokale Bedingungen anzupassen sind. Mittlere Werte wurden bspw. von MENDES UND LANGLEY (1999) basierend auf Radiosondierungen der Erdatmosphäre von ca. 100 weltweit verteilten Stationen des Jahres 1992 bestimmt. Der globale Mittelwert für H^T wird hierbei mit 11.3 km angegeben. Die zugehörige Genauigkeit dieser Analyse wurde auf Grund der starken Schwankungen in Abhängigkeit von der geographischen Breite und der Jahreszeit zu 2.6 km ermittelt, wobei in Äquaturnähe im Gegensatz zu mittleren und hohen Breiten geringe jahreszeitliche Variationen festgestellt wurden. Da die Tropopausenhöhe signifikant mit der oberflächennah gemessenen Temperatur korreliert ist, kann sie nach MENDES (1999) empirisch mittels

$$H^T = 7.508 + 2.421e^{\left(\frac{T_0 [^\circ C]}{22.9}\right)} \quad (8-141)$$

berechnet werden, falls keine aktuellen Messungen bspw. durch Radiosondierungen oder Wettermodelle verfügbar sind. Auf analoge Art und Weise wurde im Rahmen der o.g. Arbeit ein Wert für den Betrag des Temperaturgradienten β zu

$$\beta = (6.17 \pm 0.82) \frac{K}{km} \quad (8-142)$$

bestimmt. Dieser mittlere, globale Wert weicht somit bspw. vom Temperaturgradienten der Standardatmosphäre sowie dem im Saastamoinen-Modell verwendeten Wert ab. Auch dieser Einflussfaktor variiert signifikant mit geographischer Lage (Minimum in hoher Breite) und Jahreszeit und kann ebenfalls in Abhängigkeit von der Oberflächentemperatur durch

$$\beta \left[\frac{^\circ C}{km} \right] = \beta \left[\frac{K}{km} \right] = 5.93 + 0.0359T_0 [^\circ C] \quad (8-143)$$

berechnet werden. Der für den Bereich der Antarktischen Halbinsel ($T_0 = 0^\circ C$) resultierende Wert 5.93 K/km stimmt mit dem basierend auf NCEP-Wettermodellldaten ermittelten Wert (5.59 K/km) im Rahmen der Modellgenauigkeit nicht überein.

Die Ermittlung einer NCEP-basierten, an die Bedingungen der Antarktischen Halbinsel angepassten H^T -Funktion in Abhängigkeit von der Oberflächentemperatur ist auf Grund der in Kapitel 8.5.3 beschriebenen vertikalen Auflösung der NCEP-Druckflächen nicht möglich. Für den Temperaturgradienten kann für den Festlandbereich mit

$$\beta = 5.66 + 0.0360T_0 [^\circ C] \quad (8-144)$$

eine angepasste Funktion zur β -Berechnung basierend auf der Oberflächentemperatur bestimmt werden.

Somit gestaltet sich v.a. die zuverlässige Bestimmung von H^T -Werten basierend auf NCEP-Daten problematisch. Zur Abschätzung des Einflusses von ungenauen H^T -Werten auf die CfA-Mapping-Funktion kann die partielle Ableitung des CfA-Modells (Gleichung (8-138), (8-139) und (8-140)) betrachtet werden. Wird Abbildung 8-49 bzw. Abbildung 8-50 analysiert, so liegen nahezu alle H^T -Schätzungen im Intervall $9.9 \text{ km} \pm 2.0 \text{ km}$. Das Zentrum dieses Intervalls ist identisch mit der mittels Gleichung (8-141) ermittelten Tropopausenhöhe. Aus einem Fehler von 2 km in der Tropopausenhöhe resultieren für $E \geq 9^\circ$ Fehler der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung, die kleiner als 1 cm sind. Somit erscheint die Nutzung von Gleichung (8-141) im Bereich der Antarktischen Halbinsel möglich.

Durch den Übergang von globalen mittleren Werten zu lokalen aktuellen bzw. Monatsmittelwerten für β und H^T ist prinzipiell weiteres Steigerungspotential hinsichtlich zeitlichen und geographischen Abhängigkeiten gegeben. Dies wurde bspw. von MENDES (1999) u.a. am Beispiel des Lanyi-Modells (Kapitel 8.5.4) aufgezeigt, wird jedoch bei diesem Modell nicht explizit vorgesehen. Hierbei ist jedoch zu beachten, dass die Verwendung von tagesvariablen, aus der Oberflächenmeteorologie abgeleiteten Werten i.Allg. zu einem erhöhten Rauschen von Positionszeitreihen führt, was für geglättete meteorologische Mittelwerte (z.B. Monatsmittel) nicht gilt.

Wird die somit für den Bereich der Antarktischen Halbinsel im Bearbeitungszeitraum festgelegte CfA-Mapping-Funktion mit der in Kapitel 8.6.1 angeführten Chao-Mapping-Funktion für den trockenen Anteil verglichen, so resultiert für mittlere antarktische Bedingungen

$$\begin{aligned}
 p_0 &= 986 \text{ hPa,} \\
 T_0 &= 0^\circ \text{ C,} \\
 e_0 &= 7 \text{ hPa,} \\
 \beta &= 5.59^\circ \text{ C/km und} \\
 H^T &= 9.929 \text{ km}
 \end{aligned}
 \tag{8-145}$$

bei angenommener zenitaler neutrosphärischer Laufzeitverzögerung des trockenen Anteils von 2.2513 m (siehe Kapitel 8.5.3) der in Abbildung 8-66 illustrierte Kurvenverlauf.

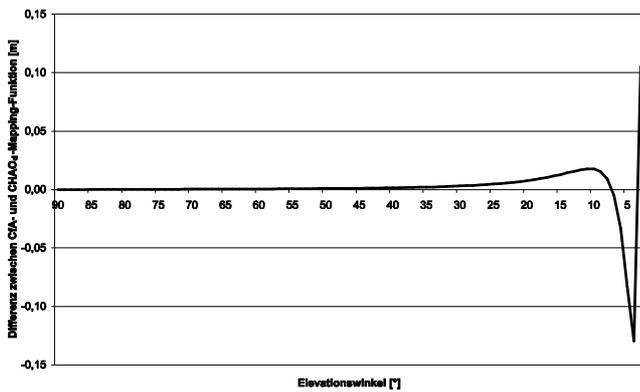


Abbildung 8-66: Differenz zwischen CfA- und Chao_d-Mapping-Funktion

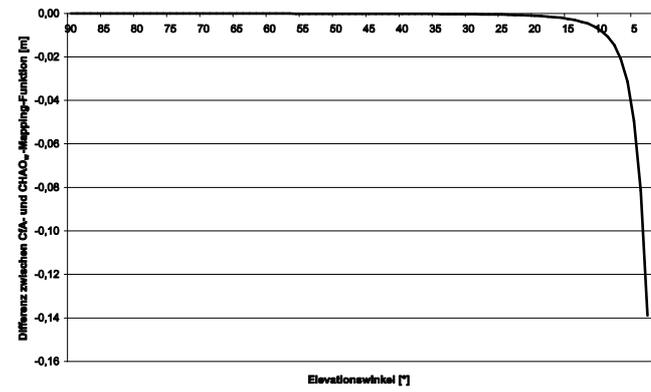


Abbildung 8-67: Differenz zwischen CfA- und Chao_w-Mapping-Funktion

Bis in Elevationen von ca. 20° (7°) sind die Differenzen kleiner als 1 cm (2 cm). Auf Grund des geringen Anteils der feuchten neutrosphärischen Laufzeitverzögerung (Zenit: 0.0561 m) resultieren aus einem Vergleich der CfA-Mapping-Funktion und der feuchten Mapping-Funktion von Chao bis zu einer Elevation von 10° maximale Abweichungen von weniger als 1 cm, wobei $f_{MF,Chao,w}$ systematisch größere Werte annimmt, siehe hierzu Abbildung 8-67.

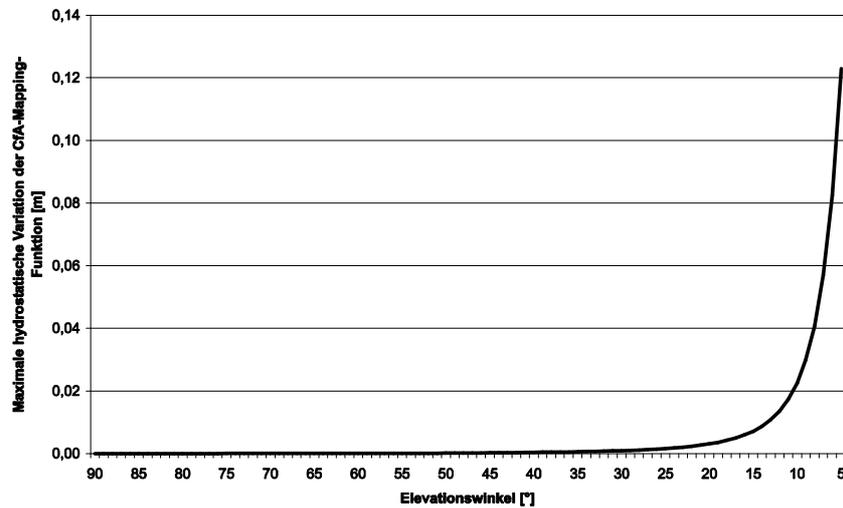


Abbildung 8-68: Hydrostatische Variation der CfA-Mapping-Funktion begründet in extremen meteorologischen Variationen

Durch Analyse von Radiosondierungen und NCEP-Wettermodelldaten können für die meteorologischen Parameter p , T und e Bereiche

$$\begin{aligned}
 p_0 &\in [960 \text{ hPa}; 1020 \text{ hPa}] \\
 T_0 &\in [-5^\circ \text{ C}; 10^\circ \text{ C}] \\
 e_0 &\in [2 \text{ hPa}; 15 \text{ hPa}]
 \end{aligned}
 \tag{8-146}$$

festgelegt werden, innerhalb derer sie i.d.R. variieren. Hierbei übt die Variation der Temperatur einen ca. um den Faktor 10 größeren Einfluss auf die hydrostatische Komponente aus als die Variation des Druckes oder des Wasserdampf-

drucks. Die Werte der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung, berechnet unter Verwendung der CfA-Mapping-Funktion, erhöhen sich mit abnehmendem Druck, abnehmender Temperatur und zunehmendem Wasserdampfdruck bzw. zunehmender relativer Luftfeuchtigkeit. Werden die Extremwerte der durch Gleichung (8-146) gegebenen meteorologischen Parameter analysiert, sind daraus maximale und minimale neutrosphärische Laufzeitverzögerungen ableitbar, deren Differenzen in Abbildung 8-68 in Abhängigkeit vom wahren Elevationswinkel veranschaulicht werden.

Hieraus folgt, dass ein von meteorologischen Parametern unabhängiger Ansatz (z.B. Chao) zur Kompensation neutrosphärischer Einflüsse für das Gebiet der Antarktischen Halbinsel nicht ausreichend ist, wenn horizontnahe GPS-Beobachtungen verarbeitet werden sollen, da schon für $E' = 11^\circ$ Differenzen von mehr als 1.5 cm unter o.g. Annahmen auftreten können. Wird die CfA-Mapping-Funktion auf die nicht-hydrostatischen Atmosphärenanteile angewandt, so ergeben sich im Gegensatz zur hydrostatischen neutrosphärischen Laufzeitverzögerung für $E' \geq 8^\circ$ ($E' \geq 1^\circ$) Unterschiede kleiner als 1 mm (1 cm).

8.6.3 Die Modelle von Ifadis

IFADIS (1986) entwickelte auf Basis von global verteilten und unterschiedliche meteorologische Bedingungen repräsentierenden Radiosondenprofilen (zeitlicher Umfang der Stichprobe: 7 a) globale, empirische Modelle zur Kompensation des Einflusses der elektrisch neutralen Atmosphärenbereiche. Der funktionale Ansatz der Ifadis-Mapping-Funktion ist sowohl für den hydrostatischen als auch für den nicht-hydrostatischen Anteil mit

$$f_{\text{MF,Ifadis}}(E') = \frac{1}{\sin E' + \frac{A}{\sin E' + \frac{B}{\sin E' + C}}} \quad (8-147)$$

gegeben. Die Koeffizienten A , B und C berechnen sich in Abhängigkeit von den meteorologischen Parametern p_0 , T_0 und e_0 mittels

$$\begin{aligned} A_h &= 0.001237 + 1.316(p_0 - 1000)/10^7 + 1.378(t_0 - 15)/10^6 + 8.057\sqrt{e_0}/10^6 \\ B_h &= 0.003333 + 1.946(p_0 - 1000)/10^7 + 1.040(t_0 - 15)/10^7 + 1.747\sqrt{e_0}/10^5 \\ C_h &= 0.078 \end{aligned} \quad (8-148)$$

für hydrostatische Atmosphärenbestandteile und mit

$$\begin{aligned} A_{nh} &= 0.0005236 + 2.471(p_0 - 1000)/10^7 - 1.724(t_0 - 15)/10^7 + 1.328\sqrt{e_0}/10^5 \\ B_{nh} &= 0.001705 + 7.384(p_0 - 1000)/10^7 + 3.767(t_0 - 15)/10^7 + 2.147\sqrt{e_0}/10^5 \\ C_{nh} &= 0.05917 \end{aligned} \quad (8-149)$$

für die nicht-hydrostatische Erdatmosphäre. Die Genauigkeit dieser Mapping-Funktionen wird bspw. nach SCHÜLER (2001) für Elevationen größer als 5° mit 2.2 cm (8.5 mm) für den hydrostatischen (nicht-hydrostatischen) Anteil angegeben.

Basierend auf den analysierten Radiosondendaten wurden ebenso klimaspezifische Mapping-Funktionen entwickelt, die für $E' \geq 2^\circ$ Gültigkeit besitzen.

Auf Grund des funktionalen Ansatzes der Ifadis-Mapping-Funktionen wird im Zenit nicht der Wert 1 erhalten. Deshalb wird diese Mapping-Funktion im weiteren Verlauf der Arbeit nicht berücksichtigt.

8.6.4 Das MTT-Modell (Herring-Mapping-Funktion)

Das MTT⁸⁻⁵⁰-Modell (HERRING 1992) wurde entwickelt, um für Signale, die mit einem größeren Elevationswinkel als 3° empfangen werden, die Bestimmung des hydrostatischen sowie des nicht-hydrostatischen Anteils des neutrosphärischen Einflusses zu ermöglichen. Dabei werden für den hydrostatischen (nicht-hydrostatischen) Anteil Genauigkeiten besser als ± 0.15 mm (± 0.1 mm) angestrebt. Wie alle im Unterkapitel 8.6 beschriebenen Mapping-Funktionen orientiert sich die MTT-Mapping-Funktion am fortgesetzten Kettenbruch von MARINI (1972). Gleichung (8-150) gibt in Abhängigkeit vom wahren Elevationswinkel den funktionalen Ansatz der MTT-Mapping-Funktionen wieder:

⁸⁻⁵⁰ mapping temperature test

$$f_{\text{MF,MTT}}(E') = \frac{1 + \frac{A}{1 + \frac{B}{1 + C}}}{\sin E' + \frac{A}{\sin E' + \frac{B}{\sin E' + C}}} \quad (8-150)$$

Ebenso wie bei der oben beschriebenen CfA-Mapping-Funktion ergibt sich für zenitale Visuren der Wert der Mapping-Funktion zu 1.

Die MTT-Mapping-Funktion ist im Gegensatz bspw. zur CfA-Mapping-Funktion in eine hydrostatische und eine nicht-hydrostatische Komponente unterteilt. Explizit berechnen sich die Koeffizienten A , B und C für den hydrostatischen Anteil zu

$$\begin{aligned} A_h &= [1.2320 + 0.01391 \cos \varphi_0 - 0.0209 H_0 + 0.00215 (T_0 - 10)] 10^{-3} \\ B_h &= [3.16116 - 0.16004 \cos \varphi_0 - 0.03306 H_0 + 0.002064 (T_0 - 10)] 10^{-3} \\ C_h &= [71.24372 - 4.29342 \cos \varphi_0 - 0.14908 H_0 - 0.002098 (T_0 - 10)] 10^{-3} \end{aligned} \quad (8-151)$$

und für den nicht-hydrostatischen Anteil zu

$$\begin{aligned} A_{nh} &= [0.58266 - 0.01105 \cos \varphi_0 - 0.05181 H_0 + 0.001442 (T_0 - 10)] 10^{-3} \\ B_{nh} &= [1.40218 + 0.10249 \cos \varphi_0 - 0.10128 H_0 + 0.002046 (T_0 - 10)] 10^{-3} \\ C_{nh} &= [45.85450 - 1.91277 \cos \varphi_0 - 1.28787 H_0 - 0.01513 (T_0 - 10)] 10^{-3}. \end{aligned} \quad (8-152)$$

Die Koeffizienten hängen somit von der Stationsbreite φ_0 , der auf Meeresniveau bezogenen Stationshöhe H_0 [km] und der Oberflächentemperatur T_0 [° C] ab. Diese Mapping-Funktion berücksichtigt, im Gegensatz zu allen bisher beschriebenen, explizit die Lage der Station, wobei lediglich der geographischen Breite und der Stationshöhe Rechnung getragen werden.

Entwickelt wurde diese Mapping-Funktion auf Basis von Temperatur- und Wasserdampfprofilen aus Radiosondenbeobachtungen. Dabei wurden zehn Stationen in den USA ausgewählt, die einen geographischen Bereich von 27°-65° n.Br. abdecken. Die Profile wurden mittels Ray-Tracing analysiert. Vergleichend zum CfA-Modell wurden niedrigere Elevationswinkel berücksichtigt (vertikale Auflösung: 3°-90°, 16 Stützstellen). Unter der Annahme eines hydrostatischen Gleichgewichts wurde für jede Strahlverfolgung der Druck bestimmt. Der Integrationsweg wurde aus der gesamten Brechungszahl und ihren Gradienten entlang des Weges ermittelt. Die Koeffizienten der Gleichungen (8-150) - (8-152) wurden anschließend mit Hilfe der Methode der kleinsten Quadrate berechnet, wobei die Strahlkrümmung nur bei der hydrostatischen Komponente berücksichtigt wurde.

Zur Berechnung der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung diskreter Signalrichtungen basierend auf richtungsabhängigen Werten der MTT-Mapping-Funktion und zenitalen Beträgen verwendet HERRING (1992) u.a. die von THAYER (1974) ermittelten Konstanten. Das Gesamtmodell ergibt sich zu

$$A_{\text{NEU}}(E') = f_{\text{MF,MTT,h}}(E') A_{\text{NEU,h}}^{\text{Zenit}} + f_{\text{MF,MTT,nh}}(E') A_{\text{NEU,nh}}^{\text{Zenit}} \quad (8-153)$$

In Abbildung 8-69 (Abbildung 8-70) wird die hydrostatische (nicht-hydrostatische) MTT-Mapping-Funktion mit der CfA-Mapping-Funktion und der trockenen (feuchten) Mapping-Funktion des Chao-Modells am Beispiel der zentral gelegenen Station *Vernadsky* des Verdichtungsnetzes der Antarktischen Halbinsel verglichen. Die zenitale neutrosphärische Laufzeitverzögerung der hydrostatischen (nicht-hydrostatischen) Atmosphärenbestandteile wird mit 2.2513 m (0.0561 m) angehalten, wobei mittlere meteorologische Bedingungen angenommen werden, siehe Gleichung (8-145).

Bis in Elevationen von 5° stimmen die unter Verwendung der CfA- bzw. der MTT_h-Mapping-Funktion ermittelten Beträge besser als 1.5 cm überein, für die Chao_d-Mapping-Funktion gilt diese Aussage lediglich für $E' \geq 7^\circ$. Während der Funktionsverlauf der MTT_h-Prädiktion für $E' > 8^\circ$ eine Mittelstellung zwischen der CfA- und der Chao_d-Mapping-Funktion einnimmt, resultieren durch die beiden alternativen Mapping-Funktionen (CfA, Chao) vergleichend zur MTT_{nh}-Mapping-Funktion systematisch geringere neutrosphärische Laufzeitverzögerungen für den nicht-hydrostatischen Anteil. Bis $E' = 10^\circ$ sind die Differenzen jedoch kleiner als 0.5 cm.

Da in den obigen Abbildungen (Abbildung 8-69, Abbildung 8-70) lediglich für die Station *Vernadsky* Gültigkeit besitzen, die MTT-Mapping-Funktionen jedoch u.a. abhängig von der geographischen Breite und der Stationshöhe sind, sind in Abbildung 8-71 und Abbildung 8-72 die minimalen und maximalen Abweichungen der MTT_h- und MTT_{nh}-basierten neutrosphärischen Laufzeitverzögerung aller Stationen des Verdichtungsnetzes der Antarktischen Halbinsel dargestellt. Für $E' \geq 12^\circ$ ($E' \geq 4^\circ$) sind die Differenzen kleiner als 1 mm (1 cm). Primär sind die Differenzen vom

Höhenunterschied der analysierten Stationen abhängig. Maximale Differenzbeträge werden für die höchstgelegenen Stationen *Marambio* und *Fossil Bluff* erhalten, während minimale Abweichungen der nördlichsten Netzstation (*Signy Island*) zugeordnet werden können. Allgemein ist für die MTT-Mapping-Funktionen festzustellen:

- Bei konstanten Höhen resultiert für eine südlicher (nördlicher) gelegene Station ein größerer (kleinerer) Wert für die neutrosphärische Laufzeitverzögerung.
- Bei konstanten Breiten resultiert für eine Höhendifferenz eine Zunahme der neutrosphärische Laufzeitverzögerung.

Die nicht-hydrostatische Komponente variiert bei Verwendung der MTT_{nh} -Mapping-Funktion in vergleichbarer Art, siehe hierzu Abbildung 8-72. Für $E' \geq 5^\circ$ sind die Differenzen kleiner als 1 mm.

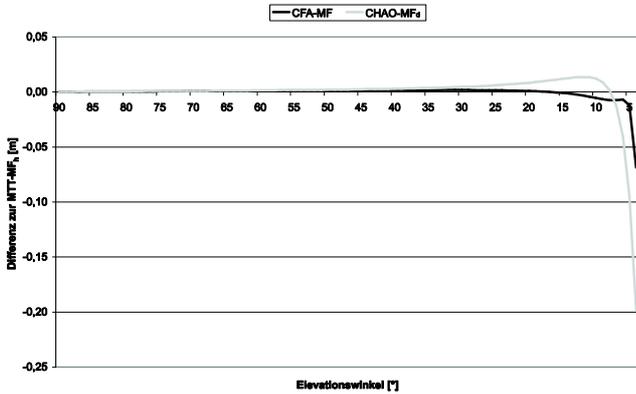


Abbildung 8-69: Vergleich von MTT_h -, Cfa- und $Chao_d$ -Mapping-Funktion

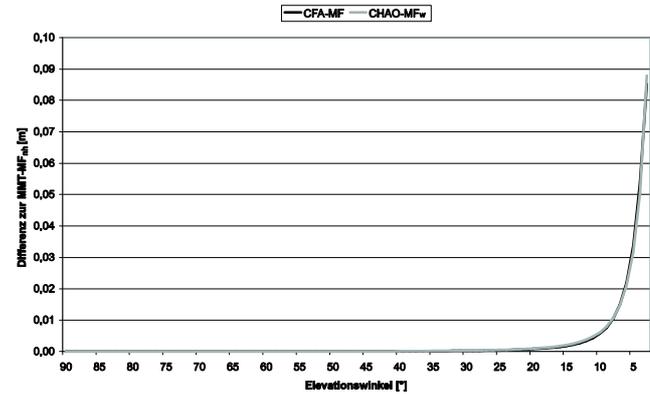


Abbildung 8-70: Vergleich von MTT_{nh} -, Cfa- und $Chao_w$ -Mapping-Funktion

Zur Validierung des Einflusses von Temperaturvariationen bei der Berechnung der hydrostatischen (nicht-hydrostatischen) neutrosphärischen Laufzeitverzögerung können basierend auf Extremwertabschätzungen unter Verwendung von Gleichung (8-146) für $E' \geq 10^\circ$ maximale Δ_{NEU} -Änderungen von 1.2 cm (0.2 mm) festgestellt werden. Die Vorzeichen bzw. Beträge der resultierenden Differenzwerte sind vergleichbar mit der in Kapitel 8.6.2 diskutierten Variation der Cfa-Mapping-Funktion. Somit ist eine Vernachlässigung der Temperatur-basierten Variationen der MTT-Mapping-Funktion nicht sinnvoll.

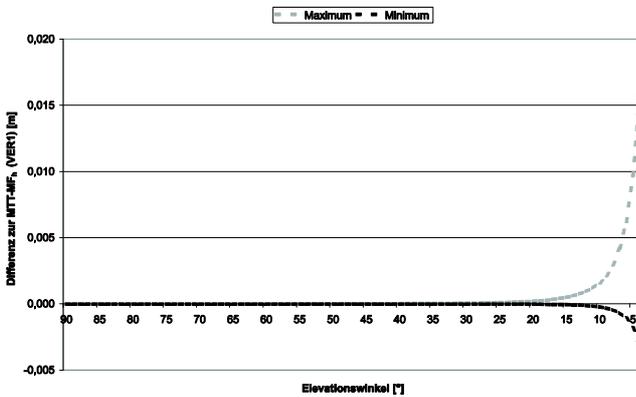


Abbildung 8-71: Maximale und minimale Abweichungen der MTT_h -Mapping-Funktion der Stationen der Antarktischen Halbinsel vergleichend zu Vernadsky

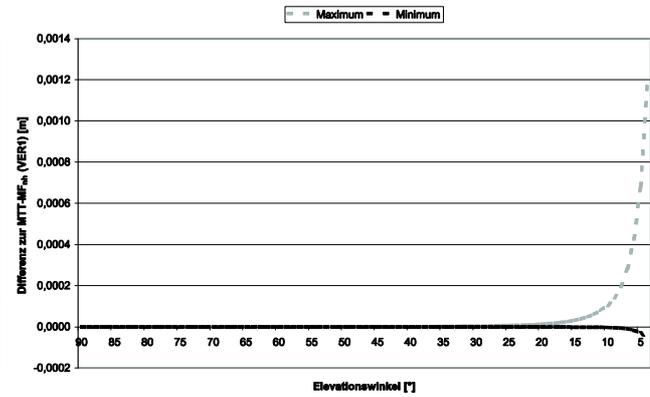


Abbildung 8-72: Maximale und minimale Abweichungen der MTT_{nh} -Mapping-Funktion der Stationen der Antarktischen Halbinsel vergleichend zu Vernadsky

Im Rahmen von GPS-Auswertungen findet, wie in Kapitel 8.5.2 erläutert, i.d.R. die ellipsoidische Höhe Eingang in die Gleichungen (8-102) und (8-103). Somit wird nicht zwischen ellipsoidischen und Geoid-bezogenen Stationshöhen unterschieden. Dies ist äquivalent mit der Vernachlässigung der Geoidundulation. Es ist somit für die MTT-Mapping-Funktionen zu untersuchen, wie groß der Einfluss dieses Modellfehlers auf die hydrostatische bzw. die nicht-hydrostatische neutrosphärische Laufzeitverzögerung ist. Hierbei ergibt sich für eine mittlere Geoidundulation von ca. 15 m eine Änderung der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung des hydrostatischen (nicht-hydrostatischen) Anteils im Submillimeterbereich für $E' \geq 4^\circ$ ($E' \geq 2^\circ$). Dieser Fehlereinfluss kann somit vernachlässigt werden.

8.6.5 Niell-Mapping-Funktion

NIELL (1996) entwickelte bspw. im Gegensatz zur oben beschriebenen CfA-Mapping-Funktion eigenständige Mapping-Funktionen für den hydrostatischen und den nicht-hydrostatischen Anteil. Die Mapping-Funktionen von Niell gleichen mit

$$f_{\text{MF,Niell}}(E') = \frac{1 + \frac{A}{1 + \frac{B}{1 + C}}}{\sin E' + \frac{A}{\sin E' + \frac{B}{\sin E' + C}}} \quad (8-154)$$

formal der MTT-Mapping-Funktion (Gleichung (8-150)). Allerdings gehen bei der Berechnung der Koeffizienten A , B und C keine meteorologischen Parameter, sondern jahreszeitliche und geographische Abhängigkeiten, direkt ein. Dies unterscheidet die Modellbildung der Niell-Mapping-Funktionen von allen bisher beschriebenen.

Nach NIELL (1996) entsprechen Änderungen des hydrostatischen Anteils der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung in etwa den aus Temperaturvariationen resultierenden Änderungen des Verhältnisses zwischen den Skalenhöhen der Erdatmosphäre und dem Erdradius. Weiterhin konnte anhand der Auswertung von Radiosondenprofilen (00:00 UT, 12:00 UT), erfasst auf vier Stationen mittlerer nördlicher Breiten (21°-65° n.Br.), belegt werden, dass die Temperatur - sowohl täglich als auch über längere Zeiträume hinweg - an der Erdoberfläche stärker variiert als in höheren Atmosphärenbereichen; u.U. kann somit die Verwendung von Oberflächenmeteorologie negative Auswirkungen auf die Nutzung von Oberflächenmeteorologie-basierten Mapping-Funktionen haben. Ebenso konnten sinusartige Jahresperioden der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung detektiert werden, woraus Amplituden und zugehörige Phasen geschätzt werden konnten, welche eine breitenabhängige Charakteristik aufweisen. Dies ist bspw. durch die Abnahme des Wirkungsgrads der Sonne mit zunehmender Breite zu erklären, da eine niedrige Atmosphärentemperatur eine geringere Skalenhöhe der Luftdichte nach sich zieht, woraus ein größerer Wert der Mapping-Funktion resultiert. Dies entspricht einem kleineren Verhältnis von Skalenhöhe zu Erdradius, wodurch die Erdatmosphäre flacher erscheint. Der Einfluss einer flachen Erdatmosphäre wird durch die Mapping-Funktion $1/\sin(E)$ gut approximiert.

Durch Analyse von neun Profilen der U.S. Standardatmosphäre (ESSA/NASA/USAF 1966) für Temperatur und Feuchte in nördlichen Breiten (15°: ganzes Jahr; 30°, 45°, 60° und 75°: Januar, Juli) sowie durch Vergleiche mit Ray-Tracing-Ergebnissen (9 Stützstellen zwischen 3°-90°) und VLBI-Daten wurden die Koeffizienten der Mapping-Funktion endgültig bestimmt. Die Mapping-Funktionen von Niell stellen hierbei eine Ausnahme dar, da weniger die oberflächennahe Meteorologie, sondern der Zustand höherer (1 km) Atmosphärenbereiche, welche keine durch in Erdnähe verfälschte, dominante jahreszeitliche (hydrostatische) bzw. breitenabhängige (nicht-hydrostatische) Schwankungen aufweisen, die Grundlage bildet.

Da die o.g. Datengrundlage der Niell-Mapping-Funktionen keine Meteorologiedaten der südlichen Hemisphäre beinhaltet, wurde angenommen, dass sich die atmosphärischen Zustände der Nordhalbkugel auf der Südhalbkugel mit einem konstanten halbjährigen Versatz einstellen. Somit können Mapping-Funktionen für jede Breite und jeden Beobachtungszeitpunkt abgeleitet werden.

Zur Berechnung der Koeffizienten A , B und C stellt NIELL (1996) Tabellenwerte in Abhängigkeit von der geographischen Breite zur Verfügung, wobei für Breiten zwischen 15° und 75° linear zu interpolieren ist. In die Mapping-Funktion für den hydrostatischen Anteil fließen additiv jahreszeitliche Abhängigkeiten und eine Höhenkorrektur Δm_h ein. Die zeitliche Abhängigkeit berechnet sich, indem zunächst die Durchschnitts- und Amplituden-Koeffizienten nach folgendem Schema berücksichtigt werden:

$$\begin{pmatrix} A_h(\varphi_0, t) \\ B_h(\varphi_0, t) \\ C_h(\varphi_0, t) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} A(\varphi_0) \\ B(\varphi_0) \\ C(\varphi_0) \end{pmatrix}_D - \begin{pmatrix} A(\varphi_0) \\ B(\varphi_0) \\ C(\varphi_0) \end{pmatrix}_A \cos \left[\frac{2\pi}{365.25} (t_{\text{DOY,NHK}} - d^0) \right]. \quad (8-155)$$

Dabei werden die Elemente der beiden Spaltenvektoren der rechten Gleichungsseite aus Tabelle 8-21 bzw. Tabelle 8-22 für die entsprechende Stationsbreite φ_0 entnommen bzw. linear interpoliert. Für Beobachtungen in nördlichen Breiten entspricht $t_{\text{DOY,NHK}}$ der Anzahl der Tage seit dem 1. Januar des jeweiligen Jahres. d^0 ist ein konstanter Wert von 28 d, der als Phase der Mapping-Funktion angesehen wird. Werden Werte für die südliche Hemisphäre benötigt, so gilt die mit Gleichung (8-118) gegebene Beziehung.

Tabelle 8-21: Durchschnitt-Koeffizienten der hydrostatischen Niell-Mapping-Funktion

Koeffizient	Geographische Breite [°]				
	≤15	30	45	60	≥75
$10^{+3}A_D$	1.2769934	1.2683230	1.2465397	1.2196049	1.2045996
$10^{+3}B_D$	2.9153695	2.9152299	2.9288445	2.9022565	2.9024912
$10^{+3}C_D$	62.610505	62.837393	63.721774	63.824265	64.258455

Tabelle 8-22: Amplituden-Koeffizienten der hydrostatischen Niell-Mapping-Funktion

Koeffizient	Geographische Breite [°]				
	≤15	30	45	60	≥75
$10^{+5}A_A$	0.0	1.2709626	2.6523662	3.4000452	4.1202191
$10^{+5}B_A$	0.0	2.1414979	3.0160779	7.2562722	11.723375
$10^{+5}C_A$	0.0	9.0128400	4.3497037	84.795348	170.37206

Die Höhenkorrektur Δm_h kann unter Verwendung der auf Meeressniveau bezogenen Stationshöhe H_0 [km] mittels

$$\Delta m_h = \frac{dm(E')}{dH} H_0 \quad \text{und} \quad \frac{dm(E')}{dH} = \frac{1}{\sin(E')} \cdot f_{\text{MF,Niell,h}}(E', A_{ht}, B_{ht}, C_{ht}) \quad (8-156)$$

berechnet werden, wobei die Funktionswerte der Funktion $f_{\text{MF,Niell,h}}(E', A_{ht}, B_{ht}, C_{ht})$ mittels Gleichung (8-150) und

$$\begin{pmatrix} 10^5 A_{ht} \\ 10^3 B_{ht} \\ 10^3 C_{ht} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 2.53 \\ 5.49 \\ 1.14 \end{pmatrix} \quad (8-157)$$

bestimmt werden.

Die Mapping-Funktion für den nicht-hydrostatischen Anteil entsteht durch Einsetzen der interpolierten Koeffizienten A , B und C aus Tabelle 8-23 in Abhängigkeit von der geographischen Breiten.

Tabelle 8-23: Koeffizienten der nicht-hydrostatischen Niell-Mapping-Funktion

Koeffizient	Geographische Breite [°]				
	≤15	30	45	60	≥75
$10^{-4}A$	5.8021897	5.6794847	5.8118019	5.9727542	6.1641693
$10^{-3}B$	1.4275268	1.5138625	1.4572752	1.5007428	1.7599082
$10^{-2}C$	4.3472961	4.6729510	4.3908931	4.4626982	5.4736038

Somit berechnet sich der Einfluss der elektrisch neutralen Atmosphäre nach Niell zu

$$\Delta_{\text{NEU}}(E') = f_{\text{MF,Niell,h}}(E') \Delta_{\text{NEU,h}}^{\text{Zenit}} + f_{\text{MF,Niell,nh}}(E') \Delta_{\text{NEU,nh}}^{\text{Zenit}} \quad (8-158)$$

wobei die zenitalen Schätzungen $\Delta_{\text{NEU,h}}^{\text{Zenit}}$ und $\Delta_{\text{NEU,nh}}^{\text{Zenit}}$ bspw., ebenso wie im vorhergehenden Unterkapitel beschrieben, auf Basis des Saastamoinen-Modells berechnet werden können. Teilweise kann es nützlich sein, anstatt der gesamten Mapping-Funktion nur einen der beiden Anteile zu verwenden.

Die Differenzen der hydrostatischen (nicht-hydrostatischen) Mapping-Funktion von Niell zu den in den vorhergehenden Unterkapiteln beschriebenen Mapping-Funktionen sind in Abbildung 8-73 (Abbildung 8-74) für mittlere meteorologische Bedingungen (Gleichung (8-145)) für die Station *Vernadsky* ($\varphi_0 = 65.2^\circ$, $H_0 = 0.0205$ km) illustriert. Dabei werden die zenitalen neutrosphärischen Laufzeitverzögerungen mit

$$\begin{aligned} \Delta_{\text{NEU,h}}^{\text{Zenit}} &= 2.2513 \text{ m} \\ \Delta_{\text{NEU,nh}}^{\text{Zenit}} &= 0.0561 \text{ m} \end{aligned} \quad (8-159)$$

angenommen, siehe Kapitel 8.5.3. Die in den Abbildungen dargestellten Funktionsverläufe sind repräsentativ für

$$t_{\text{DOY,SHK}} = 31 \quad (8-160)$$

Auffallend sind, vergleichend bspw. zu Abbildung 8-71, die deutlich größeren Unterschiede der hydrostatischen neutrosphärischen Laufzeitverzögerung der Niell-Mapping-Funktion zu den bisher beschriebenen Modellen. Lediglich für $E' \geq 9^\circ$ sind die Abweichungen aller Mapping-Funktionen zur Niell_h-Mapping-Funktion geringer als 2.5 cm (siehe Abbildung 8-73). Für den geringeren nicht-hydrostatischen Anteil ergeben sich für $E' \geq 6^\circ$ ebenfalls Abweichungen, die geringer als 2.5 cm sind (siehe Abbildung 8-74). Hierbei nimmt die Niell_{nh}-Mapping-Funktion eine Mittelstellung

zwischen den nahezu identischen Mapping-Funktionen von Chao und Davis und der nicht-hydrostatischen neutrosphärischen Laufzeitverzögerung ermittelt basierend auf der MTT_{nh} -Mapping-Funktion ein.

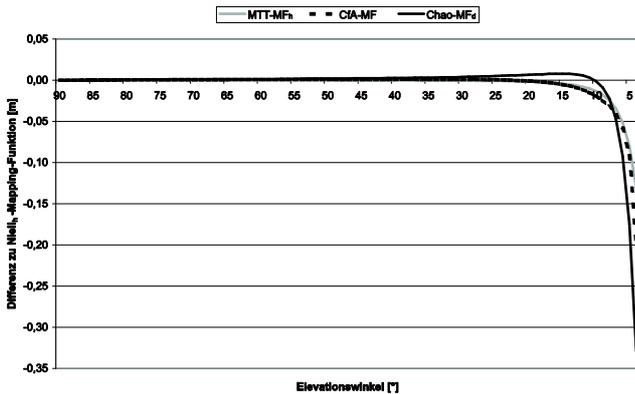


Abbildung 8-73: Vergleich der $Niell_h$ -Mapping-Funktion mit der MTT_h -, der CfA - und der $Chao_d$ -Mapping-Funktion

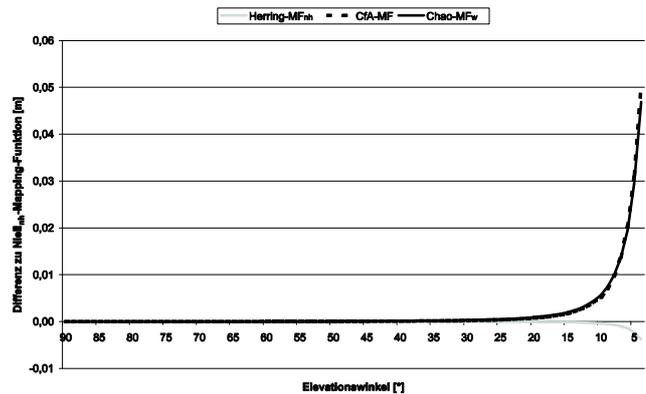


Abbildung 8-74: Vergleich der $Niell_{nh}$ -Mapping-Funktion mit der MTT_{nh} -, der CfA - und der $Chao_w$ -Mapping-Funktion

Für die Niell-Mapping-Funktionen sind im Verdichtungsnetz der Antarktischen Halbinsel durch die geographischen Breiten der Stationen *Signy Island* ($\varphi_0 = -60.7^\circ$) und *Fossil Bluff* ($\varphi_0 = -71.3^\circ$) extreme Werte zu erwarten. Bei einem Vergleich des Einflusses der geographischen Breite auf die hydrostatischen neutrosphärischen Laufzeitverzögerungen ergeben sich für $E' \geq 14^\circ$ für maximale Breitenunterschiede Differenzen im Submillimeterbereich, bis zu einem Elevationswinkel von 5° sind die Differenzen kleiner als 1.5 cm. Diese Abhängigkeiten sind somit zu berücksichtigen. Die Differenz im nicht-hydrostatischen Anteil ist für $E' \geq 1^\circ$ geringer als 0.5 cm und kann somit vernachlässigt werden.

Weiterhin variiert die hydrostatische Niell-Mapping-Funktion mit H_0 . Hierbei sind mit *Marambio* ($H_0 = 0.231$ km) und *Vernadsky* ($H_0 = 0.0205$ km) höchst bzw. niedrigst gelegene Stationen gegeben. Aus einer Höhendifferenz von ca. 0.2105 km resultieren für Elevationen bis 13° Differenzen der hydrostatischen neutrosphärischen Laufzeitverzögerung im Submillimeterbereich. Für $E' \geq 5^\circ$ ergeben sich Differenzen kleiner als 1.5 cm. Bspw. in Kapitel 6.5.2 wurde der Einfluss der Vernachlässigung der Geoidundulation im Rahmen der Berechnung der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung für das Saastamoinen-Modell diskutiert; in Analogie dazu sind, begründet in der Vernachlässigung der Geoidundulation, im Bereich der Antarktischen Halbinsel bei Verwendung der $Niell_h$ -Mapping-Funktion maximale neutrosphärische Laufzeitverzögerungen von 1.5 mm (0.3 cm) für $E' \geq 2^\circ$ ($E' \geq 5^\circ$) feststellbar, so dass eine rechenintensive Berücksichtigung der Geoidundulation entfallen kann.

Die im Rahmen der vorliegenden Arbeit analysierten GPS-Beobachtungen sind i.d.R. im Zeitbereich $t_{DOY,SHK} \in [20; 42]$ erfasst worden. Somit variiert die $Niell_h$ -Mapping-Funktion ebenfalls in Abhängigkeit von diesem Zeitbereich. Für $E' \geq 6^\circ$ ($E' \geq 1^\circ$) ergeben sich zwischen diesen extremen Beobachtungszeitpunkten kleinere Differenzen der hydrostatischen neutrosphärischen Laufzeitverzögerung als 1 mm (1 cm).

NIELL (1996) bezeichnet diese global verwendete Funktion als zuverlässig bis zu einer Elevation von 3° . Sie erreicht nach HAAS (1996) eine Genauigkeit im Millimeterbereich für alle Elevationsbereiche. Auf Grund sehr guter Ergebnisse, die dieser globale Ansatz in diversen teilweise im Folgenden beschriebenen Vergleichsstudien erzielt hat, wird er sowohl bei der VLBI-Verarbeitung als auch bei GPS-Auswertungen schon seit längerer Zeit als Standard eingesetzt (ROTHACHER ET AL. 1998).

8.6.6 Resümee und aktuelle Entwicklungen

Im bisherigen Verlauf des Unterkapitels 8.6 wurden Modelle und Mapping-Funktionen erläutert und hinsichtlich ihrer Variationen im Anwendungsfall diskutiert, die auf dem fortgesetzten Kettenbruch von Marini basieren. In Tabelle 8-24 sind wichtige Einflussparameter und Charakteristika der in diesem Kontext verwendeten Mapping-Funktionen zusammengestellt. Dabei wird lediglich die explizite Verwendung der Einflussparameter im funktionalen Ansatz der Mapping-Funktion beachtet. Wird bspw. auf Grund fehlender Oberflächenmeteorologie H_0 verwendet, um Meteorologiedaten bspw. basierend auf Gleichung (8-21) zu extrapolieren, wird dies in Tabelle 8-24 nicht berücksichtigt.

Tabelle 8-24: Charakteristika und Einflussparameter der untersuchten Mapping-Funktionen

	Min. E' [°]	Atmosphäre	Met. Parameter 1. Ordn.			Met. Parameter 2. Ordn.		φ_0	H_0	t
			p_0	T_0	e_0	β	H^T			
Chao	10	d / w								
CfA	5	h	X	X	X	X	X			
Ifadis	2	h / nh	X	X	X					
MTT	3	h / nh		X				X	X	
Niell	3	h / nh						X	X	X

Werden die Mapping-Funktionen von Chao, Davis (CfA), Herring (MTT) und Niell hinsichtlich der Signifikanz der o.g. Einflussfaktoren beurteilt, so kann für $E' \geq 10^\circ$ im untersuchten Anwendungsfall ausgesagt werden, dass

- eine Unterscheidung hinsichtlich der unterschiedlichen Atmosphärenbestandteile (trocken und feucht bzw. hydrostatisch und nicht-hydrostatisch) notwendig erscheint, da bspw. die Abweichungen zwischen der CfA-Mapping-Funktion und den Mapping-Funktionen für den nicht-hydrostatischen Anteil von Herring oder Niell für mittlere meteorologische Bedingungen nahezu 2 cm betragen,
- Mapping-Funktionen, die meteorologische Parameter 1. Ordnung (p_0 , T_0 , e_0) nicht berücksichtigen, den durch diese Parameter quantifizierten Variationen der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung ($\Delta_{NEU} > 1.5$ cm) keine Rechnung tragen können und somit weniger geeignet erscheinen, um die neutrosphärische Laufzeitverzögerung ausreichend genau zu modellieren,
- die Einflüsse von meteorologischen Parametern 2. Ordnung (β , H^T), die an die im Untersuchungsgebiet herrschenden Bedingungen angepasst sind, auf die unter Verwendung der CfA-Mapping-Funktion berechneten neutrosphärischen Laufzeitverzögerungen i.d.R. kleiner als 1 cm sind und damit vernachlässigt werden können,
- die Beeinflussung der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung, berechnet u.a. mittels MTT- bzw. Niell-Mapping-Funktionen, auf Grund der geographischen Lage (φ_0 , H_0) maximal wenige Millimeter beträgt, wodurch eine Berücksichtigung dieses Einflussfaktors sowie der Geoidundulation nicht notwendig ist, und
- eine Berücksichtigung der zeitlichen Abhängigkeiten der Niell-Mapping-Funktion vernachlässigt werden kann.

Sollen GPS-Beobachtungen aus niedrigen Elevationen ($E' \geq 5^\circ$) verarbeitet werden, nimmt der Einfluss der o.g. Faktoren deutlich zu:

- Die Vernachlässigung einer zweigeteilten Modellbildung für die Erdatmosphäre (trocken und feucht bzw. hydrostatisch und nicht-hydrostatisch) kann dabei zu Differenzen der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung führen, die mehrere Dezimeter betragen. Ebenso differieren die ermittelten neutrosphärischen Laufzeitverzögerungen der untersuchten Mapping-Funktionen um bis zu 15.5 cm (2.5 cm) für den hydrostatischen (nicht-hydrostatischen) Anteil.
- Die Einflüsse der meteorologischen Parameter 1. und 2. Ordnung können wenige Zentimeter annehmen.
- Die Abhängigkeit der ermittelten neutrosphärischen Laufzeitverzögerung von der Position (φ_0 , H_0) der Beobachtungsstation ist für den hydrostatischen Anteil größer als für den nicht-hydrostatischen, nimmt jedoch lediglich Werte kleiner 1.5 cm an. Somit kann die Berücksichtigung dieses Einflussfaktors sowie der Geoidundulation vernachlässigt werden.
- Die Modellierung der zeitlichen Variation im Rahmen der Verwendung der Niell-Mapping-Funktion zur Berechnung neutrosphärischer Laufzeitverzögerungen ist weiterhin nicht notwendig.

Somit ist nach den obigen Ausführungen die Verwendung der Kettenbruch-basierten Mapping-Funktion von Herring zu bevorzugen, wobei die Abweichungen zu den beiden Mapping-Funktionen von Niell und Davis gering sind. Daneben wird in GPS-Auswertungen teilweise die lediglich in höheren und mittleren Elevationen die Realität ausreichend approximierende Abbildungsfunktion $1/\cos(z)$ bzw. $1/\sin(E')$ eingesetzt. In Abbildung 8-75 und Abbildung 8-76 ist diese sowohl für hydrostatische als auch für nicht-hydrostatische Anteile angewandte Mapping-Funktion vergleichend zu den Niell-Mapping-Funktionen den MTT- und den Chao-Mapping-Funktionen sowie der CfA-Mapping-Funktion gegenübergestellt.

Dabei ist unabhängig vom Elevationswinkel v.a. für die hydrostatischen Anteile festzustellen, dass die Mapping-Funktion $1/\sin(E')$ deutlich von den Werten der übrigen Abbildungsfunktionen abweicht. Wird bei Analysen der nicht-hydrostatischen Komponente die ursprünglich für hydrostatische Atmosphärenbestandteile entwickelte CfA-Mapping-Funktion nicht berücksichtigt, so weist die Mapping-Funktion $1/\sin(E')$ unabhängig vom Elevationswinkel gegenüber der Niell_{nh}-Mapping-Funktion die größten Abweichungen auf. Somit erscheint die Verwendung dieser Mapping-Funktion im Rahmen einer optimierten GPS-Auswertung nicht sinnvoll.

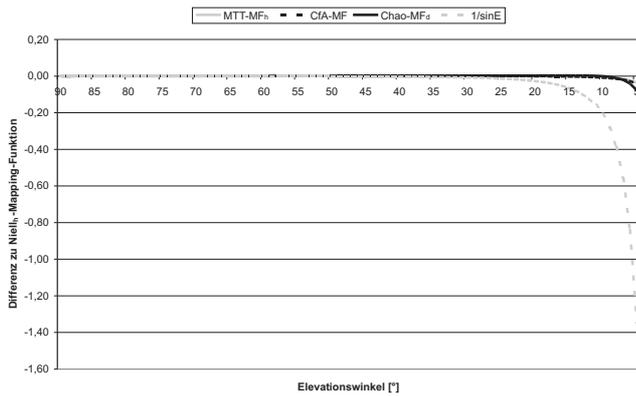


Abbildung 8-75: Vergleich der Niell_h-Mapping-Funktion mit der MTT_h-, der CfA- und der Chao_d-Mapping-Funktion sowie mit der Mapping-Funktion 1/sin(E')

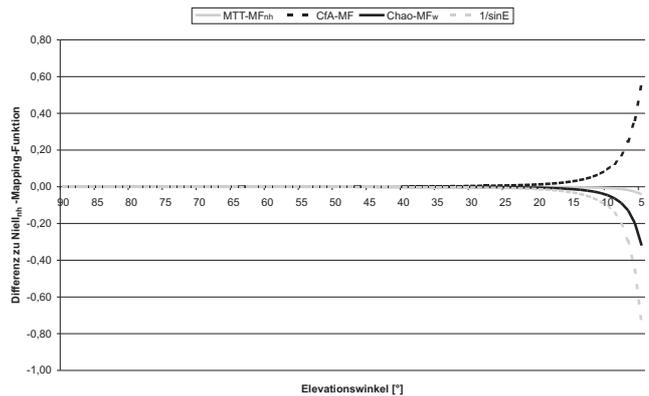


Abbildung 8-76: Vergleich der Niell_{nh}-Mapping-Funktion mit der MTT_{nh}-, der CfA- und der Chao_w-Mapping-Funktion sowie mit der Mapping-Funktion 1/sin(E')

Neben der Abhängigkeit der Werte der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung von den o.g. Mapping-Funktionen und damit von den in Tabelle 8-24 angeführten Parametern werden zur Bestimmung von neutrosphärischen Einflüssen zenitale Werte der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung (Kapitel 8.5.3) benötigt. Hierbei werden meteorologische Parameter (p_0 , T_0 , e_0) verarbeitet, des Weiteren werden die Gradienten β und λ_e sowie die Tropopausenhöhe berücksichtigt. Mit Gleichung (8-159) sind die mittleren hydrostatischen und nicht-hydrostatischen Laufzeitverzögerungen in Zenitrichtung gegeben. Diese Werte schwanken ebenso wie die Faktoren der Mapping-Funktionen in Abhängigkeit von den atmosphärischen Parametern, die den in der Erdatmosphäre herrschenden Bedingungen Rechnung tragen sollen. Gleichung (8-146) sind die extremen Werte der meteorologischen Parameter p_0 , T_0 und e_0 zu entnehmen. Werden diese bei gleichzeitiger Annahme von orts- und zeitinvarianten Gradienten

$$\beta = 0.00059 \left[\frac{\text{K}}{\text{m}} \right] \tag{8-161}$$

$$\lambda_e = 4.29$$

auf Gleichung (8-113) bzw. (8-114) angewendet, so resultieren daraus Variationen der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung zwischen 2.192 m und 2.329 m für den hydrostatischen Anteil und zwischen 0.015 m und 0.163 m für den nicht-hydrostatischen Anteil. Es ist somit festzustellen, dass meteorologische Variationen auf die neutrosphärische Laufzeitverzögerung in Zenitrichtung einen deutlich größeren Einfluss ausüben als auf die Beträge der verschiedenen o.g. Mapping-Funktionen. Da im Rahmen der GPS-Auswertung zusätzlich zu Stationskoordinaten stationsspezifische Zusatzparameter die neutrosphärische Laufzeitverzögerung betreffend geschätzt werden, wird eine abschließende Beurteilung der neutrosphärischen Modellbildung in Kapitel 8.8 durchgeführt.

Aktuell werden im Bereich der funktionalen Modellbildung zur Kompensation des Einflusses der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung bei GPS-Beobachtungen verstärkt Anstrengungen unternommen, um auf Basis von Wettermodell-daten Korrekturwerte zu bestimmen. Dies stellt gegenüber der o.g. Modellbildung einen grundlegenden Vorteil dar, da räumliche und zeitliche Variationen des Zustands der Erdatmosphäre berücksichtigt werden können. Somit ist es im Gegensatz zu den meisten o.g. Modellen und Mapping-Funktionen möglich die Zustände innerhalb der Erdatmosphäre nicht basierend auf Oberflächenmeteorologie zu bestimmen. Zu nennen sind in diesem Kontext im Besonderen die sog. IMF (isobaric mapping function) nach NIELL (2000) und NIELL (2001) sowie die VMF (Vienna mapping function) nach BÖHM (2004). Diese Modelle sollen aus Gründen der Vollständigkeit erläutert werden, bleiben jedoch im Rahmen der vorliegenden Arbeit unberücksichtigt.

Die von Niell entwickelte IMF basiert auf dem mit Gleichung (8-133) gegebenen Kettenbruchansatz von Marini. Es wurden unterschiedliche Ansätze für den hydrostatischen bzw. den nicht-hydrostatischen Anteil entwickelt. Grundlage für dieses Modell sind hohe Korrelationen zwischen der 200hPa-Druckfläche (Datenbasis: Re-Analysis Daten, Goddard Space Flight Center Data Assimilation Office⁸⁻⁵¹) und aus Radiosondierungen (700 Profile; 28 Stationen) abgeleitete Werte für Mapping-Funktionen in einer Elevation von 3°. Bei Analyse der 200hPa-Druckfläche konnten globale Phänomene wie z.B. ein dominanter NS-Gradient oder die Zunahme der geopotentiellen Höhe zum Äquator detektiert werden, siehe hierzu Abbildung 8-77, die mittlere geopotentielle Höhen illustriert.

⁸⁻⁵¹ Siehe hierzu SCHUBERT ET AL. (1993).

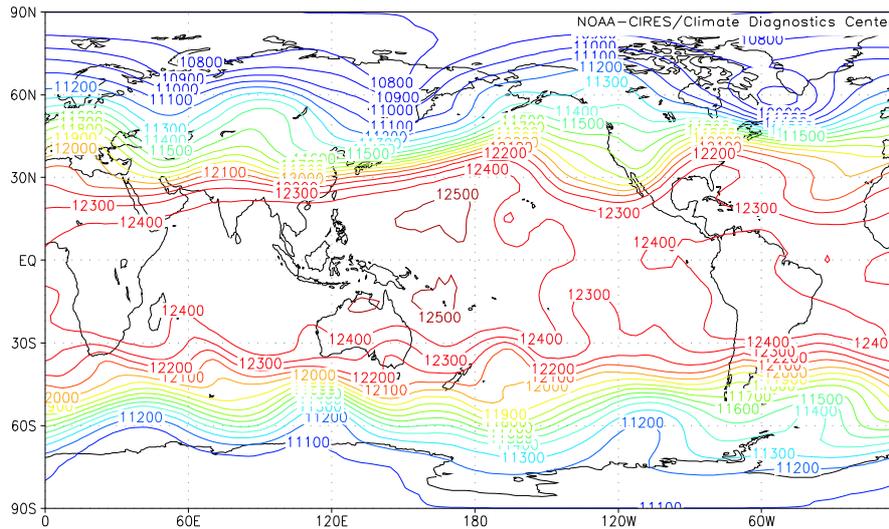


Abbildung 8-77: Mittlere geopotentielle Höhen [m] der 200hPa-NCEP-Druckfläche; 31. Januar 2002 (NCEP 2004)

Die Koeffizienten des fortgesetzten IMF-Kettenbruchs für das hydrostatische Modell wurden von NIELL (2000) in Abhängigkeit von der geographischen Lage der Station (φ_0, H_0) in Polynome 2. Grades entwickelt, deren Parameter nach der Methode der kleinsten Quadrate bestimmt wurden. Die vollständige Modellbildung der hydrostatischen Komponente umfasst die mit Gleichung (8-156) gegebene Höhenkorrektur. Im Gegensatz zur hydrostatischen Komponente ist die Modellbildung beim komplementären, nicht-hydrostatischen Anteil komplexer. Es wird hierbei ein vertikales Profil benötigt, da sich der Wasserdampf i.d.R. nicht im hydrostatischen Gleichgewicht befindet. Die azimutinvarianten Koeffizienten werden hierbei auf Basis des Quotienten zwischen neutrosphärischem Einfluss in $E' = 3.3^\circ$ und in Zenitrichtung bestimmt, dabei verbleibt die Strahlkrümmung unmodelliert. V.a. für die hydrostatische Komponente der IMF sind Verbesserungen gegenüber der in Kapitel 8.6.5 beschriebenen Niell-Mapping-Funktion nachgewiesen.

Die Region der Antarktischen Halbinsel wurde hinsichtlich des o.g. dominanten NS-Gradienten der IMF untersucht. Die Datenbasis bilden wiederum NCEP-Wettermodellldaten der Jahre 1995, 1998 und 2002. Repräsentative Verläufe der geopotentiellen Höhen der 200hPa-Druckfläche sind in Abbildung 8-78 für das Jahr 2002 dargestellt, welches in großen Teilen auch das Verhalten in 1995 beschreibt. Dabei sind in links Abbildung 8-78 die geopotentiellen Höhen von dominanten NS-Gradienten dargestellt. Dieser Verlauf ist typisch für ungestörte mittägliche Zustände der Atmosphäre über der Antarktischen Halbinsel. Mittig und rechts (Abbildung 8-78) sind die deutlich weniger variierenden Höhenlinien von nächtlichen atmosphärischen Zuständen veranschaulicht. Hierbei ist kein dominanter NS-Gradient feststellbar. Das Jahr 1998 verhält sich deutlich indifferenter und ruhiger, wodurch auf Grund kaum vorhandener Gradienten keine allgemeingültigen Aussagen möglich sind. I.d.R. (1995, 2002) ist somit ein dominanter NS-Gradient feststellbar, der jedoch von einem mehr oder weniger stark ausgeprägten OW-Gradienten überlagert wird. Analysen hinsichtlich der Signifikanz von horizontalen Gradienten der neutrosphären Laufzeitverzögerung basierend auf GPS-Beobachtungen werden für den Anwendungsfall in Kapitel 8.8 diskutiert.

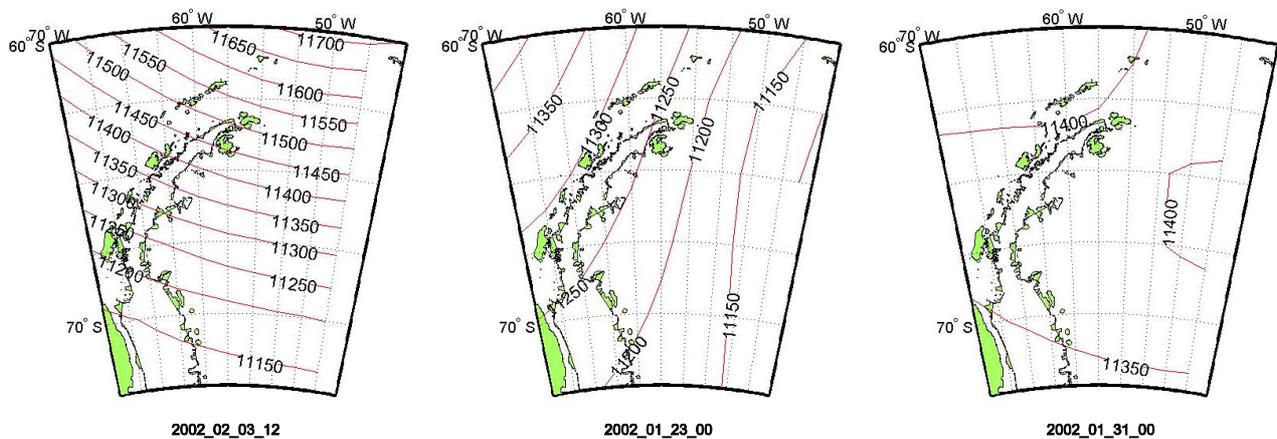


Abbildung 8-78: Geopotentielle Höhen [m] repräsentativer NCEP-Druckflächen (200 hPa); Bezeichnung: Jahr_Monat_Tag_Zeit

Die VMF stellt eine Verbesserung der nicht-hydrostatischen Komponente der IMF dar, da einzelne nicht allgemeingültige Annahmen der IMF korrekter behandelt werden und zudem für eine gesteigerte vertikale Auflösung gesorgt wird. In BÖHM (2004) beschriebene Untersuchungen weisen Verbesserungen für die geschätzte Höhenkomponente nach.

Daneben sind in ROCKEN ET AL. (2001) und ROCKEN ET AL. (2003) sog. direkte Mapping-Funktionen entwickelt, welche zeit- und ortsabhängige Refraktionsprofile numerischer Wettermodelle (z.B. NCEP) zur verbesserten Atmosphärenmodellierung verwenden, um durch die Bestimmung von für den Messzeitpunkt gültigen Mapping-Funktionen eine Nutzung von GPS-Daten niedrigster Elevationen zu ermöglichen. Mit der Modellierung der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung basierend auf Vorhersagen, welche aus numerischen Wettermodellen gewonnen wurden, beschäftigen sich u.a. PANY ET AL. (2001) oder SCHÜLER (2001). Auch JENSEN ET AL. (2002) bestätigen mit ihren Untersuchungen das Potential (z.B. Steigerung der Genauigkeit) der Nutzung von Wettermodellldaten. Die Vorgehensweise ist jedoch eine alternative, da die Verbesserungen an die originären GPS-Beobachtungen angebracht werden

8.7 Erweiterte neutrosphärische Modellbildung

Die in diesem Unterkapitel beschriebene erweiterte Modellbildung für die elektrisch neutrale Atmosphäre ist notwendig, da v.a. der Einfluss der durch den Wasserdampf dominierten nicht-hydrostatischen Komponente, eingeschränkt jedoch auch der Einfluss der hydrostatischen Komponente, auf die Ausbreitung von GPS-Signalen unter Verwendung der im bisherigen Verlauf dieses Kapitels erläuterten empirischen Modelle nur bedingt mit ausreichender Zuverlässigkeit vorhergesagt werden kann. Dies gilt im Besonderen für die Auswertung von langen Basislinien, die zudem große Höhendifferenzen aufweisen (KLEIJER 2004) bzw. wenn an den Netzstationen unterschiedliche atmosphärische Bedingungen herrschen, wodurch die neutrosphärischen Einflüsse durch das Hilfsmittel der differenziellen Auswertung nicht vollständig eliminiert werden können. Die Modellierung der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung unter Verwendung von empirischen Prädiktionsmodellen kompensiert somit auf Grund von geringen räumlichen Korrelationen der auf Beobachtungsstationen zeitgleich empfangenen GPS-Signale den Einfluss der Neutrosphäre nicht vollständig. RAQUET (1998) führt Werte von ca. 1.5 cm für den verbleibenden zenitalen neutrosphärischen Einfluss unter normalen Bedingungen bei Stationsentfernungen von ca. 70 km an, die Restfehler betragen in kleinräumigen Netzen (Ausdehnung kleiner 20 km), die zudem geringe Höhenunterschiede ($\Delta H < 100$ m) aufweisen, lediglich wenige Millimeter, wohingegen bei großräumigen Anwendungen und inhomogenen atmosphärischen Bedingungen deutlich größere nicht modellierte Restfehler verbleiben. Nach COLLINS UND LANGLEY (1997) kann der durch unzureichende Modellprädiktion verbleibende neutrosphärische Restfehler die größte Fehlerquelle von hochgenauen, mehrfrequenten GPS-Beobachtungen darstellen. Eine signifikante Verbesserung der GPS-Auswertung bspw. bei der Festsetzung der Phasenmehrdeutigkeiten ist jedoch möglich, wenn das funktionale Modell zur Elimination dieses Restfehlereinflusses um neutrosphärische Zusatzparameter erweitert wird. Hierbei können im Rahmen des überbestimmten Ausgleichsprozesses entweder a priori unbekannte neutrosphärische Zusatzparameter geschätzt werden oder es kann durch externe Zusatzinformationen versucht werden, diesem Problem entgegen zu wirken.

Die in diesem Unterkapitel abschließend erarbeitete Strategie zur Modellierung der Einflüsse der elektrisch neutralen Erdatmosphäre wird unter Berücksichtigung der in den vorhergehenden Kapiteln gewonnenen Erkenntnissen angewandt, um die vorliegenden GPS-Beobachtungsdaten auszuwerten. Diese Kampagnenauswertungen bilden die Grundlage der in Kapitel 9 beschriebenen deformationsanalytischen Betrachtung des Gebiets der Antarktischen Halbinsel.

8.7.1 Absolute und relative neutrosphärische Fehler

Im Kontext der hier behandelten differenziellen GPS-Auswertung werden in der Fachliteratur (z.B. BEUTLER ET AL. (1988)) häufig die Begriffe absoluter und relativer (zenitaler) Neutrosphärenfehler gebraucht, um den Einfluss der Neutrosphäre auf die ermittelten Stationskoordinaten zu beschreiben.

Absolute Neutrosphärenfehler subsumieren Laufzeitfehler, die an Stationen einer Basislinie bzw. eines Netzes identisch sind. Die Modellierung des Einflusses der Neutrosphäre ist in einem solchen Fall generell fehlerhaft. Dieser Fehler kann als arithmetisches Mittel der neutrosphärischen Fehler bspw. in Zenitrichtung interpretiert werden. Der Einfluss auf die differenzielle Koordinatenbestimmung ist sehr klein und kann bei kleinräumigen Netzen vollständig vernachlässigt werden. I.Allg. ergibt sich aus einem absoluten zenitalen Fehler von 10 cm ein Skalierungsfehler von ca. 0.05 ppm. Dieser absolute Fehler verlängert im Falle der Neutrosphäre die Basislinien. Absolute ionosphärische Fehler ziehen, im Gegensatz dazu, verkürzte Basislinien nach sich.

Relative Neutrosphärenfehler treten an einer Beobachtungsstation relativ zu einer anderen auf, somit ist die Differenz zweier durch die Neutrosphärenmodellierung begründeter Fehler zwischen beiden Stationen fehlerhaft. Diese Fehler können bspw. in großräumigen GPS-Netzen auftreten, wenn im Rahmen der Auswertung nicht zutreffende Annahmen hinsichtlich des Verhaltens der Atmosphäre getroffen werden.

Die Gleichung (8-162) zeigt den funktionalen Zusammenhang zwischen den beiden oben angeführten neutrosphärischen Fehlern formal für die Stationen A und B auf:

$$\Delta_{NEU:A,B} = f_{MF}(z_B) \Delta_{NEU,r}^{Zenit} + (f_{MF}(z_B) - f_{MF}(z_A)) \Delta_{NEU,a}^{Zenit}$$

mit $\Delta_{NEU,r}^{Zenit}$... relativer zenitaler Fehler der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung (8-162)

$\Delta_{NEU,a}^{Zenit}$... absoluter zenitaler Fehler der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung.

Für kleinräumige Anwendungen kann vereinfachend angenommen werden, dass sich z_A und z_B entsprechen, wodurch der absolute Fehleranteil von Gleichung (8-162) entfällt und lediglich der relative Fehleranteil verbleibt; es ist in kleinräumigen Netzen jedoch somit ebenfalls nicht möglich, absolute Werte der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung zu bestimmen.

Der Winkel, unter dem GPS-Signale eines Satelliten an GPS-Beobachtungsstationen empfangen werden, hängt von der geographischen Breite und der ellipsoidischen Höhe der Station ab, der Winkelunterschied zwischen zwei Stationen somit vom Stationsabstand und vom Höhenunterschied.

Für den hier behandelten Anwendungsfall des Verdichtungsnetzes der Antarktischen Halbinsel können die sich durch Stationsabstände sowie Höhenunterschiede ergebenden Differenzen der Elevationswinkel basierend auf in WANNINGER (2000a) hergeleiteten, iterativen Beziehungen ermittelt werden; betrachtet wird hierbei lediglich der Extremfall, in dem der Satellit SV und die Stationen A und B in einer Meridianebene liegen. Die zu analysierenden formalen Zusammenhänge sind in Kapitel 5.3 angeführt, siehe Gleichung (5-3) bzw. (5-4). Abbildung 5-14 illustriert dort den resultierenden Unterschied der Elevationswinkel in Abhängigkeit vom Stationsabstand. Abbildung 8-79 visualisiert für ausgewählte Basislinien mit maximalen Höhenunterschieden die resultierenden Elevationsänderungen.

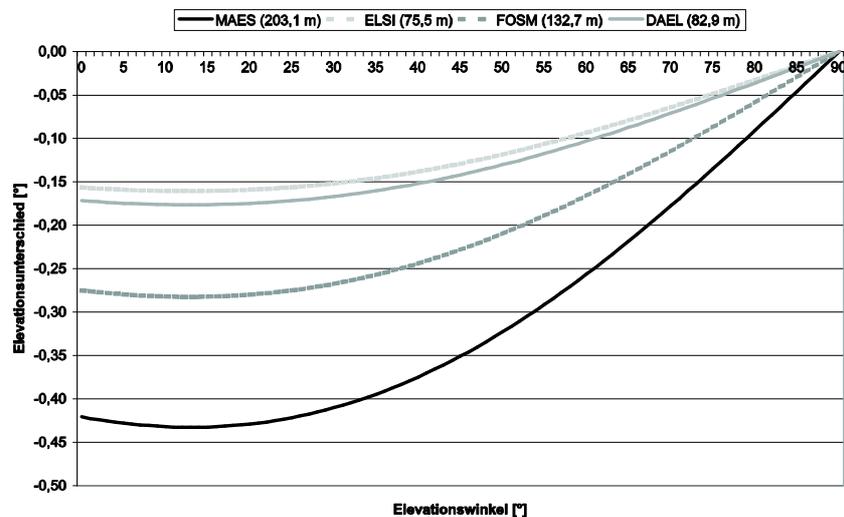


Abbildung 8-79: Unterschiede der Elevationen eines Satelliten zwischen zwei benachbarten Stationen in Abhängigkeit vom in Klammern angegebenen Höhenunterschied

Für den Anwendungsfall sind geringe Elevationsdifferenzen auf Grund der Höhenunterschiede festzustellen. Bspw. für die MTT-Mapping-Funktion ergeben sich im Elevationsbereich von ca. 10° , für den die Elevationsunterschiede maximal sind, Unterschiede der Werte der hydrostatischen (nicht-hydrostatischen) Mapping-Funktion von ca. 0,2 (0,25). Im Gegensatz dazu resultieren durch Stationsabstände maximale Elevationsunterschiede von ca. $6,5^\circ$ für hohe Elevationen auf langen Basislinien ($l = 548$ km). Die Werte der Mapping-Funktionen variieren in hohen Elevationen jedoch nur wenig, wodurch wiederum der Einfluss in Horizontnähe am größten wird. Für Elevationsunterschiede von 1° , 3° bzw. 5° ergeben sich im Elevationsbereich von 10° teilweise beträchtliche Unterschiede in den hydrostatischen (nicht-hydrostatischen) Mapping-Funktionen von 0,5 (0,6), 2,1 (2,3) bzw. 4,5 (5,1). Es verbleiben somit v.a. für lange Basislinien beide Terme von Gleichung (8-162); sowohl absolute als auch relative neutrosphärische Fehler üben einen Einfluss auf die neutrosphärische Laufzeitverzögerung aus.

BEUTLER ET AL. (1988) und SANTERRE (1991) stellen funktionale Zusammenhänge zur Verfügung, durch die der Einfluss von absoluten und relativen neutrosphärischen Laufzeitfehlern auf die Positionsbestimmung abgeschätzt werden kann. Unter der Annahme einer gleichmäßigen Verteilung der GPS-Satelliten, die, wie in Kapitel 5.5.2 ausgeführt, im Anwendungsfall nicht gegeben ist, berechnet sich der Fehler in der Höhenkomponente ΔH mittels

$$\Delta H \approx \frac{\Delta_{NEU,r}^{Zenit}}{\cos(z_{max})} \tag{8-163}$$

in Abhängigkeit von der maximalen Zenitdistanz z_{max} und vom relativen zenitalen neutrosphärischen Fehler. Siehe hierzu Tabelle 8-25, worin Fehler in der Höhenkomponente aus vorgegebenen maximalen Zenitdistanzen und relativen neutrosphärischen Fehlern zusammengestellt sind.

Tabelle 8-25: Approximativer Einfluss [cm] von $\Delta_{NEU,r}^{Zenit}$ auf den Fehler der Höhenkomponente

$\Delta_{NEU,r}^{Zenit}$ [cm]	$z_{max} = 70^\circ$	$z_{max} = 75^\circ$	$z_{max} = 80^\circ$	$z_{max} = 85^\circ$
0.1	0.1	0.2	0.3	0.6
0.5	1.4	1.9	2.9	5.7
1.0	2.9	3.9	5.8	11.5

Da bei isotroper Satellitenverteilung der Einfluss von neutrosphärischen Fehlern auf die Lagekomponenten sehr gering ist, wird auf die Darstellung verzichtet. Sowohl Gleichung (8-163) als auch Tabelle 8-25 ist zu entnehmen, dass bei Hinzunahme von GPS-Beobachtungen in niedrigen Elevationen die Auswirkung einer gleichbleibend fehlerhaften Neutrosphärenmodellierung $\Delta_{NEU,r}^{Zenit}$ auf die Bestimmung der Höhenkomponente deutlich erhöht wird. Somit wird die neutrosphärische Modellbildung bei abnehmendem Cut-off-Winkel wichtiger.

Ergänzend ergibt sich unter der Annahme einer gleichmäßigen Satellitenverteilung nach BEUTLER ET AL. (1988) aus absoluten Fehlern der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung in Abhängigkeit von maximaler Zenitdistanz und mittlerem Erdradius mittels

$$\frac{\Delta l}{l} \approx \frac{\Delta_{NEU,a}^{Zenit}}{R_E \cdot \cos(z_{max})} \tag{8-164}$$

eine Möglichkeit zur Abschätzung der Auswirkungen auf die relative Genauigkeit der Basislinienlänge. Bei großräumigen GPS-Netzen resultiert aus dieser Skalierung ein Höhenfehler.

Tabelle 8-26: Approximativer Einfluss von $\Delta_{NEU,a}^{Zenit}$ auf Basislinien;
linke Spalte: [ppm]; rechte Spalte: [cm] bzgl. Signy-Elephant Island (Länge: 548 km)

$\Delta_{NEU,a}^{Zenit}$ [dm]	$z_{max} = 70^\circ$		$z_{max} = 75^\circ$		$z_{max} = 80^\circ$		$z_{max} = 85^\circ$	
0.1	0.004	0.3	0.006	0.3	0.009	0.5	0.018	1.0
0.5	0.022	1.3	0.030	1.7	0.045	2.5	0.090	5.0
1.0	0.045	2.5	0.060	3.3	0.090	5.0	0.180	9.9

Nachdem oben die Einflüsse von Neutrosphärenfehlern bspw. auf die Stationshöhen aufgezeigt wurden, soll im folgenden Unterkapitel erläutert werden, welche Methoden bestehen, um das Auftreten dieser Fehler zu verhindern.

8.7.2 Verbesserung der Prädiktionsmodellierung

Eine genaue und zuverlässige Bestimmung der auf GPS-Beobachtungen wirkenden Einflüsse der elektrisch neutralen Atmosphäre ist prinzipiell nur unter der Voraussetzung möglich, dass zeitlich und räumlich hoch aufgelöste Informationen hinsichtlich des Zustands der Erdatmosphäre vorliegen. Basierend auf solchen Daten ist es bspw. mittels Ray-Tracing-Analysen in Abhängigkeit von Empfangs- und Satellitenposition für diskrete Richtungen (Elevation, Azimut) möglich, Werte für die neutrosphärische Laufzeitverzögerung zu berechnen. Liegen solche meteorologischen Informationen nicht vor, so kann, wie in Kapitel 8.6 aufgezeigt wurde, der Einfluss der Neutrosphäre unter Verwendung von zenitaler neutrosphärischer Laufzeitverzögerung (z.B. Ansatz von Askne und Nordius) und geeigneten Mapping-Funktionen (z.B. MTT) bestimmt werden. Um diese Ansätze nutzen zu können, werden Informationen bzgl. des Zustands der Erdatmosphäre (p_0 , T_0 , rh_0 bzw. e_0) in direkter Umgebung der GPS-Beobachtungsstation benötigt. Weiterhin werden Informationen bzw. Annahmen hinsichtlich vertikaler Abhängigkeiten dieser meteorologischen Parameter notwendig, was durch Werte für β , λ_e oder H^T geleistet werden kann. Liegen keine repräsentativen und ausreichend auf-

gelösten Messwerte für die o.g. meteorologischen Parameter 1. Ordnung vor, können für diese meteorologischen Größen Werte aus den in Kapitel 8.2.4 erläuterten Standardatmosphären entnommen werden. Dieses Vorgehen liefert jedoch, ebenso wie fehlerhafte Annahmen hinsichtlich vertikaler Abhängigkeiten, lediglich genäherte Werte für die neutrosphärische Laufzeitverzögerung. Diese Werte können somit als Prädiktion des tatsächlichen Verhaltens der elektrisch neutralen Erdatmosphäre bezeichnet werden, die Abweichungen zu den tatsächlichen, in der Erdatmosphäre herrschenden Bedingungen aufweisen können.

Zur Reduktion der Differenz zwischen den realen atmosphärischen Bedingungen und den unter Verwendung von neutrosphärischen Modellen ermittelten Prädiktionen können im Rahmen der GPS-Auswertung stochastische Zusatzparameter zusammen mit z.B. Stationskoordinaten geschätzt werden, die jeweils eine diskrete zeitliche Gültigkeit besitzen. Die beiden folgenden Unterkapitel beschreiben dies für vertikale und horizontale Gradienten.

Resümierend ergeben sich für den untersuchten Anwendungsfall unter Vernachlässigung von horizontalen neutrosphärischen Gradienten die folgenden Varianten, die zur Ermittlung einer optimalen Auswertestrategie verifiziert werden sollen:

- Variante 1: Die zenitalen stationsspezifischen neutrosphärischen Laufzeitverzögerungen werden unter Verwendung von NCEP-Druckflächendaten bestimmt. Zur Berechnung der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung in beliebigen Richtungen werden elevationsabhängige und azimutinvariante Mapping-Funktionen (f_{MF1}) verwendet. Eine erweiterte Modellbildung durch Zusatzparameter bleibt aus.
- Variante 2: Die zenitalen stationsspezifischen neutrosphärischen Laufzeitverzögerungen werden unter Verwendung von NCEP-Druckflächendaten bestimmt. Zur Berechnung der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung in beliebigen Richtungen werden elevationsabhängige und azimutinvariante Mapping-Funktionen (f_{MF1}) verwendet. Eine geeignete erweiterte Modellbildung durch Zusatzparameter wird angebracht.
- Variante 3a: Die zenitalen stationsspezifischen neutrosphärischen Laufzeitverzögerungen werden unter Verwendung der angepassten Funktion von Askne und Nordius gestützt auf NCEP-basierte Oberflächenmeteorologie ermittelt. Zur Berechnung der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung in beliebigen Richtungen werden elevationsabhängige und azimutinvariante Mapping-Funktionen (f_{MF1}) verwendet. Eine erweiterte Modellbildung durch Zusatzparameter wird angebracht.
- Variante 3b: Die zenitalen stationsspezifischen neutrosphärischen Laufzeitverzögerungen werden unter Verwendung der angepassten Funktion von Askne und Nordius gestützt auf gemessene Oberflächenmeteorologie ermittelt. Zur Berechnung der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung in beliebigen Richtungen werden elevationsabhängige und azimutinvariante Mapping-Funktionen (f_{MF1}) verwendet. Eine erweiterte Modellbildung durch Zusatzparameter wird angebracht.
- Variante 4: Die zenitalen stationsspezifischen neutrosphärischen Laufzeitverzögerungen werden unter Verwendung der angepassten Funktion von Askne und Nordius gestützt auf Standardatmosphären-basierte Meteorologie ermittelt. Zur Berechnung der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung in beliebigen Richtungen werden elevationsabhängige und azimutinvariante Mapping-Funktionen (f_{MF1}) verwendet. Eine erweiterte Modellbildung durch Zusatzparameter wird angebracht.
- Variante 5: Die zenitalen stationsspezifischen neutrosphärischen Laufzeitverzögerungen werden unter Verwendung von globalen, nicht angepassten Funktionen gestützt auf Standardatmosphären-basierte Meteorologie ermittelt. Zur Berechnung der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung in beliebigen Richtungen werden elevationsabhängige und azimutinvariante Mapping-Funktionen (f_{MF1}) verwendet. Eine erweiterte Modellbildung durch Zusatzparameter wird angebracht.

8.7.2.1 Prädiktionsverbesserung durch stationsspezifische neutrosphärische Zusatzparameter

Dieses Unterkapitel beschreibt die Möglichkeit der Verbesserung der neutrosphärischen Prädiktionsmodelle durch Ergänzung des funktionalen Modells um zenitale stationsspezifische neutrosphärische Zusatzparameter⁸⁻⁵². Der Einsatz dieser Modellerweiterung ist jedoch lediglich angebracht, wenn der Zustand der elektrisch neutralen Atmosphäre im Rahmen der GPS-Auswertung prädiziert werden muss und daraus neutrosphärische Restfehler entstehen. Dies ist i.Allg. bei kleinräumigen GPS-Netzen mit geringen Höhenunterschieden unter homogenen Refraktionsbedingungen, im Gegensatz zu großräumigen Anwendungen, wo i.d.R. systematische Restfehler verbleiben, nicht der Fall.

Eine einfache aber i.d.R. unzureichende Modellverbesserung besteht prinzipiell durch die Bestimmung eines für den gesamten Beobachtungszeitraum gültigen stationsabhängigen Zusatzparameters. Im hier behandelten Anwendungsfall

⁸⁻⁵² Obwohl die Zusatzparameter in der Fachliteratur i.d.R. als „troposphärisch“ bezeichnet werden, soll im Rahmen der vorliegenden Arbeit dieser Fachterminus nicht verwendet werden; vielmehr wird in Analogie zu den Ausführungen von Kapitel 6 die Bezeichnungsweise „neutrosphärisch“ gewählt.

(Sessionlänge: 24 h) entspricht dies der Modellierung eines Zusatzparameters pro Beobachtungstag. Wird dieser Zusatzparameter als Offset-Wert betrachtet, so wird an die a priori bekannte Prädiktion, die sich aus zenitaler neutrosphärischer Laufzeitverzögerung und Mapping-Funktion zusammensetzt, eine richtungsabhängige Verbesserung v_{NEU} angebracht. Die neutrosphärische Laufzeitverzögerung ergibt sich somit, Azimutinvarianz vorausgesetzt, nach KING UND BLEWITT (1990) zu

$$A_{NEU}(z) = \left[f_{MF}(z) A_{NEU}^{Zenit} \right]_{PRÄ} + v_{NEU}(z). \quad (8-165)$$

Dies ist gleichbedeutend mit dem Bestimmen eines Maßstabsfaktors m_{NEU} pro Beobachtungsstation und -tag zur Verbesserung des neutrosphärischen Modells, siehe Gleichung (8-166).

$$A_{NEU}(z) = \left[f_{MF}(z) A_{NEU}^{Zenit} \right]_{PRÄ} (1 + m_{NEU}(z)) \quad (8-166)$$

Werden gleichbleibende meteorologische Bedingungen und ein identischer Beobachtungszeitraum vorausgesetzt, so sind die in den Gleichungen (8-165) und (8-166) angegebenen Modellerweiterungen als äquivalent zu bezeichnen und die resultierenden Ergebnisse müssen identisch sein. Im Folgenden wird deshalb lediglich die mit Gleichung (8-165) gegebene Offset-Bezeichnung formal behandelt.

Das Modellieren eines neutrosphärischen Zusatzparameters pro Beobachtungstag kann auf Grund der potenziellen zeitlichen Variation der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung die Realität nur unzureichend modellieren, was zu unsicheren Ergebnissen führt, deshalb sollte im Rahmen einer Prädiktionsmodellverbesserung der zeitliche Gültigkeitsbereich verkürzt werden, was allerdings einen erhöhten Rechenaufwand nach sich zieht. Die Intervalllänge ist so zu wählen, dass die neutrosphärischen Zusatzparameter repräsentativ für den gewählten Zeitraum sind und Variationen innerhalb eines Intervalls vernachlässigbar klein sind. Somit genügt es bei gleichmäßigem Wetter wenige Zusatzparameter anzusetzen; die Unterschiede bspw auf die Koordinatenschätzung bei unterschiedlicher Anzahl von stationspezifischen neutrosphärischen Zusatzparametern sind sehr gering, wodurch die Anzahl der Zusatzparameter von untergeordneter Bedeutung wird. Im Gegensatz dazu ist bei sehr bewegtem bzw. veränderlichem Wettergeschehen eine geringe Anzahl von neutrosphärischen Zusatzparametern nicht ausreichend. Analog kann bei der Modellierung von Restfehlern des trockenen bzw. hydrostatischen Anteils auf Grund der langsamen zeitabhängigen Variation eine geringere Anzahl von stationspezifischen Parametern ausreichen als beim feuchten Anteil.

Im Ausgleichsprozess wird die mit Gleichung (8-165) eingeführte Verbesserung der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung entweder für eine bestimmte Zeitspanne unter Verwendung von zeitabhängigen Polynomansätzen (Grad: 0, 1 oder 2)⁸⁻⁵³ oder mittels zeitabhängigen stochastischen Prozessen (Hilfsmittel: Kalman-Filter) gleichzeitig mit den Stationskoordinaten und unter Verwendung von GPS-Beobachtungen, auf welche die neutrosphärischen Einflüsse einwirken, bestimmt (BRUNNER UND MCCLUSKEY 1991). Gleichung (8-165) kann somit allgemein in

$$A_{NEU}(z) = \left[f_{MF}(z) A_{NEU}^{Zenit} \right]_{PRÄ} + v_{NEU}(z, t) \quad (8-167)$$

umgeformt werden.

Erfolgt die Modellierung unter Verwendung von Polynomansätzen, werden i.d.R. stationspezifische neutrosphärische Zusatzparameter in Zenitrichtung geschätzt. Mittels geeigneten, in Kapitel 8.6 beschriebenen Mapping-Funktionen werden diese zenitalen Verbesserungen in diskrete Richtungen umgerechnet. Somit kann Gleichung (8-167) in

$$A_{NEU}(z) = \left[f_{MF1}(z) A_{NEU}^{Zenit} \right]_{PRÄ} + f_{MF2}(z) \left[A_{NEU}^{Zenit}(t) \right]_v \quad (8-168)$$

überführt werden. Die verwendeten Mapping-Funktionen (MF1 und MF2) der Modellprädiktion und des Verbesserungsanteils müssen nicht identisch sein.

BRUNNER UND TREGONING (1994b) zeigen, dass unter Verwendung von neutrosphärischen Zusatzparametern identische Ergebnisqualitäten erhalten werden, wie durch eine Verbesserung der neutrosphärischen zenitalen Laufzeitverzögerung basierend auf meteorologischen Daten. Somit erscheint das aufwändige Erfassen der Meteorologie nicht notwendig, was bspw. auch die täglichen GPS-Auswertungen im Rahmen des IGS belegen.

Somit erscheint eine Auswertestrategie erfolgversprechend, bei der - wie bspw. von VAN DER MAREL UND DE HAAN (2002) vorgeschlagen - der hydrostatische Anteil des Neutrosphäreinflusses mittels eines Apriori-Modells basierend auf repräsentativer Oberflächenmeteorologie berechnet wird, um anschließend die räumlich und zeitlich höchst variable feuchte Komponente mittels stationspezifischer Modellbildung zu kompensieren. Zur Verbesserung des Apriori-Modells sollen i.d.R. (IERS CONVENTIONS 2003) lediglich für die variable feuchte bzw. nicht-hydrostatische Komponente optimierte Mapping-Funktionen herangezogen werden.

⁸⁻⁵³ Der Grad des Polynomansatzes ist nach DODSON ET AL. (1996) abhängig von atmosphärischen Bedingungen.

Es ist somit notwendig Untersuchungen anzustellen, welche für den untersuchten Anwendungsfall die folgenden Fragen klären:

- Welches Prädiktionsmodell ist am besten geeignet?
- Bestehen signifikante Unterschiede zwischen alternativen Prädiktionsmodellen?
- Welcher funktionale Ansatz (z.B. Zeitintervall) ist am besten geeignet, um neutrosphärische Restfehler zu kompensieren?

Die stationsspezifischen Zusatzparameter werden im einfachsten Fall (Polynomansatz 0. Grad) über eine vorzugebende Zeitspanne konstant gehalten. Der Gültigkeitsbereich wird i.Allg. in Stunden angegeben. Je nach Anwendungsfall und Auswertungsstrategie wird eine diskrete Anzahl von stationsspezifischen Parametern pro Station und Session gewählt.

Da die beginnend mit Kapitel 8.3 beschriebenen Modelle i.d.R. das Verhalten der Neutrosphäre für die gesamte Erde präzisieren, sind sie als globale Modelle zu bezeichnen. Eine Ausnahme stellen dabei das angepasste Modell von Askne und Nordius sowie die auf Basis von NCEP-Daten ermittelten zenitalen neutrosphärischen Laufzeitverzögerungen dar. Unter Verwendung der besten dieser globalen Modelle verbleiben nach ASKNE UND NORDIUS (1987), JANES ET AL. (1991) bzw. ELGERED (1992) bei undifferenzierter Auswertung unmodellerte Restfehler, die in zenitaler Richtung i.d.R. Beträge von 3-5 cm annehmen. Dabei beschränkt sich der Betrag der hydrostatischen Komponente, so lange eine hydrostatische Atmosphäre angenommen werden kann, auf wenige Millimeter in mittleren Breiten (JANES ET AL. 1991). Während des Durchzugs von Wetterfronten sind bspw. von ICHIKAWA ET AL. (1995) zenitale Abweichungen von bis zu 8 cm festgestellt worden. Werden diese zenitalen Laufzeitverzögerungen unter Verwendung von Mapping-Funktionen umgerechnet, so kann dies zu einer deutlichen Erhöhung der Abweichung führen.

Die bisherigen Unterkapitel zusammenfassend kann festgestellt werden, dass

- die zenitalen 2- bzw. 3-Term-Modelle als eigenständige Modelle auf Grund fehlender Modellbildung in diskreten Elevationen unbrauchbar sind; sie finden jedoch im Rahmen der Prädiktionsmodell-basierten Bestimmung von zenitalen Schätzwerten der hydrostatischen oder nicht-hydrostatischen Anteile sowie bei der Berechnung von NCEP-basierten zenitalen neutrosphärischen Laufzeitverzögerungen Verwendung.
- die Hopfield-Modelle auf Grund der Vernachlässigung der Strahlkrümmung, der fehlenden unterschiedlichen Modellbildung für hydrostatische und nicht-hydrostatische Komponenten und weiteren Modellschwächen (ECKERT ET AL. (1992a) und (1992b): ursprüngliches Hopfield-Modell unterkorrigierend, Black-Modelle: überkorrigierend) nicht anzuwenden sind, wenn höchste Ergebnisgenauigkeiten erzielt werden sollen.

Die Kettenbruch-basierten Modelle sind ausgiebig untersucht, deshalb sollen an dieser Stelle einige Ergebnisse ausgewählter Analysen angeführt werden.

- Das von SOVERS UND JACOBS (1996) verbesserte Modell von LANYI (1984) sowie die Mapping-Funktionen von IFADIS (1986), NIELL (1996) und HERRING (1992) werden in IERS CONVENTIONS (2003) als die genauesten bezeichnet. Grundlegend für diese Aussage sind Untersuchungen, durchgeführt von MENDES UND LANGLEY (1999) auf der Basis von ca. 50 global verteilten Radiosondenstationen eines Jahres (Stichprobe: ca. 32000). Im Detail erbrachten die von Ifadis, Lanyi und Niell (Ifadis und Niell) entwickelten Funktionen bis Elevationen von 10° (6°) die besten Genauigkeiten. Resümierend kann diese Analyse so beurteilt werden, dass es für keinen Bereich der Erde und jeden möglichen Elevationsbereich eine herausragende Mapping-Funktion gibt. Am zuverlässigsten, v.a. in niedrigen Elevationen, erwies sich der Ifadis-Ansatz, jedoch lediglich dann, wenn zuverlässige meteorologische Daten verfügbar sind. Ist dies nicht der Fall, so wird die Verwendung der Niell-Mapping-Funktion empfohlen. MENDES (1999) nennt bei zuverlässiger Oberflächenmeteorologie ebenso die MTT-Mapping-Funktion als vielversprechend einsetzbar. Auf Grund der speziellen Situation im Bereich der Antarktischen Halbinsel kann von zuverlässigen Meteorologiemesswerten nicht ausgegangen werden, somit ist die Nutzung des Ifadis-Modells nicht zu empfehlen und deshalb erfährt dieses Modell im Rahmen der vorliegenden Arbeit keine Berücksichtigung.
- In einer weiteren, ebenfalls Radiosonden-basierten Analyse erwiesen sich die Mapping-Funktionen von IFADIS (1986), HERRING (1992) und NIELL (1996) bis in den Niedrigelevationsbereich ($E \geq 5^\circ$) als nahezu gleichwertig (NIELL 1996).
- WANNINGER (2000a) bezeichnet die o.g. Standardmodelle der neutrosphärischen Modellbildung als weitgehend ausreichend zur Kompensation des neutrosphärischen Einflusses, da im Bereich $z < 75^\circ$ vergleichbare Ergebnisse erzielt wurden.
- Nach BLOMENHOFER (1996) sind das modifizierte Hopfield-, das Yionoulis-, das CfA- sowie das Lanyi-Modell bis zu einer minimalen Elevation von 10° nahezu identisch, wohingegen bei größeren Zenitdistanzen z.T. beträchtliche Differenzen auftreten können.
- MENDES UND LANGLEY (1994) zeigen unter Verwendung von vergleichenden Radiosondenmessungen, dass sich in niedrigen Elevationen durch die Verwendung von Mapping-Funktionen wie z.B. Niell oder

MTT deutlich bessere Ergebnisse gegenüber den herkömmlichen Modellen wie bspw. Saastamoinen erzielen lassen. Ebenso führen sie den Nachweis, dass die CfA-, die MTT- und die Niell-Mapping-Funktionen für Elevationen größer als 10° lediglich geringe Unterschiede aufweisen.

- MENDES UND LANGLEY (1999) belegen basierend auf Radiosondierungen die deutlich besseren Fähigkeiten des Modells von Saastamoinen vergleichend zu Hopfield oder Baby.
- SANTERRE ET AL. (1995) weisen die Einsetzbarkeit (Differenz: 11 cm) der Modelle von Lanyi, Ifadis, Niell und MTT für polare Klimate nach. Somit sollte ein gutes Ergebnis im Bereich der Antarktischen Halbinsel unter Verwendung der o.g. Modelle erzielbar sein.

Durch stückweise konstante (Polynomansätze 0. Grades) neutrosphärische Zusatzparameter wird das Wettergeschehen in der Atmosphäre für ein vorgegebenes Zeitintervall als gleichmäßig angesehen und als konstant modelliert. Durch diesen Ansatz werden die Auswirkungen kurzperiodischer neutrosphärischer Schwankungen innerhalb des spezifizierten Zeitintervalls reduziert. Gleichzeitig führt dieser Ansatz zu Unstetigkeitsstellen zwischen Prädiktionsverbesserungen konsekutiver Zeitintervalle. Durch Polynome 1. Grades, bei denen sich die neutrosphärische, stationsspezifische Verbesserung innerhalb eines Zeitintervalls linear ändert, und höhergradige Polynomansätze wird den kontinuierlich ablaufenden Prozessen innerhalb der Neutrosphäre realitätsnaher Rechnung getragen. I.d.R. wird im Rahmen der Berner GPS-Software der stückweise konstante Ansatz verwendet. Durch dieses Vorgehen wird die mittlere Laufzeitverzögerung der elektrisch neutralen Atmosphäre aus den Messungen elimiert. Eine solche, als „State of the Art“ zu bezeichnende, Modellerweiterung ist allerdings nur ausreichend zuverlässig anzuwenden, wenn viele simultane Beobachtungen zu unterschiedlichen und gut verteilten Satelliten vorhanden sind (KING UND BLEWITT 1990). Dies ist seit der vollen Ausbaustufe des GPS an nahezu jedem Ort der Erde gegeben, insofern Horizontfreiheit gegeben ist. Wie in Kapitel 5.2 bzw. 5.4 ausgeführt kann für die meisten Stationen des Verdichtungsnetzes der Antarktischen Halbinsel für Elevationen größer ca. 10° von einem ungestörten Empfang der GPS-Signale ausgegangen werden. Durch das Verwenden von Polynomansätzen können gleichzeitig andere zeitabhängige Fehlereinflüsse wie z.B. Ozeanauflastzeiten eliminiert werden (CHANG 1995).

KANIUTH ET AL. (1999) untersuchten in regionalen, hinsichtlich der GPS-Empfangsantennen homogenen GPS-Netzen vergleichend zu stückweise konstanten Ansätzen die Alternativen, welche durch stetige Polynome vom Grad 1 (lineare Splines) und durch stetig differenzierbare kubische Splines (REINSCH 1967, REINSCH 1971, SCHRÜFER 1992) gegeben sind. I. Allg. ergaben sich lediglich kleinste Verbesserungen der Wiederholbarkeiten (Submillimeterbereich) durch den Einsatz des kubischen Ansatzes. Je kleiner das Zeitintervall gewählt wurde, desto besser schnitt der stetige Polynomansatz vergleichend zum stückweise stetigen Polynomansatz ab.

Das Reduzieren bzw. Eliminieren des systematischen Einflusses von Fehlern der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung bei GPS-Auswertungen führt zu einer deutlichen Verbesserung der Wiederholbarkeit (Faktor 3-4). Verschiedene Ansätze, die dynamischen Prozesse der Neutrosphäre statistisch zu modellieren, sind bekannt. Anzuführen sind z.B. ASKNE UND NORDIUS (1987), TREUHAFT UND LANYI (1987), TRALLI ET AL. (1988) oder TRALLI UND LICHTEN (1990). TRALLI UND LICHTEN (1990) untersuchten bspw. die Möglichkeit sowohl den gesamten zenitalen Einfluss der Neutrosphäre (Prädiktion inklusive Verbesserung) als diskreten Gauß-Markov-Prozess erster Ordnung mit zeitabhängigem Rauschen zu modellieren.

Bevor ausgewählte Untersuchungen beschrieben werden, die eine optimierte Modellbildung basierend auf neutrosphärischen Zusatzparametern ermöglichen, soll für die Auswertvariante 5 der Nachweis erbracht werden, dass die Modellierung dieser Parameter für den bearbeiteten Anwendungsfall prinzipiell sinnvoll ist.

Für die längste Basislinie des Verdichtungsnetzes der Antarktischen Halbinsel (*SIG1-ELE1*: 548 km) ergeben sich durch die Modellierung von zwölf stationsspezifischen Neutrosphärenparametern pro Beobachtungstag (2^h -Intervalle) bei einem minimalen Elevationswinkel von 10° vergleichend zu einer Auswertung der SCAR98-Daten ohne Modellierung von zweistündigen Neutrosphärenparametern pro Beobachtungsstation ca. um den Faktor 2 bessere innere Genauigkeiten der Tageslösungen. Bei kürzeren Basislinienlängen (z.B. *ELE1-DALI*: 181 km) wird die $\sigma_{\Delta L1}^{8-54}$ -Differenz der Ausgleichsprozesse rasch kleiner (Faktor: 1.4). Die kürzesten Basislinien (z.B. *DALI-GRWI*: 13 km) weisen keine signifikanten Unterschiede auf. Neben inneren Genauigkeiten können auch äußere Genauigkeitsmaße wie z.B. Wiederholbarkeiten untersucht werden. Die Verbesserungen der Wiederholbarkeiten sind für drei ausgewählte repräsentative Basislinien in Tabelle 8-27 zusammengestellt.

Beeinflusst wird v.a. die Höhenkomponente von langen (Faktor: 6) und mittleren (Faktor: 2) Basislinien. Bei kurzen Basislinien werden für Auswertungen ohne stationsspezifische Zusatzparameter bessere Wiederholbarkeiten erhalten. Auf die Neutrosphärenmodellierung für kurze Basislinien wird im weiteren Verlauf dieses Unterkapitels eingegangen.

⁸⁻⁵⁴ Standardabweichung einer Empfängereinfachdifferenz (*L1*-Phasenbeobachtung)

Tabelle 8-27: Vergleich der Wiederholbarkeiten ausgewählter Basislinien der SCAR98-Kampagne in Abhängigkeit von stationsspezifischen Neutrosphärenparametern (SSNP)

Basislinie	l [km]	Wiederholbarkeiten [mm]					
		12 SSNP			0 SSNP		
		northing	easting	up	northing	easting	up
<i>SIG1-ELE1</i>	548	3.0	3.0	9.7	3.9	3.0	60.1
<i>ELE1-DAL1</i>	181	3.6	4.7	9.6	4.1	5.3	19.7
<i>DAL1-GRW1</i>	13	3.0	4.0	8.1	3.0	4.0	5.2

Neben unterschiedlichen Polynomansätzen sind in der Literatur gleichfalls variable Angaben zur Anzahl bzw. zur zeitlichen Auflösung bzw. Gültigkeit der neutrosphärischen Zusatzparameter zu finden. Tabelle 8-28 sind die unterschiedlichen zeitlichen Gültigkeiten der Neutrosphärenparameter 0. Grades ausgewählter Anwendungsbeispiele zu entnehmen.

Tabelle 8-28: Anzahl der Neutrosphärenparameter in ausgewählten Anwendungen

Anzahl der Parameter pro 24 h	Quelle
3	MERVART ET AL. (1993)
4	FANKHAUSER ET AL. (1993)
4	MERVART ET AL. (1994)
4	GENDT ET AL. (1995)
24	JENSEN (2002)
24	SHRESTHA (2003)

Allen in Tabelle 8-28 angeführten Veröffentlichungen ist jedoch gemein, dass - wie oben gezeigt - die Modellierung von Neutrosphärenparametern vergleichend zur Nichtmodellierung sehr viel wichtiger als die Anzahl der Neutrosphärenparameter ist (z.B. FANKHAUSER ET AL. 1993). ROTHACHER (2001b) führt als Ausnahme für diese Aussage Netze an, in welchen Beobachtungszeiten kürzer als 1 h sind. In solchen Fällen kann es unter Umständen unmöglich sein, neutrosphärische Zusatzparameter von der zu schätzenden Höhe zu trennen. Somit muss bei der Datenauswertung sichergestellt werden, dass die verarbeiteten Beobachtungen kontinuierlich erfasst wurden und keine Datenlücken aufweisen, was jedoch auf Grund des manuell ausgeführten Datentransfers v.a. bei Kampagnenstationen zu Beginn und Ende von Beobachtungssessions auftreten kann.

Da die Intervalllängen so zu wählen sind, dass die zugehörigen stationsspezifischen Neutrosphärenparameter repräsentativ für den vorgegebenen Zeitraum sind, sollen Variationen innerhalb des Intervalls vernachlässigbar klein sein. Diese Bedingung kann dazu verwendet werden, eine geeignete Intervalllänge für den untersuchten Anwendungsfall zu bestimmen. Für alle vorliegenden GPS-Daten der SCAR98-Kampagne werden Basislinien unterschiedlicher Länge sowie Netze mit einem minimalen Elevationswinkel von 10° unter Verwendung des Prädiktionsmodells von Saastamoinen ($f_{MF2} = \cos(z)$) ausgewertet. Dabei wurden keine NCEP-basierten Größen verwendet, so dass zur Bestimmung der Oberflächenmeteorologie die Standardatmosphäre herangezogen wurde (vgl. Variante 5). Variiert wird die Anzahl (24, 12, 8, 6, 4, 3, 2, 1) bzw. die zeitliche Gültigkeit (1 h, 2 h, 3 h, 4 h, 6 h, 8 h, 12 h, 24 h) der neutrosphärischen Zusatzparameter. In Abbildung 8-80 sind für die Auswertung der längsten und nördlichsten Basislinie des Verdichtungsnetzes der Antarktischen Halbinsel (*SIG1-ELE1*) die geschätzten neutrosphärischen Laufzeitverzögerungen der Station *SIG1* des stark bewegten 20. Jan. dargestellt.

Abbildung 8-81 veranschaulicht die Variationen eines für mittlere Verhältnisse repräsentativen Tages (22. Jan.). Während alle funktionalen Ansätze in der Lage sind die geringen Variationen des 22. Jan. zu kompensieren, können die neutrosphärischen Zusatzparameter mit sehr langen zeitlichen Gültigkeiten (24 h, 12 h, 8 h) den atmosphärischen Bedingungen des 20. Jan. nicht ausreichend folgen. Die unter Verwendung von einstündigen Zusatzparametern bestimmten neutrosphärischen Laufzeitverzögerungen weisen den unruhigsten Verlauf auf. Werden die Genauigkeiten der neutrosphärischen Zusatzparameter analysiert (Abbildung 8-82), so ergeben sich für eine geringe Anzahl von Zusatzparametern (1, 2, 3, 4, 6) i.d.R. Genauigkeiten im Bereich von [1.5 mm; 2.5 mm].

Wird die Zusatzparameteranzahl erhöht, wird die Bestimmung unsicherer, da weniger Beobachtungen zur Ausgleichung zur Verfügung stehen ($\sigma_{SSNP:3h} \approx 2.4-3.0$ mm, $\sigma_{SSNP:2h} \approx 2.8-3.4$ mm). Die Genauigkeit der Zusatzparameter mit einstündiger Gültigkeit wird nahezu um den Faktor 2 schlechter als die Genauigkeiten der zweistündigen Neutrosphärenparameter. Somit erscheint die Modellierung von 4, 6, 8 oder 12 Zusatzparametern pro Beobachtungssession sinnvoll. Werden andere Basislinien betrachtet, so verschlechtert sich die Genauigkeitssituation mit abnehmendem Punktabstand (z.B. Basislinie: *DAL1-ELE1*: $\sigma_{SSNP:12h} \approx 5.1$ mm, $\sigma_{SSNP:2h} \approx 6.0$ mm). Das Modellieren von neutrosphärischen Zusatzparametern für beide Stationen einer kurzen Basislinie führt zu Genauigkeiten im Zenti- bzw. Dezi-

meterbereich. Eine Analyse hinsichtlich Abhängigkeiten der Genauigkeiten basierend auf den Ergebnissen von Netzlösungen erbringt keine signifikanten Ergebnisse, da die Genauigkeiten aller Netzstationen nahezu identisch sind.

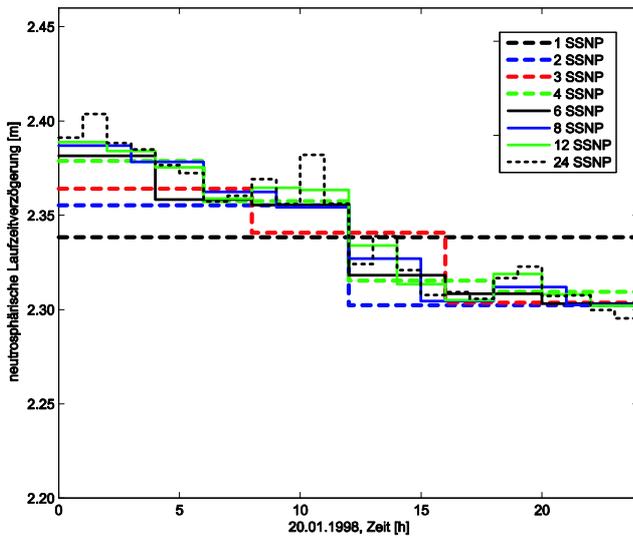


Abbildung 8-80: Zenitale neutrosphärische Laufzeitverzögerungen der Station SIG1 in Abhängigkeit von der Anzahl der stationspezifischen Neutrosphärenparameter (SSNP); bewegter Tag (22. Jan. 1998)

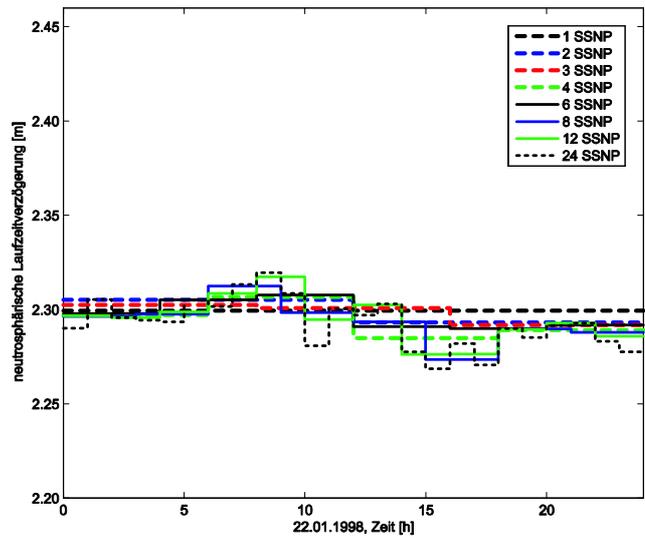


Abbildung 8-81: Zenitale neutrosphärische Laufzeitverzögerungen der Station SIG1 in Abhängigkeit von der Anzahl der stationspezifischen Neutrosphärenparameter (SSNP); ruhiger Tag (20. Jan. 1998)

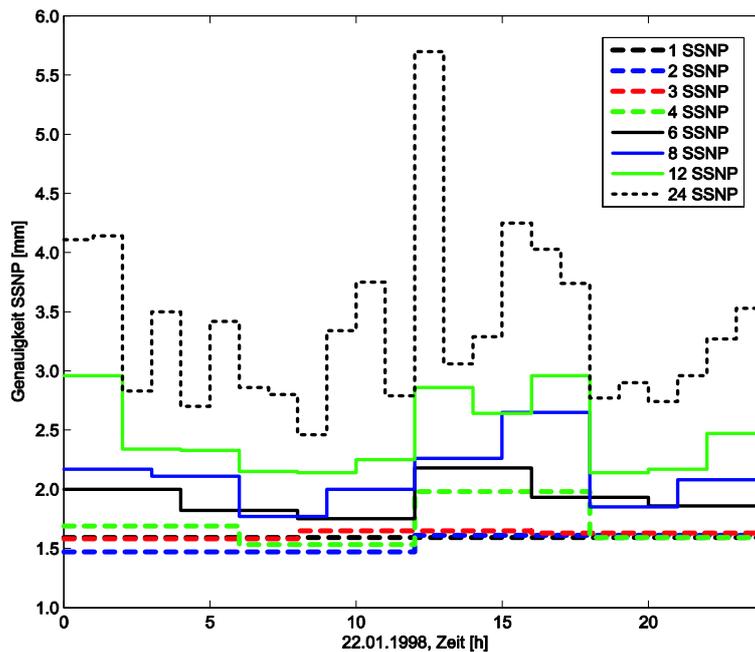


Abbildung 8-82: Genauigkeit der zenithalen neutrosphärischen Laufzeitverzögerungen der Station SIG1 in Abhängigkeit von der Anzahl der stationspezifischen Neutrosphärenparameter (SSNP); bewegter Tag (22. Jan. 1998)

Der Einsatz von Zusatzparametern zur Reduktion von neutrosphärischen Restfehlern erzielt jedoch z.B. bei Inversionswetterlagen oder dem einseitigen Durchzug von Gewitterfronten nicht den gewünschten Erfolg, da wie im Folgenden ausgeführt wird, neutrosphärische Zusatzparameter azimuthale Abhängigkeiten nicht berücksichtigen. SANTERRE (1991) zeigt jedoch, dass bei gleichmäßig über dem Horizont verteilten, lange Zeit verfügbaren (einige h) Satelliten der Neutrosphäreneinfluss eliminiert wird, falls die verwendete Funktion zur Kompensation der Laufzeitverzögerung der neutralen Atmosphäre für die meteorologischen Bedingungen entlang des Signalweges korrekt ist.

Werden für eine Session mehrere Parameter geschätzt, so sind diese nach vollzogener Auswertung korreliert. Wird eine hohe zeitliche Auflösung der Modellverbesserung angestrebt, stehen weniger Beobachtungen zur Schätzung der Zu-

satzparameter zur Verfügung, woraus eine schlechtere Satellitengeometrie und eine ungenauere Bestimmung der Zusatzparameter resultiert. Dadurch können große Unterschiede einerseits zum Prädiktionsmodell, andererseits zwischen konsekutiven Zusatzparametern entstehen. Um diesem Verhalten entgegenzuwirken, wird auf die Zusatzparameter eingewirkt. Dies kann über stochastische Vorinformationen (a priori constraints) bzw. die maximal zugelassene (Tages-)Variation dieser modellergänzenden Parameter (z.B. 36 mm/d) geschehen (ROTHACHER 1992). Somit wird auf die erwartete Variation der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung Einfluss genommen. Im Rahmen von wissenschaftlicher Auswertesoftware (z.B. Berner GPS-Software) wird dies bspw. mittels absoluten bzw. relativen Zwangsbedingungen für die modellverbessernden Zusatzparameter bzw. die zulässigen Abweichungen von aufeinander folgenden Zusatzparametern realisiert.

Absolute Zwänge beeinflussen die Abweichung der stationsspezifischen neutrosphärischen Zusatzparameter vom a priori vorgegebenen Prädiktionsmodell. Das Gewicht der Zusatzparameter berechnet sich über

$$p_i^2 = \frac{\sigma_0^2}{\sigma_i^2}. \quad (8-169)$$

Hierbei entsprechen σ_0^2 der Apriori-Varianz und σ_i^2 der Varianz der stationsspezifischen Neutrosphärenparameter. Je kleiner die zugelassene Abweichung vom Apriori-Modell ist, desto kleiner muss die Varianz gewählt werden. Sollen für Stationen Apriori-Korrekturen verwendet werden, so kann dieser Modellansatz über eine identisch zu Null gewählte Varianz realisiert werden. σ_i -Werte von 0.1 m werden als starker Zwang bezeichnet (HUGENTOBLE ET AL. 2001b), die u.a. zu einer starken Beeinflussung der Koordinatenschätzung führen können.

Im Gegensatz dazu kann mittels relativen Zwängen die Abweichung zwischen zeitlich aufeinander folgenden Neutrosphärenparametern (i) und ($i+1$) beeinflusst werden. Das zugehörige Gewicht berechnet sich mittels

$$p_{i,i+1}^2 = \frac{\sigma_0^2}{\sigma_{i,i+1}^2}. \quad (8-170)$$

Je kleiner die Gewichte gewählt werden, desto unabhängiger sind die einzelnen Neutrosphärenparameter von einander. Sind i.d.R. durch das Wettergeschehen bedingte Variationen der neutrosphärischen Zusatzparameter zu erwarten, so sind sowohl für absolute als auch für relative Zwänge große Beträge (z.B. 5 m) zu wählen, was im bisherigen Verlauf der Arbeit angewandt wurde.

Werden die zeitlichen Gültigkeitsbereiche der zenitalen neutrosphärischen Zusatzparameter, u.a. motiviert durch schnelle Variationen der feuchten Atmosphärenanteile, sehr klein gewählt und werden zusätzlich noch starke Zwänge auf konsekutive Parameter gefordert, so erfolgt der Übergang zur sog. stochastischen Neutrosphärenmodellierung. Diese durch stochastische, zeitabhängige Prozesse (Filterung) gegebene Alternative beschreibt nach TRALLI UND LICHTEN (1990) die räumlich korrelierten Einflüsse der elektrisch neutralen Atmosphäre mit Gesetzen der Wahrscheinlichkeitsrechnung (physikalisch motivierte Zufallsbewegung) und statistischen Modellen (Gauß-Markov-Prozess 1. Ordnung). Dabei werden die Zufallsprozesse in Abhängigkeit vom Rauschen parametrisiert, welches für jede Epoche die Rate beschreibt, mit der vom vorherigen Zustand abgewichen werden kann (nicht stationärer Prozess) oder - im Fall der Gauß-Markov-Prozesse erster Ordnung - in Abhängigkeit von den Parametern Korrelationszeit (i.d.R. 10-20 h) und dem Modellrauschen (10-30 cm), welches bspw. empirisch aus Wasserdampfadiometerbeobachtungen abgeleitet werden kann (TRALLI UND LICHTEN 1990). Somit kann eine orts- und zeitabhängige Prädiktion erfolgen. Diese Technik wird bspw. in der wissenschaftlichen Auswertesoftware GIPSY-OASIS II verwendet (WEBB UND ZUMBERGE 1993). Die Güte der auf diese Art und Weise ermittelten Ergebnisse ist nach BRUNNER UND WELSCH (1993) mit denen von ungerichteten Wasserdampfadiometern vergleichbar. Siehe hierzu auch ELGERED (1993) oder CHADWELL (1995). Nach ROTHACHER UND SCHAEER (1995) liefert dieser Ansatz, in Relation zu zeitlich hoch aufgelösten stationsspezifischen Neutrosphärenparametern der differenziellen GPS-Auswertung gesetzt, vergleichbare Ergebnisse. TRALLI UND LICHTEN (1990) zeigen, dass dieser Ansatz auch ohne Apriori-Prädiktionsmodell zu sehr guten Ergebnissen führen kann. Ebenso belegen sie, dass dieser Ansatz der Einführung von Meteorologieinformation jedweder Art überlegen ist oder zumindest vergleichbare Ergebnisse liefert. DODSEN ET AL. (1996) führen hingegen den Nachweis, dass die Bestimmung der Höhenkomponente um den Faktor 2-3 genauer erfolgt, wenn anstatt der Verwendung von stationsspezifischen Neutrosphärenparametern auf Kalman-Filter-basierte Ansätze übergegangen wird. In der vorliegenden Arbeit soll der Fokus auf die Modellierung neutrosphärischer Restfehler basierend auf stationsspezifischen Neutrosphärenparametern gelegt werden.

In Kapitel 4.2.3 wurde das sog. Bermuda-Polynom erläutert, welches die Wechselwirkung von Parametern und Eigenschaften von GPS-Auswertungen plakativ beschreibt. Die stationsspezifischen Neutrosphärenparameter führen zwar bei fehlerhaften zenitalen Prädiktionen der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung zu einer gesteigerten Modellgenauigkeit, sie sind jedoch gleichzeitig sehr stark mit der Höhenkomponente korreliert und somit auch sensitiv gegenüber Höhen beeinflussenden Faktoren, wie Cut-off-Winkel, Mehrwegeeffekte oder der neutrosphärischen Modellbildung selbst, bspw. GÖRRES UND CAMPBELL (1998) geben für einen Cut-off-Winkel von 10° eine Korrelation von ca. 90% an.

Die Trennbarkeit der neutrosphärischen Zusatzparameter und der ellipsoidischen Höhe ist für rein zenitale Beobachtungen nicht möglich. Lediglich die Änderungen mit zunehmender Zenitdistanz, welche approximativ für die Höhe durch $\cos(z)$ und für die Neutrosphäre durch $\cos^{-1}(z)$ gegeben sind, ermöglichen teilweise eine Dekorrelation (z.B. SANTERRE (1989) oder YUNCK (1993)). Die Unterschiede dieser Funktionen werden um so größer, je größer z gewählt wird. Hierin ist das Herabsetzen des Auswerteparameters Cut-off-Winkel motiviert, wodurch gleichzeitig die Auswirkungen der o.g. atmosphärischen und stationsspezifischen Einflussfaktoren zunehmen. Für die Basislinien des Verdichtungsnetzes der Antarktischen Halbinsel liegen die Beträge der Korrelationen zwischen den geschätzten neutrosphärischen Zusatzparametern und den Stationshöhen in Abhängigkeit von der Basislinienlänge und der Anzahl der Neutrosphärenparameter sowie vom Cut-off-Winkel zwischen 100% und ca. 50%. Für kurze Basislinien, eine geringe Anzahl der Neutrosphärenparameter und hohe Cut-off-Winkel ergeben sich die höchsten Korrelationen. Wird bspw. der Cut-off-Winkel von GPS-Auswertungen mit sechsstündigen neutrosphärischen Zusatzparametern von 20° auf 15° (10°) herabgesetzt, so resultieren daraus für Basislinien- und Netzlösungen Reduktionen der Korrelationen um ca. 7% (10%). Somit ist unter dem Gesichtspunkt der Dekorrelation die Auswertung mit einem minimalen Elevationswinkel von 10° sinnvoll.

Weiterhin tritt, wie u.a. mit Tabelle 8-27 belegt, durch die Modellierung von neutrosphärischen Zusatzparametern eine Steigerung der Genauigkeit der Höhenkomponente ein, während sich die Genauigkeitssituation der Lagekomponente nicht signifikant ändert. Dieser Sachverhalt wurde für mannigfaltige Anwendungsbeispiele bestätigt und soll an Hand des 13 Punkte (Ausdehnung: ca. 100 km, maximaler Höhenunterschied: ca. 600 m) umfassenden GPS-Projekts HEIKO⁸⁻⁵⁵ (GÖRRES UND CAMPBELL 1998), welches für verschiedene Cut-off-Winkel ($E \in [0^\circ, 30^\circ]$) untersucht wurde, ausgeführt werden. Für diesen Anwendungsfall ergab sich der Quotient aus Höhen- und Lagegenauigkeit in Abhängigkeit von den Elevationswinkeln 2° , 10° bzw. 30° zu 3.5, 6.2 bzw. 16.5. Im Speziellen zieht ein Übergang von einem Cut-off-Winkel von 10° auf 15° eine Genauigkeitsverschlechterung der Höhenkomponente um den Faktor 3-4 nach sich (GÖRRES 1996). Im Umkehrschluss gilt jedoch, dass bei der Verwendung von Niedrigelevationsdaten im Rahmen der GPS-Auswertung stationsspezifische Neutrosphärenparameter zwingend notwendiger Weise bei der Modellbildung einzuführen und zu schätzen sind, da die durch die Neutrosphäre bedingten Restfehler der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung dieser Daten groß sind.

Eine Modellerweiterung durch Neutrosphärenparameter schwächt jedoch die Stabilität der Lösung (BRUNNER UND TREGONING 1994a), da sich die vorhandenen hohen Korrelationen zwischen den geschätzten Neutrosphärenparametern und Höhen fehlertheoretisch ungünstig auswirken, so dass durch stationsspezifische Neutrosphärenparameter die i.Allg. vergleichend zur Lage mindere Qualität der Höhenkomponente weiter verschlechtert wird. Diese mindere Qualität ist u.a. in der Beobachtungsgeometrie begründet und von der geographischen Position der Station abhängig (SANTERRE 1991). Werden bspw. die Genauigkeitsverhältnisse in Äquatornähe, in mittleren Breiten und in Polnähe verglichen, so schneidet die polnah gelegene Station am schlechtesten ab, da sowohl die zenitale Genauigkeit am schlechtesten bestimmt als auch das resultierende dreidimensionale Fehlerellipsoid am wenigsten isotrop ist.

Je mehr neutrosphärische Zusatzparameter geschätzt werden, desto größer wird die Korrelation zur Höhenschätzung und desto schlechter wird auf Grund abnehmender Redundanz die formale Genauigkeit. Deshalb wurde bspw. in GURNTER ET AL. (1989) das Schätzen eines Parameters pro Beobachtungskampagne empfohlen. SANTERRE (1987) zeigte im Gegensatz dazu, dass bei langen Beobachtungszeiten ein einzelner Neutrosphärenparameter pro Station nicht ausreichend ist, da dieses Vorgehen zu großen Schwankungen der Stationshöhenkomponente führen kann, falls bspw. zwischen den Stationen große Höhenunterschiede bestehen. Die Korrelationen sind von den Basislinienlängen abhängig und verringern sich mit zunehmendem Abstand der Stationen (KANIUTH ET AL. 1990). SHRESTHA (2003) zeigt ebenfalls, dass die Basislinienlänge einen signifikanten Einfluss auf die Genauigkeiten der stationsspezifischen Parameter hat. Somit kann es nötig werden, in Abhängigkeit von der Basislinienlänge unterschiedliche angepasste Auswertestrategien zu verwenden, wenn höchste Genauigkeiten und Zuverlässigkeiten erzielt werden sollen.

In diesem Zusammenhang untersuchten BRUNNER UND MCCLUSKEY (1991) zur Klärung der Frage, für welche Stationen (Referenzstationen, Fiducialstationen, Roverstationen) neutrosphärische Zusatzparameter zu schätzen sind, simulierte GPS-Beobachtungen kleiner (11 km), mittlerer (112 km) und großer (1108 km) Netze sowie einzelner Basislinien. Hierbei wurden lediglich dann korrekte Punktkoordinaten erhalten, wenn - wie bspw. bei VLBI-Auswertungen üblich - für alle Stationen Neutrosphärenparameter geschätzt wurden. Andere Veröffentlichungen z.B. BEUTLER ET AL. (1989) empfehlen in kleinräumigen Netzen, auf allen Stationen mit Ausnahme der zur Beseitigung des Datumsdefekts festgehaltenen Station neutrosphärische Zusatzparameter zu bestimmen, was durch geringe Punktentfernungen (z.B. $l < 50$ km) und den darin begündeten Korrelationen motiviert wird. In solchen kleinräumigen, lokalen GPS-Anwendungen, die sich i.d.R. noch durch kleine Höhenunterschiede auszeichnen, sollten stationsspezifische Parameter nur relativ zu a priori bekannten bzw. festgesetzten Neutrosphärenkorrekturen einer Referenzstation geschätzt werden. Die empfangenen GPS-Signale kurzer Basislinien werden nahezu unter demselben Zenit- bzw. Elevationswinkel beob-

⁸⁻⁵⁵ Bestimmung von Höhenänderungen in Eifel und Kölner Bucht

achtet, daraus entsteht eine hohe Korrelation der bestimmten Neutrosphärenparameter (ROTHACHER UND SCHAER 1995), wodurch i.d.R. unrealistisch große absolute Werte für geschätzte stationsspezifische Neutrosphärenparameter resultieren.

Um die Korrelationen von stationsspezifischen Neutrosphärenparametern in Abhängigkeit von der Basislinienlänge und der Zusatzparameteranzahl untersuchen zu können, wurden unter Verwendung von Auswertevariante 5 (Prädiktionsmodell: Saastamoinen; $f_{MF2}(z) = \cos(z)$) die Beobachtungsdaten (Cut-off-Winkel: 10°) der SCAR98-Kampagne ausgewertet und in Abhängigkeit von der Basislinienlänge analysiert. Die mittleren Korrelationskoeffizienten von konsekutiven Zusatzparametern sind für ausgewählte, repräsentative Basislinien in Tabelle 8-29 zusammengefasst. Neben den Ergebnissen der Basislinien *SIG1-ELE1* und *ELE1-DAL1* werden die Korrelationen der ca. 50 m kurzen Basislinie *OHG1-OHIG* dargestellt.

Tabelle 8-29: Mittlere Korrelationen konsekutiver stationsspezifischer Neutrosphärenparameter (SSNP)

Basislinie	l [km]	Station	Korrelationskoeffizient [%] der SSNP					
			3 SSNP	4 SSNP	6 SSNP	8 SSNP	12 SSNP	24 SSNP
<i>SIG1-ELE1</i>	548	<i>SIG1</i>	-41	-24	-16	-9	-5	-1
<i>ELE1-DAL1</i>	181	<i>DAL1</i>	-46	-31	-18	-12	-8	-2
<i>OHG1-OHIG</i>	13	<i>OHIG</i>	-28	7	36	46	54	61

Deutlich erkennbar ist für die stationsspezifischen Neutrosphärenparameter der Station *OHIG* im Gegensatz zu denen der Stationen *SIG1* und *DAL1* die Zunahme des Betrags der Korrelation mit Erhöhung der Neutrosphärenparameteranzahl.

Werden die mittleren Korrelationen zwischen neutrosphärischen Zusatzparametern der Stationen einer Basislinie des gleichen Zeitintervalls in Abhängigkeit von der Basislinienlänge und der Anzahl der Neutrosphärenparameter verifiziert, ergeben sich die in Tabelle 8-30 dargestellten Werte.

Tabelle 8-30: Mittlere Korrelationen zeitgleich geschätzter stationsspezifischer Neutrosphärenparameter (SSNP)

Basislinie	l [km]	Korrelationskoeffizient [%] der SSNP						
		2 SSNP	3 SSNP	4 SSNP	6 SSNP	8 SSNP	12 SSNP	24 SSNP
<i>SIG1-ELE1</i>	548	79	89	92	95	96	97	98
<i>ELE1-DAL1</i>	181	97	98	99	99	99	100	100
<i>OHG1-OHIG</i>	13	100	100	100	100	100	100	100

Die Korrelationen der zeitgleich geschätzten Neutrosphärenparameter werden mit zunehmender Basislinienlänge und bei Reduktion der Parameteranzahl geringer. Die geschätzten Neutrosphärenparameter sind für die kurze Basislinie unabhängig von der Zusatzparameteranzahl sehr ungenau ($\sigma_{SSNP} \approx 1.5$ m) und die resultierenden neutrosphärischen Laufzeitverzögerungen korrespondieren nicht mit denen alternativer Basislinien- oder Netzlösungen (mittlere Abweichung: ca. ± 6 dm).

Somit ist die Auswertung von kurzen Basislinien unter Verwendung der gleichen Strategie, wie für lange oder mittlere Basislinien erfolgreich angewandt, nicht sinnvoll. Dies gilt im Besonderen für die Lösung der Trägerphasenmehrdeutigkeiten. Abhilfe kann hierbei hierarchisch eingeführte Zusatzinformation schaffen.

Als hierarchische neutrosphärische Zusatzparameter können bspw. Schätzungen der absoluten neutrosphärischen Laufzeitverzögerung aus meteorologischen Beobachtungen (z.B. Wasserdampfadiometermessungen) abgeleitet werden oder aus übergeordneten GPS-Auswertungen eingeführt werden.

Die Zusatzinformationen übergeordneter Auswertungen können z.B. aus der Auswertung langer Basislinien oder regionaler Netze gewonnen werden. Daneben können prinzipiell ebenso neutrosphärische Produkte des IGS genutzt werden.

Ein Verwenden von neutrosphärischen IGS-Produkten für mindestens eine Station ermöglicht somit in lokalen Verdichtungsnetzen bzw. für kurze Basislinien sowohl das Ableiten von absoluter neutrosphärischer Information, was bei anderer Vorgehensweise unter Nutzung einer differenziellen Auswertesoftware bzw. -strategie nicht möglich ist (KANIUTH 1999b), als auch die Dekorrelation⁸⁻⁵⁶ von neutrosphärischen Zusatzparametern und geschätzten Stationshöhen. Bei einem solchen Vorgehen muss die Auswertestrategie angepasst werden, so dass die Fiducialinformation

⁸⁻⁵⁶ Reduktion des Korrelationskoeffizienten: 0.9 \rightarrow 0.5

hierarchisch eingeführt werden kann und somit keine Verbesserung erhält. Ein solches alternatives Vorgehen führt sowohl zu Änderungen der Varianz-Kovarianz-Information als auch zu signifikanten Unterschieden im Parameterschätzungsprozess, was sich ebenso auf Koordinaten auswirken kann.

Werden keine absoluten externen neutrosphärischen Zusatzinformationen berücksichtigt, ist im Rahmen der GPS-Auswertung lediglich die Bestimmung von relativen neutrosphärischen Verbesserungen möglich. Werden auf kurzen Basislinien für alle Stationen absolute und relative Neutrosphärenparameter geschätzt, so müssen, um realistische Aussagen treffen zu können, Differenzen dieser Zusatzparameter interpretiert werden, wodurch absolute Fehler eliminiert werden. BRUNNER UND MCCLUSKY (1991) favorisieren dieses Vorgehen, da hierdurch keine Verzerrungen der kleinräumigen GPS-Netze entstehen.

Da die auf der Antarktischen Halbinsel gelegene Station *OHIG* sowohl im IGS-Netz als auch im Rahmen der durchgeführten deformationsanalytischen Betrachtung des Verdichtungsnetzes Antarktische Halbinsel verwendet wird, soll eine Evaluierung des zu verwendenden neutrosphärischen IGS-Produktes⁸⁻⁵⁷ durchgeführt werden. Im Zeitraum 3. Jan. - 17. Feb. 1998 liegen lückenlos 2h-IGS-Schätzungen für den totalen zenitalen Einfluss der Neutrosphäre vor. Dieses Produkt stellt den gewichteten Mittelwert der Neutrosphärenparameter aller beitragenden IGS-Auswertezentren dar. Die Anzahl der beitragenden Analysezentren ist nicht konstant, im o.g. Zeitraum schwankt sie zwischen eins und sechs, da die einzelnen Analysezentren zudem im Rahmen der täglich ausgeführten Auswertung unterschiedliche Auswertestrategien anwenden, können die ermittelten zenitalen neutrosphärischen Laufzeitverzögerungen Variationen aufweisen. Ebenso sind auch die resultierenden Genauigkeiten nicht konstant. Im o.g. Zeitraum wird maximal eine Genauigkeit von ± 302.1 mm, durchschnittlich von ± 8.4 mm und im Median von ± 5.3 mm erreicht. 95% aller Werte liegen unter ± 17.3 mm. Grob fehlerhafte Beiträge einzelner Auswertezentren werden eliminiert. Abbildung 8-83 visualisiert für den GPS-Beobachtungszeitraum (20. Jan. - 10. Feb.) sowohl die IGS-Neutrosphärenschätzungen als auch die korrespondierenden Genauigkeiten.

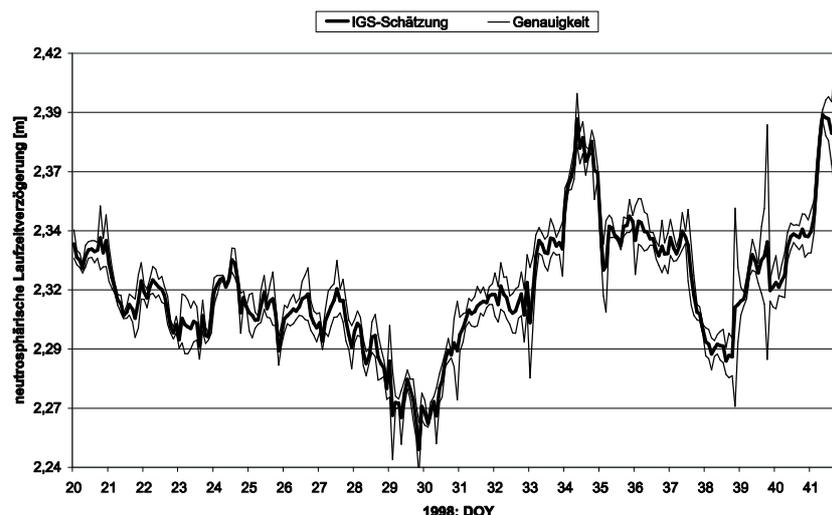


Abbildung 8-83: Zenitale Laufzeitverzögerungen der Neutrosphäre der IGS-Station *OHIG*

Es ist somit durch das Verwenden von

- zenitalen neutrosphärischen Zusatzinformationen des IGS,
- zenitalen neutrosphärischen Schätzungen basierend auf Netzlösungen im Verdichtungsnetz Antarktische Halbinsel oder
- zenitalen neutrosphärischen Schätzungen basierend auf Basislinienauswertungen im Verdichtungsnetz Antarktische Halbinsel

möglich, die kurze Basislinie *OHGI-OHIG* mit gesteigerter Genauigkeit zuverlässiger auszuwerten. Da für weitere kurze Basislinien der Antarktischen Halbinsel (z.B. *DALI-GRWI*), für die jedoch keine IGS-Informationen verfügbar sind, Lösungen mit bestmöglicher Qualität erzeugt werden sollen, werden die drei o.g. Auswertestrategien vergleichend untersucht.

Im Rahmen der Basislinien-bezogenen Festsetzung der Trägerphasenmehrdeutigkeiten werden die Basislinien *OHGI-DALI* ($l = 127$ km), *OHGI-NOTI* ($l = 76$ km) und *OHGI-ESPI* ($l = 46$ km) bearbeitet, somit stehen drei Schätzungen für die Neutrosphärenparameter der Station *OHGI* zur Verfügung. Für den Zeitraum 24. Jan. - 3. Feb. der SCAR98-

⁸⁻⁵⁷ Quelle: <ftp://gamer.ucsd.edu/pub/troposphere/>

Kampagne sind die Verläufe von sechsstündigen neutrosphärischen Zusatzparametern in Abbildung 8-84 dargestellt, die korrespondierenden Genauigkeiten in Abbildung 8-85. Dabei rühren die unverhältnismäßigen großen Abweichungen bzw. schlechten Genauigkeiten am Ende von DOY 032 von einer großen Datenlücke her.

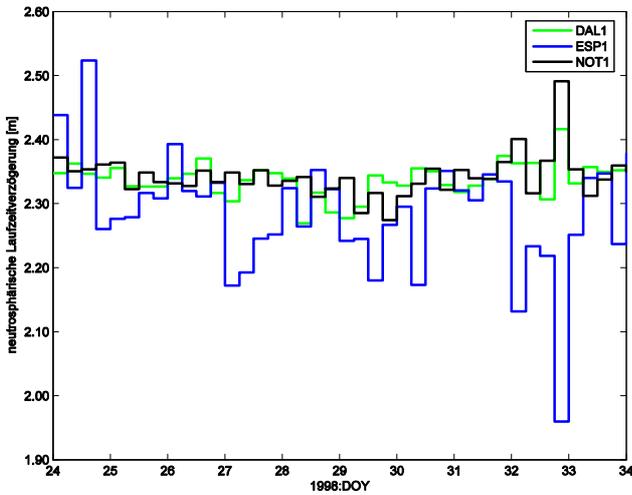


Abbildung 8-84: Neutrosphärische Laufzeitverzögerung der Station OHG1; Basislinienauswertung

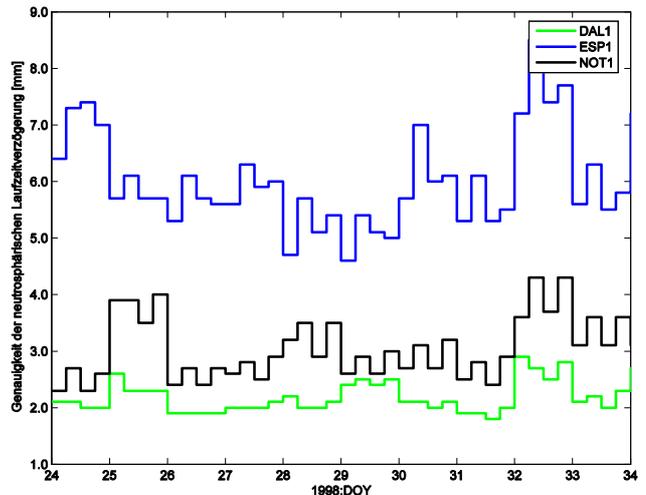


Abbildung 8-85: Genauigkeit der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung der Station OHG1; Basislinienauswertung

Wie zu erwarten, ist der Kurvenverlauf der Zeitreihe der Zusatzparameter von der Basislinienlänge abhängig. Gleiches gilt für die Genauigkeit der Schätzungen der Zusatzparameter. Je kürzer die Basislinie ist, desto schlechter ist die Genauigkeit der stationsspezifischen Parameter und desto geringer sind die Variationen der Schätzungen der Laufzeitverzögerungen. Eine sinnvolle Bestimmung von repräsentativen Werten für die zenitale neutrosphärische Laufzeitverzögerung der Station OHG1 bzw. für andere Stationen kurzer Basislinien durch die Auswertung von einzelnen Basislinien erscheint somit nicht sinnvoll. Alternativ besteht die Möglichkeit IGS-Produkte bzw. Ergebnisse von regionalen Netzauswertungen zu nutzen. In Abbildung 8-86 sind für die Station OHG1 zusätzlich zu den in Abbildung 8-84 illustrierten Basislinien-basierten Schätzungen der zenitalen neutrosphärischen Laufzeitverzögerung die Neutrosphärenparameter des IGS (Anzahl_{SSNP}: 12/d) sowie einer Netzlösung (Anzahl_{SSNP}: 4/d) im untersuchten Verdichtungsnetz (Variante 5; (Prädiktionsmodell: Saastamoinen; $f_{MF2}(z) = \cos(z)$; Cut-off-Winkel: 10°;) veranschaulicht.

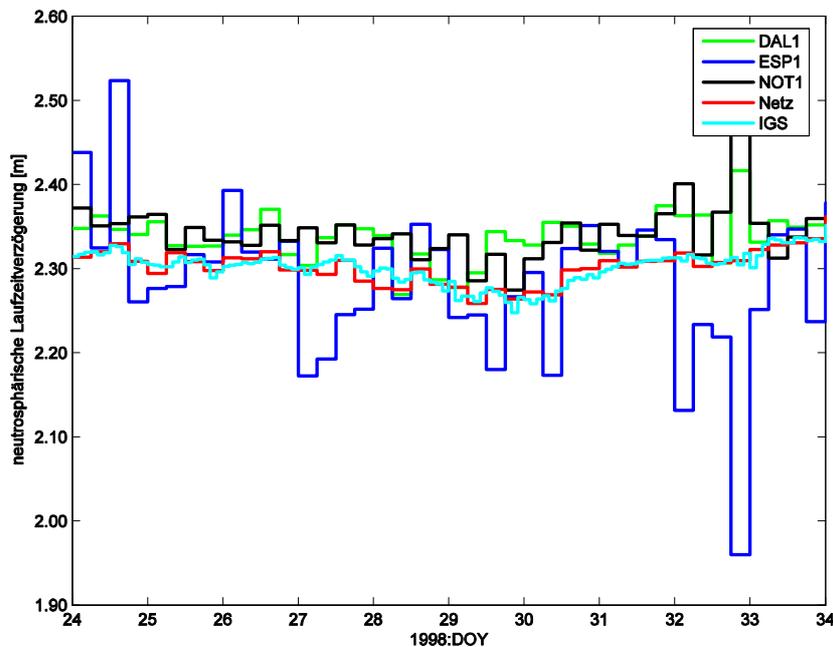


Abbildung 8-86: Neutrosphärische Laufzeitverzögerung der Station OHG1; Basislinien- und Netzauswertung

Es ist festzustellen, dass die neutrosphärischen Produkte beider Netzlösungen gut übereinstimmen und vergleichend zu den Basislinienlösungen einen ruhigeren Verlauf aufweisen. Die größte Abweichung beträgt ca. 1,8 cm, während im

Mittel Unterschiede von ca. 0.4 cm auftreten. Weiterhin ist zu beobachten, dass sich die neutrosphärischen Schätzungen einzelner Basislinien mit zunehmender Länge besser an die Ergebnisse der Netzlösungen anpassen.

Da im Verdichtungsnetz der Antarktischen Halbinsel neben der o.g. kurzen Basislinie zwischen den Stationen *OHGI* und *OHIG* weitere kurze Basislinien u.a. ausgehend von der Station *DALI* auszuwerten sind, für die jedoch, wie oben angeführt, keine neutrosphärischen IGS-Produkte verfügbar sind, wird auf die Nutzung der neutrosphärischen IGS-Information, die zudem weitgehend mit den Neutrosphärenparametern des regionalen Verdichtungsnetzes der Antarktischen Halbinsel übereinstimmen, verzichtet. Ergänzend sei angemerkt, dass die IGS-Station *OHIG* zudem während der SCAR95-Kampagne noch nicht in Betrieb genommen war. Die in Kapitel 4.2.4 bzw. 7.4.2 beschriebene basislinienweise durchgeführte Mehrdeutigkeitslösung wird deshalb, wie in Abbildung 8-87 veranschaulicht, durchgeführt.

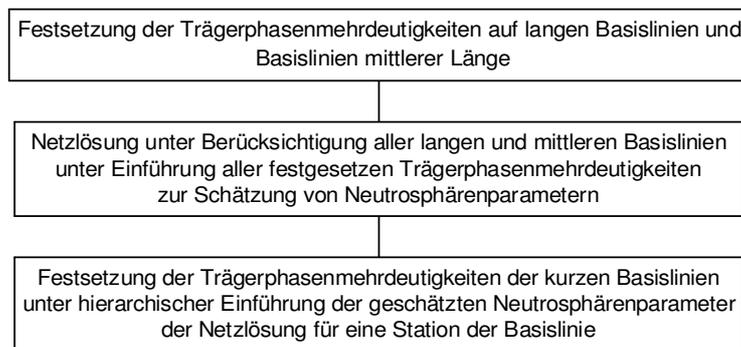


Abbildung 8-87: Auswertestrategie zur Lösung der Trägerphasenmehrdeutigkeiten für kurze Basislinien

Wie schon für die IGS-Produkte Ionosphärenmodell und Bahndaten beschrieben, besitzen die Neutrosphärenmodelle des IGS nach einer vollständigen Reprozessierung aller vorliegenden GPS-Beobachtungen des IGS ebenfalls das Potenzial in regionalen oder globalen Netzen zu homogeneren und stabileren Lösungen beitragen zu können.

Da durch absolute und relative stationsspezifische neutrosphärische Zusatzparameter prinzipiell auf die GPS-Auswertung eingewirkt werden kann, ist es notwendig, für den behandelten Anwendungsfall geeignete Varianzen für diese Zusatzparameter zu finden. Hierzu können bspw. die a posteriori Genauigkeiten der Neutrosphärenparameter sowie die Verbesserungen des Prädiktionsmodells analysiert werden. Wird davon ausgegangen, dass eine funktionale Modellbildung unter Verwendung von Auswertevariante 5 (Prädiktionsmodell: Saastamoinen; $f_{MF2}(z) = \cos(z)$, 6 Zusatzparameter pro Tag) große Beträge der Verbesserungen des Prädiktionsmodells nach sich zieht und weiterhin, wie Abbildung 8-85 zu entnehmen, durch die Verarbeitung von kürzeren Basislinien schlecht bestimmte zenitale neutrosphärische Zusatzparameter resultieren, dann erscheint die Validierung bspw. der Basislinie *OHGI-ESPI* ($l = 46$ km) sinnvoll. Auf die Betrachtung von Basislinien zwischen lokalen Exzentren (z.B. *OHGI-OHIG*) wird verzichtet, da für diese solche Basislinien eine alternative Auswertestrategie zur Anwendung kommt. Für die Basislinie *OHGI-ESPI* werden innerhalb der Auswertung der SCAR98-Kampagne Genauigkeiten der stationsspezifischen Neutrosphärenparameter erhalten, die besser als 1 cm sind, wenn für absolute und relative Varianzen 5.0 m eingeführt werden. Maximale Abweichungen zum Prädiktionsmodell betragen ca. 23 cm, während maximale Abweichungen konsekutiver Zusatzparameter im Bereich von ca. ± 27 cm liegen. Beide Abweichungen - absolute und relative - liegen somit ungefähr in der gleichen Größenordnung, was die Wahl von gleichen absoluten und relative Varianzen rechtfertigt. Für Varianzen von 5.0 m, 2.5 m, 1.0 m, 0.5 m und 0.1 m werden alle vorliegenden Beobachtungen der o.g. Basislinie ausgewertet und analysiert. Dabei werden für den Übergang von 5.0 m auf 2.5 m keine Einflüsse auf die Parameterschätzung (Phasenmehrdeutigkeiten, Neutrosphärenparameter, Koordinaten) festgestellt. Ebenfalls keine Veränderung im Rahmen der Festsetzung der Phasenmehrdeutigkeiten kann für eine Herabsetzung der Varianzen auf 1.0 m festgestellt werden. Die Koordinatenschätzung wird ebenfalls nicht beeinflusst, lediglich die Neutrosphärenparameterschätzung unterliegt sehr geringen Variationen (Beträge systematisch um maximal 0.5 mm geringer, Genauigkeiten unverändert). Eine weitere Reduktion der Varianzen auf 0.5 m lässt weiterhin die Phasenmehrdeutigkeitslösung unbeeinflusst, ebenso sind keine signifikanten Variationen im Rahmen der Koordinatenschätzung beobachtbar (maximale Änderung: 0.1 mm), lediglich die neutrosphärischen Zusatzparameter werden deutlicher systematisch beeinflusst. Die Beträge verringern sich um maximal 1.8 mm, ebenso die zugehörigen Genauigkeiten (Reduktion um maximal 0.3 mm). Ein erneutes Herabsetzen der Varianzbeträge (0.1 m) führt zu einer starken Beeinflussung der Neutrosphärenparameter (Genauigkeiten der Neutrosphärenparameter), für hohe Beträge der Prädiktionsmodellverbesserung um mehrere (wenige) Zentimeter. Dadurch unterliegt auch die Festsetzung der Phasenmehrdeutigkeiten sowie der Koordinatenbestimmung systematischen Einflüssen. Deshalb erscheint eine Wahl von Beträgen für die Varianzen der absoluten und relativen Neutrosphärenparameter von 0.5 m angebracht.

Unter Verwendung dieser stochastischen Vorinformation für die neutrosphärischen Zusatzparameter kann die Bestimmung von geeigneten Zeitintervallen für die geschätzten Zusatzparameter durchgeführt werden. Wie oben gezeigt (z.B. Abbildung 8-82), führt die Herabsetzung des zeitlichen Gültigkeitsintervalls dieser Zusatzparameter zu einer Erhöhung der Variationsbandbreite und zur Verschlechterung der Genauigkeiten der Neutrosphärenparameter. Werden die inneren Genauigkeiten des Ausgleichsprozesses validiert, so ergeben sich für 4- und 3-stündige Neutrosphärenparameter die besten, jedoch vergleichbar gute Werte, deshalb wird die konservative, weniger Zusatzparameter benötigende Modellierung von sechs Neutrosphärenparametern pro Beobachtungssession angewandt, wodurch die geschätzten Genauigkeiten auf Grund der geringeren Anzahl der Unbekannten leicht gesteigert werden können.

Durch zenitale stationsspezifische Zusatzparameter kann somit bspw. die prädierte Neutrosphärenmodellierung des angepassten Modells von Askne und Nordius verbessert werden. Hierbei können neben gemessener sowie aus Wettermodelldaten abgeleiteter Oberflächenmeteorologie (Auswertevariante 3b bzw. Auswertevariante 3a) auch Standardatmosphärenmodelle (Auswertevariante 4) zur Bestimmung der prädierten zenitalen neutrosphärischen Laufzeitverzögerung Verwendung finden. Daneben können jedoch auch auf Basis von numerischer Integration von Wettermodelldaten bestimmte zenitale neutrosphärische Laufzeitverzögerungen unter Verwendung von stationsspezifischen Neutrosphärenparametern verbessert werden (Auswertevariante 2).

Werden Untersuchungen angestellt, um geeignete Mapping-Funktionen für stationsspezifische Neutrosphärenparameter (f_{MF2}) zu bestimmen, zeigt sich, dass die Abweichungen zwischen alternativen f_{MF2} gering sind. Wie in Kapitel 8.6.6 ausgeführt, weisen die Mapping-Funktionen $1/\sin(E')$ und $Niell_{nh}$, vergleichend zu den Unterschieden zwischen Kettenbruch-basierten Mapping-Funktionen, große Differenzen auf; somit werden durch die Betrachtung von Neutrosphärenparametern, geschätzt unter Verwendung dieser beiden Mapping-Funktionen, „Worst-Case-Abschätzungen“ möglich. Die Bestimmung von Prädiktionsmodellverbesserungen wird dabei unter Verwendung der nicht-hydrostatischen Niell-Mapping-Funktion durchgeführt, da angenommen werden kann, dass neutrosphärische Restfehler i.d.R. durch Einflüsse nicht-hydrostatischer Atmosphärenbestandteile dominiert sind. In Abbildung 8-88 sind zur Dokumentation der geringen Einflüsse der verwendeten f_{MF2} auf die geschätzten Neutrosphärenparameter stellvertretend die Differenzen der Neutrosphärenparameter, geschätzt unter Verwendung der Mapping-Funktionen $1/\sin(E')$ sowie der $Niell_{nh}$ -Mapping-Funktion, für Netzlösungen der Beobachtungsdaten der repräsentativen SCAR98-Kampagne visualisiert. Auf die Darstellung aller Netzstationen wird hierbei zur Gewährleistung der Übersichtlichkeit verzichtet, statt dessen werden sowohl die nördlichste (SIG1) als auch die südlichste Netzstation (FOS1) wie auch drei zentral gelegene Beobachtungsstationen dargestellt.

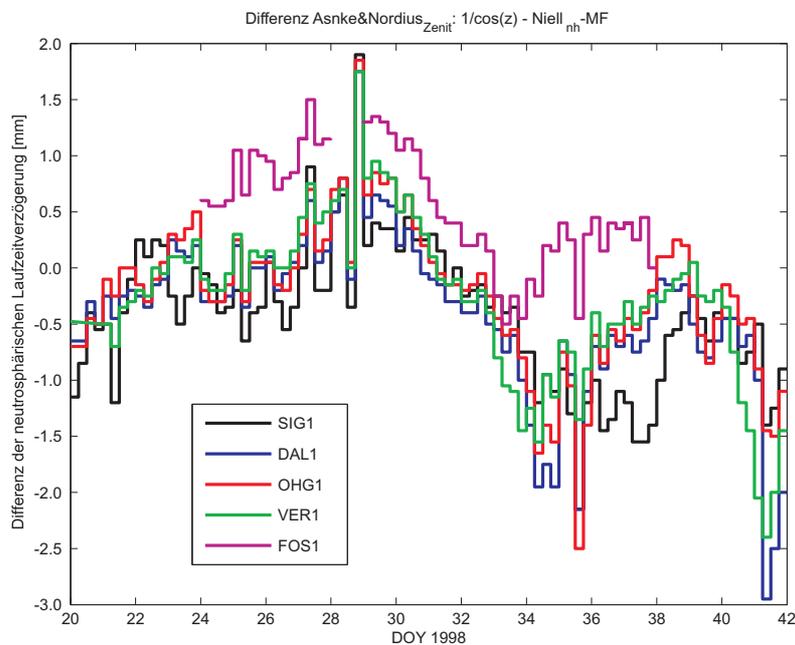


Abbildung 8-88: Einfluss von f_{MF2} auf stationsspezifische Neutrosphärenparameter ausgewählter Stationen

Wird Abbildung 8-88 betrachtet, so sind sehr geringe Differenzbeträge von maximal wenigen Millimetern sowie eine geringe Abhängigkeit von der geographischen Breite festzustellen. Die Genauigkeiten der geschätzten Zusatzparameter weisen lediglich Differenzen im Bereich von ± 0.1 mm auf. Die Einflüsse auf die geschätzten Koordinaten (v.a. Stationshöhe) betragen maximal (im Mittel) 4.7 mm (1.4 mm), sie sind jedoch systematisch. Diese sehr geringe

Variation der Neutrosphärenparameter mit f_{MF2} -Wahl ist unabhängig vom gewählten Prädiktionsmodell. Somit erscheint die Wahl einer speziellen f_{MF2} nicht von besonderer Bedeutung für den Anwendungsfall. Dies wird durch marginale Variationen der inneren Genauigkeiten des Ausgleichsprozesses (maximale Differenzen: 0.2 mm) in Abhängigkeit von f_{MF2} , die zur Bestimmung der stationsspezifischen Neutrosphärenparameter verwendet werden, gestützt.

Unabhängig davon, welche der in Kapitel 8.6.6 angeführten Mapping-Funktionen genutzt wird, um zenitale Prädiktionen des angepassten Modells von Askne und Nordius bzw. des Saastamoinen-Modells in diskrete Elevationen abzubilden oder unter Verwendung derer stationsspezifische Neutrosphärenparameter bestimmt werden, ergeben sich ebenfalls unabhängig vom Ursprung der verwendeten meteorologischen Parameter im Rahmen von Netzauswertungen lediglich maximale Differenzen der Neutrosphärenparameter von 1.1 cm. Die zugehörigen Genauigkeiten unterliegen keinen signifikanten Variationen. Somit sind die Auswertvarianten 2-5 als nahezu gleichwertig zu betrachten; lediglich wenn Auswertvariante 1 vergleichend analysiert wird, sind signifikante Unterschiede festzustellen, siehe hierzu Abbildung 8-89 und Abbildung 8-90, worin für die repräsentativen Station *O'Higgins* und *Vernadsky* die Schätzungen der Beobachtungskampagne 1998 visualisiert sind.

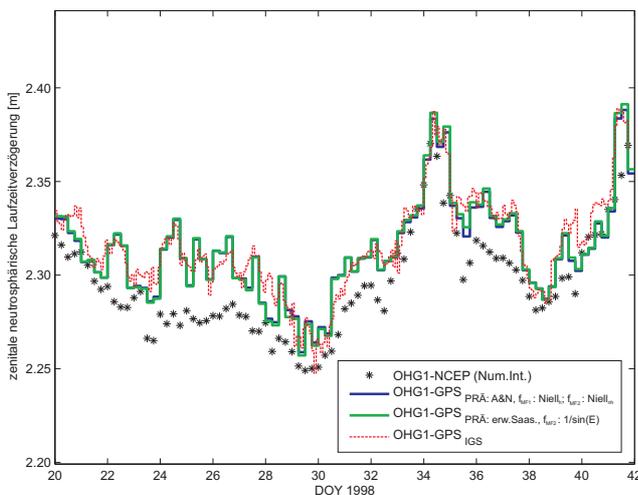


Abbildung 8-89: Zenitale neutrosphärische Laufzeitverzögerung der Station *O'Higgins*

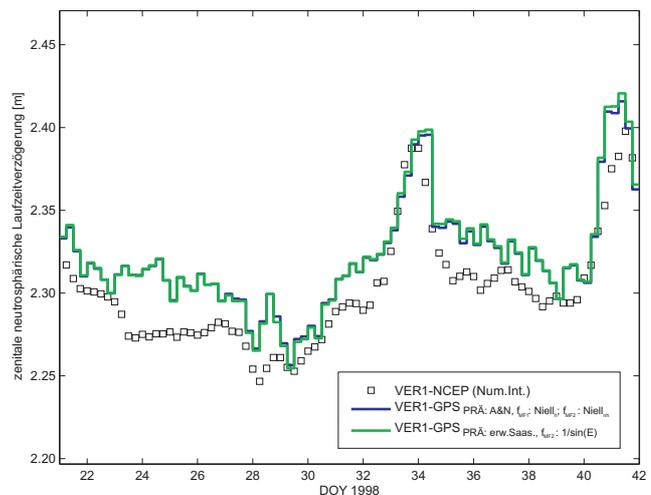


Abbildung 8-90: Zenitale neutrosphärische Laufzeitverzögerung der Station *Vernadsky*

Diese Unterschiede betreffen sowohl die geschätzten Zusatzparameter selbst (maximal 3.8 cm) als auch die inneren Genauigkeiten des Ausgleichsprozesses und die ermittelten Stationskoordinaten. Da im Rahmen der Auswertvariante 1 keine Zusatzparameter bestimmt werden, ergeben sich deutlich (durchschnittlicher Faktor: 1.8) bessere Genauigkeiten. Die Lagekomponenten unterliegen keinen signifikanten Variationen; im Gegensatz dazu sind Änderungen der ellipsoidischen Höhen von maximal (im Mittel) 5.2 cm (0.8 cm) festzustellen.

Es wird im Rahmen der vorliegenden Arbeit jedoch auf die Parameterbestimmung unter Verwendung von Auswertvariante 1 verzichtet, da auf Grund von fehlenden zeitlich und räumlich ausreichend aufgelösten meteorologischen Daten (Radiosondierungen, Oberflächenmeteorologie) keine abschließende Validierung der Qualität der verfügbaren Wettermodelldaten für den Bereich der Antarktischen Halbinsel erfolgen kann.

8.7.2.2 Prädiktionsverbesserung durch horizontale neutrosphärische Gradienten

Alle im bisherigen Verlauf der Arbeit angeführten neutrosphärischen Modelle erfassen trotz erweiterter Modellbildung lediglich die dominanten vertikalen Gradienten, so dass die azimuthalen Richtungen, aus welchen die GPS-Signale einfallen, nicht berücksichtigt werden und damit eine Modellierung von horizontalen Variationen ausbleibt. Somit wird bei allen bisher beschriebenen Modellen neben dem horizontal geschichteten Aufbau der elektrisch neutralen Atmosphäre eine Azimutinvarianz bzw. -isotropie angenommen. Diese Annahme entspricht jedoch bspw. in Küstengebieten nicht der Realität. Somit erscheint eine Erweiterung der funktionalen Modellbildung zur Garantierung höchster Genauigkeiten sinnvoll. Dies erfolgt i.d.R. mittels sog. horizontaler neutrosphärischer Gradienten⁸⁻⁵⁸, die eine Kippung der neutrosphärischen Schichten modellieren.

⁸⁻⁵⁸ Diese Zusatzparameter werden in der Fachliteratur i.d.R. als „troposphärisch“ bezeichnet. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wird dieser Fachterminus nicht verwendet, vielmehr wird in Analogie zu den Ausführungen von Kapitel 6 die Bezeichnung „neutrosphärisch“ gewählt.

Horizontale Neutrosphärengradienten wurden erstmalig von GARDNER (1976), GARDNER (1977) und IYER UND BUFTON (1977) erwähnt, um später bspw. von DAVIS ET AL. (1993) und MACMILLAN (1995) erneut aufgegriffen zu werden.

Wird der bspw. mit Gleichung (8-168) gegebene funktionale Zusammenhang als isotroper Teil der neutrosphärischen Modellbildung aufgefasst (tiefgestellter Index: ISO), so ergibt sich die vollständige neutrosphärische Modellbildung zu

$$\Delta_{NEU}(z, \alpha) = \Delta_{NEU,ISO}(z) + \Delta_{NEU,ASYM}(z, \alpha). \quad (8-171)$$

Dabei ist der durch die horizontalen Gradienten modellierte asymmetrische Teil der neutrosphärischen Modellbildung (tiefgestellter Index: $ASYM$) sowohl von der Zenitdistanz als auch vom Azimut abhängig und wird additiv ergänzt.

Zur Berechnung dieser Modellverbesserung wird i.d.R. auf den neutrosphärischen Zenit \tilde{Z} übergegangen. Für auf den neutrosphärischen Zenit \tilde{Z} bezogene Zenitdistanzen \tilde{z} gilt allgemein

$$\tilde{z} = z + \delta z = z + \Delta_{NEU,ASYM,NS} \cos \alpha + \Delta_{NEU,ASYM,OW} \sin \alpha. \quad (8-172)$$

Der kleine Winkel δz entspricht der Verkippung des lokalen Zenits und somit der Verkippung der elevationsabhängigen Mapping-Funktionen. Typische Größenordnungen für δz bewegen sich im Bereich von ca. $40''$, was für $E = 3^\circ$ einer zusätzlichen Laufzeit von 15 cm entspricht. Der neutrosphärische Zenit ist, vergleichend zu den resultierenden Gradienten, in die entgegengesetzte Richtung gekippt.

Aus Gleichung (8-171) folgt unter Verwendung des neutrosphärischen Zenits approximativ

$$\Delta_{NEU}(\tilde{z}, \alpha) \approx \Delta_{NEU}(z, \alpha) \approx f_{MF}(z - \delta z \cos \psi) \Delta_{NEU}^{Zenit}(\tilde{z}). \quad (8-173)$$

Dabei entspricht ψ dem Winkel zwischen dem in Richtung des Satelliten verlaufenden GPS-Signal und der Projektion von \tilde{z} in die Äquatorebene des lokalen topozentrischen Systems. Setzt man voraus, dass δz nur kleine Werte annehmen kann, so wird

$$\Delta_{NEU,ASYM}(z) \approx -\frac{f_{MF}(z)}{\partial z} (\delta z \cos \psi) \Delta_{NEU}^{Zenit}(z) \quad (8-174)$$

erhalten. Die asymmetrische Schätzung wird somit nach einer Taylorreihenentwicklung (Entwicklung bis zur 1. Ordnung) erhalten. Dieser Ansatz trägt der Annahme Rechnung, dass der gesamte Einfluss der Neutrosphäre minimal wird, falls die Richtung, unter der das Signal empfangen wird, identisch mit der Normalen der gekippten Neutrosphäre ist.

Setzt man die Standard-Mapping-Funktion $1/\cos(z)$ an, so ergibt sich

$$\frac{f_{MF}(z)}{\partial z} = \frac{\tan z}{\cos z} \quad (8-175)$$

für die Mapping-Funktion des asymmetrischen Anteils. Die wichtigsten Lösungsansätze sind durch DAVIS ET AL. (1993), MACMILLAN (1995), CHEN UND HERRING (1997) und BAR-SEVER ET AL. (1998) gegeben. Bspw. CHEN UND HERRING (1997) geben

$$f_{MF,ASYM}(z) = \frac{1}{\cos z \cot z + 0.0032} \quad (8-176)$$

an, während BAR-SEVER ET AL. (1998)

$$f_{MF,ASYM}(z) = f_{MF,ISO}(z) \tan z \quad (8-177)$$

favorisieren. Somit kann prinzipiell jedes Gradientenmodell verwendet werden, so lange die partielle Ableitung nach z existiert und bekannt ist. Im Rahmen der GPS-Auswertung unter Verwendung der Berner GPS-Software wird zur Schätzung von horizontalen neutrosphärischen Gradienten die verwendete Mapping-Funktion der Prädiktionsmodellverbesserung mit ihrer Ableitung nach der Zenitdistanz multipliziert, wodurch der Quotient $f_{MF}(z)/\partial z$ erhalten wird.

Diese Modellerweiterung erfolgt zeitabhängig. Für vorgegebene Zeitintervalle von 90^{min} bis 24^{h} werden diese Zusatzparameter konstant angesetzt, woraus sich stückweise lineare Funktionen ergeben. Hierbei ist im Rahmen der Modellbildung zwischen deterministischen und stochastischen Ansätzen zu unterscheiden. BAR-SEVER ET AL. (1998) gibt den robusteren deterministischen Ansätzen den Vorzug. Der Betrag der horizontalen Gradienten nimmt dabei für kurze Gültigkeitszeitspannen zu (JARLEMARK ET AL. 1998).

Ebenso wie bei den oben beschriebenen stationsspezifischen Neutrosphärenparametern kann hierbei durch stochastische Vorinformation Einfluss auf die Auswerteergebnisse genommen werden. Als maximalen Tagesgang für diese Art der Modellierung sind der Fachliteratur, z.B. HAAS ET AL. (2000), Beträge von ca. 4 mm zu entnehmen. In Analogie zu den stationsspezifischen Neutrosphärenparametern sind jedoch keine allgemeingültigen Aussagen möglich. In HAAS ET AL. (2000) werden stochastische Beträge zwischen 0.2 mm und 2.0 mm empfohlen.

Den Nachweis, dass die Modellierung von horizontalen Gradienten im Rahmen von globalen VLBI-Auswertungen zu deutlichen Verbesserungen führen kann, erbringen bspw. CHEN UND HERRING (1997) oder MACMILLAN (1995). Das Berücksichtigen von horizontalen neutrosphärischen Gradienten im Auswertegang führt insbesondere zu einer Beeinflussung der Ergebnisse der Lagekomponente (HERRING (1992) oder MACMILLAN (1995)). MACMILLAN (1995), BAR-SEVER ET AL. (1998) und ROTHACHER ET AL. (1998) weisen bspw. eine deutliche Verbesserung der erzielten Wiederholbarkeiten (Maximum: Faktor 2) nach. Jedoch wird durch diese Modellerweiterung auch ein Einfluss auf die vertikale Komponente ausgeübt (EMARDSON UND JARLEMARK 1999), welcher bei ROTHACHER ET AL. (1998) mit 20-40% beziffert wird. Bei der Modellierung von horizontalen Gradienten resultiert nach DODSEN ET AL. (1996) eine deutliche Verbesserung der Wiederholbarkeit der Höhenkomponente. Ähnliches weisen CHEN UND HERRING (1997) einschränkend für 3°- und 5°-Elevationsmasken nach. Die Beeinflussung der Koordinaten kann nach ROTHACHER (2001b) deutlich größer sein, als die Wiederholbarkeiten vermuten lassen. Neben der Verbesserung der Wiederholbarkeiten der Positionsbestimmung kann die Modellierung von horizontalen Neutrosphärengradienten auch zur Reduktion des Einflusses von Ausreißern führen, somit kann der Einsatz von horizontalen neutrosphärischen Gradienten zu einer Verbesserung der Stabilität und somit ebenfalls der Interpretierbarkeit der Lösungen beitragen. Die Genauigkeit der Gradienten betrachtend lässt sich eine Reduzierung um den Faktor 2-3 beim Übergang von 10° auf 3° als gewählten Cut-off-Winkel feststellen. DAVIS ET AL. (1993) ermitteln maximale Gradientenbeträge von nahezu 8 mm. Es sind jedoch auch Untersuchungen bekannt, bei denen keine signifikanten Gradienten geschätzt werden konnten (BAR-SEVER ET AL. 1998).

In globalen Netzen weisen die Nordkomponenten i.d.R. eine deutliche Breitenabhängigkeit auf. Maximale Gradienten werden in mittleren Breiten angenommen. Die Beträge der Nordkomponenten sind deutlich größer als die der Ostanteile. I.Allg. zeigen die Gradienten zum Äquator und weisen für lange Zeitreihen einen deutlichen Jahresgang sowie eine jahreszeitliche Abhängigkeit (Minimum: Winter; Maximum: Sommer) auf. In mittleren Breiten treten in globalen Netzen für niedrige Elevationsmasken ($E = 10^\circ$) dominierende NS-Gradienten von ca. 1 cm (Jahresmittel) auf, wobei deutlich größere Tageswerte (ca. 5 cm) beobachtbar sind (CHEN UND HERRING 1997). Weiterhin stellte MACMILLAN (1995) fest, dass ein horizontaler Gradient von 1 mm einen 3-4 mm großen systematischen Einfluss auf die vertikale Koordinatenkomponente von VLBI-Auswertungen hat.

Grundvoraussetzung für die Modellierung von horizontalen neutrosphärischen Gradienten sind jedoch Beobachtungsdaten niedriger Elevationen ($E \leq 7^\circ$, siehe hierzu BAR-SEVER ET AL. (1998)), wodurch der hydrostatische Anteil dominant wird. Dabei stehen bei der Verwendung von in niedrigen Elevationen erfassten GPS-Beobachtungen zwar einerseits deutlich mehr Daten zur Verfügung (ca. 13% Datenzugewinn beim Übergang von 15° auf 5°), was für eine deutliche Verbesserung der Beobachtungsgeometrie sorgt, allerdings treten andererseits verstärkt Einflussfaktoren in den Vordergrund, die in höheren Elevationen weniger dominant sind (z.B. Mehrwegeeffekte, Neutrosphärenmodellbildung). Bspw. ist der Einfluss der Neutrosphäre für einen Cut-off-Winkel von 5° um den Faktor 11.5 größer als im Zenit.

Für den Bereich der Antarktischen Halbinsel wird von der Schätzung von horizontalen Neutrosphärengradienten abgesehen, da u.a. auf Grund der angehaltenen minimalen Elevation von 10° keine signifikante Bestimmung dieser Zusatzparameter möglich ist.

9. Verbessertes Bewegungsmodell der Antarktischen Halbinsel

Die GPS-Beobachtungen, die auf Stationen der Antarktischen Halbinsel in den Jahren 1995-2004 erfasst und im Rahmen der vorliegenden Arbeit analysiert wurden, sind originär mit dem Ziel registriert worden, um für die geowissenschaftliche Öffentlichkeit eine Grundlage für alle in diesem Bereich der Erde durchgeführten Arbeiten bereitzustellen. Auf Grund der hohen geophysikalischen und tektonischen Aktivität im Bereich der Antarktischen Halbinsel besteht jedoch ein ebenso großes Interesse am horizontalen und vertikalen Bewegungsverhalten der beobachteten GPS-Stationen.

In Kapitel 3 wurde, nachdem in Kapitel 2 die geologische Struktur im Untersuchungsgebiet beschrieben wurde, eine tektonisch motivierte, fünf tektonische Blöcke umfassende Einteilung der GPS-Beobachtungsstationen vorgenommen, siehe hierzu Tabelle 3-1. Mit Tabelle 3-8 wurde zudem resümierend gezeigt, dass die Anzahl der innerhalb einer Beobachtungskampagne einen Block repräsentierenden GPS-Stationen stark schwankt. Maximal können sechs Stationen im Beobachtungsjahr 1998 zum Halbinsel-Block (HIN), zum Südöstlichen-Bransfield-Strait-Block (SÖBSB) und zum South-Shetland-Block (SSB) beitragen, wodurch die Bestimmung von zuverlässigen blockspezifischen Bewegungsraten möglich ist; im Durchschnitt repräsentieren jedoch lediglich zwei Stationen pro Beobachtungskampagne die tektonischen Einheiten. Dabei wird das Bewegungsverhalten des Elephant-Island-Blocks (EIB) und des South-Orkney-Blocks (SOB) lediglich durch eine Beobachtungsstationen verkörpert, welche zudem nur im Rahmen der SCAR95- und SCAR98-Beobachtungskampagnen besetzt werden konnte. Somit erscheint die Beschränkung der Ermittlung von zuverlässigen Punktbewegungen auf die drei südlichen Blöcke sinnvoll.

Ebenso wurde in Kapitel 3 angeführt, dass eine Erfassung unter Verwendung von identischen GPS-Ausrüstungen (Antennen, Empfänger) zwar angestrebt wurde, jedoch auf vielen Stationen u.a. aus logistischen Gründen nicht realisierbar war. Auf wenigen GPS-Stationen konnten in allen analysierten GPS-Kampagnen Antennen des gleichen Typs eingesetzt werden (z.B. *MARI*, *OHGI*), i.d.R. sind jedoch auf den Beobachtungsstationen im Bearbeitungszeitraum nicht nur verschiedene Antennen gleichen Typs eingesetzt worden, sondern es sind auf mehr als der Hälfte aller GPS-Beobachtungsstationen Antennen und Empfänger unterschiedlichen Typs verwendet worden. In Kapitel 3 wurde diese Problematik für die Station *GRWI* verdeutlicht. Des Weiteren mussten GPS-Punkte (z.B. *OHIG*, *VERI*) u.a. auf Grund von baulichen Maßnahmen verlegt werden, was die Bestimmung von Exzentrizitäten notwendig macht, die i.d.R. eine geringere Qualität aufweisen, als zu einer zuverlässigen Deformationsanalyse notwendig wäre.

Werden deformationsanalytische Betrachtungen angestrebt, beeinflusst nicht nur die Qualität des Instrumentariums die Güte der bestimmten Bewegungen direkt, sondern auch die Quantität der GPS-Beobachtungen (z.B. Beobachtungsdauer, Taktrate), die über die resultierenden Genauigkeiten auf Teststatistiken der geodätischen Deformationsanalyse einwirkt.

An Hand der Basislinie *OHIG-VERI* sollen diese Problematiken qualitativ beschrieben werden. Unter Verwendung der im bisherigen Verlauf der Arbeit entwickelten Auswertestrategie werden die in den Zeiträumen

- 21.01.-10.02.1998 (Taktrate: 15 s)
- 22.01.-12.02.2002 (Taktrate: 5 s)
- 06.03.-17.03.2002 (Taktrate: 15 s)
- 11.02.-22.02.2003 (Taktrate: 30 s)
- 07.03.-09.03.2004 (Taktrate: 30 s)

vorliegenden Daten dieser ca. 374 km langen Basislinie ausgewertet, dabei wird die Lösung relativ zu den fixierten ITRF2000-Koordinaten der Station *OHIG* bestimmt. Für die IGS-Station *OHIG* liegen in diesem Zeitraum nahezu lückenlose GPS-Beobachtungen vor. Im Februar 2002 wurde jedoch ein Pfeilerwechsel vorgenommen, wodurch sich u.a. das Antennennahfeld ändert. Die Exzentrizitäten wurden mit Millimetergenauigkeit bestimmt. I.d.R. wurde eine durch einen Radom geschützte Antenne verwendet, für diese Empfangseinheit ist aktuell keine ausreichend gute Modellierung für das Empfangsverhalten verfügbar. Siehe hierzu Kapitel 5.3.5. Im Gegensatz dazu wurde *VERI* lediglich im Rahmen von unregelmäßig durchgeführten Beobachtungskampagnen besetzt. Die dort zum Einsatz kommende bodennahe Vermarktungsart unterscheidet sich von der auf *OHIG* verwendeten. Ebenfalls im Februar 2002 wurde ein Standortwechsel vorgenommen, die Genauigkeit der Exzentrizität ist nicht bekannt. Es sind viermalige Antennenwechsel dokumentiert. Die jeweils tageweise ermittelten Positionen der GPS-Marker der Station Vernadsky zeichnen sich in den Jahren 1998, 2002 und 2003 durch eine sehr geringe Variabilität aus, woraus sich hohe Genauigkeiten innerhalb der einzelnen Beobachtungszeiträume ergeben. In Abbildung 9-1 verdeutlicht die resultierenden Genauigkeiten anhand der Tagesvariationen des Jahres 2003. Die Auswertung der Beobachtungsdaten des Jahres 2004 erbrachte bspw. im Gegensatz dazu, auf Grund der geringeren Stichprobe und größeren Tagesschwankungen, qualitativ schlechtere Ergebnisse (Faktor 3).

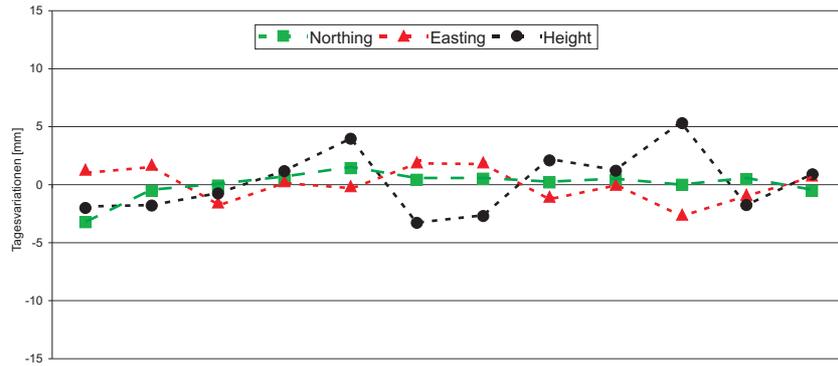


Abbildung 9-1: Tagesvariationen der Positionsbestimmung von VER1 in SCAR2003

Im Gegensatz zu den in Abbildung 9-3 veranschaulichten Ergebnissen (Zeitbasis: 6 Jahre), welche die Höhenkomponente betreffen, kann für die Relativbewegungen der horizontalen Lage der Station VER1, die in Abbildung 9-2 dargestellt sind, ein deutlicher Trend bzgl. der festgehaltenen Station OHIG von ca. 1.3 cm/a in südwestlicher Richtung festgestellt werden. Bei der Interpretation der Ergebnisse müssen somit sowohl die unterschiedlichen Genauigkeitssituationen (große Symbole, schlechte Genauigkeit) als auch Einflüsse wie z.B. Stationsverlegung beachtet werden.

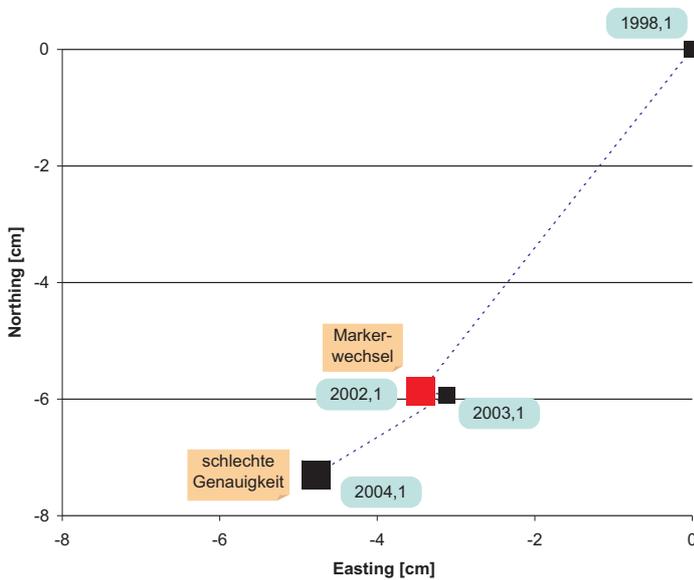


Abbildung 9-2: Bewegungsverhalten der Lagekomponente der Station VER1

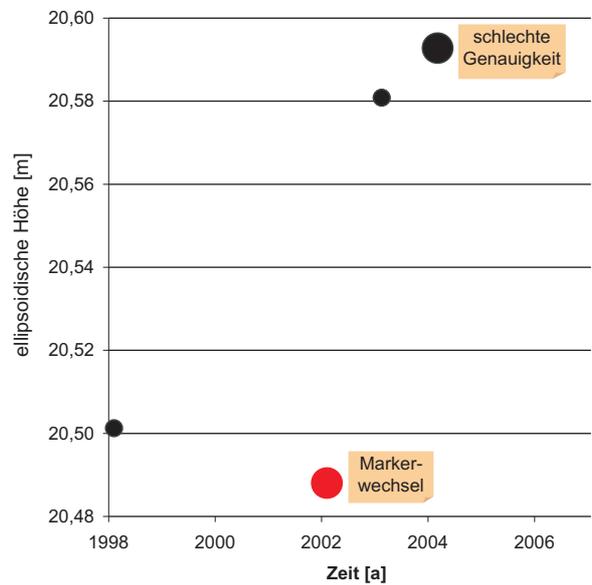


Abbildung 9-3: Bewegungsverhalten der Höhenkomponente der Station VER1

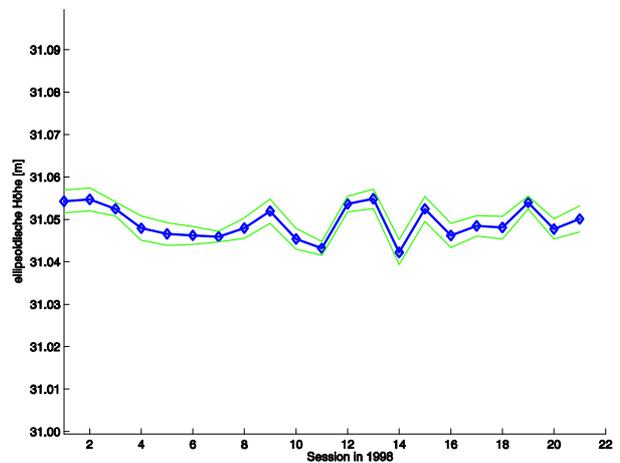
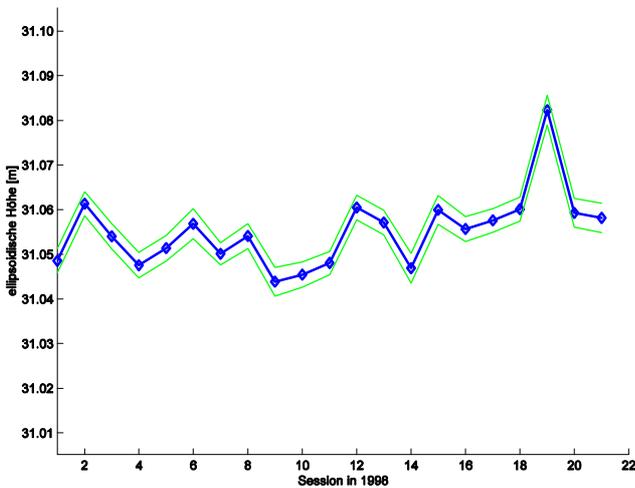


Abbildung 9-4: Sessionvariationen der Höhenkomponente der Station OHG1
links: Standardauswertung; rechts: Angepasste, verbesserte Strategie

In Abbildung 9-4 - Abbildung 9-6 sind ausgewählte, repräsentative Zeitreihen (SCAR98-Netzlösung) einzelner Stationen (*OHGI*, *PRAI*, *VERI*), die sowohl unter Verwendung von Standardauswertetechniken als auch unter Verwendung der entwickelten optimierten Auswertestrategie erhalten werden, dargestellt. Die wichtigsten Charakteristika der optimierten Auswertestrategie sind in Tabelle 9-1 aufgeführt.

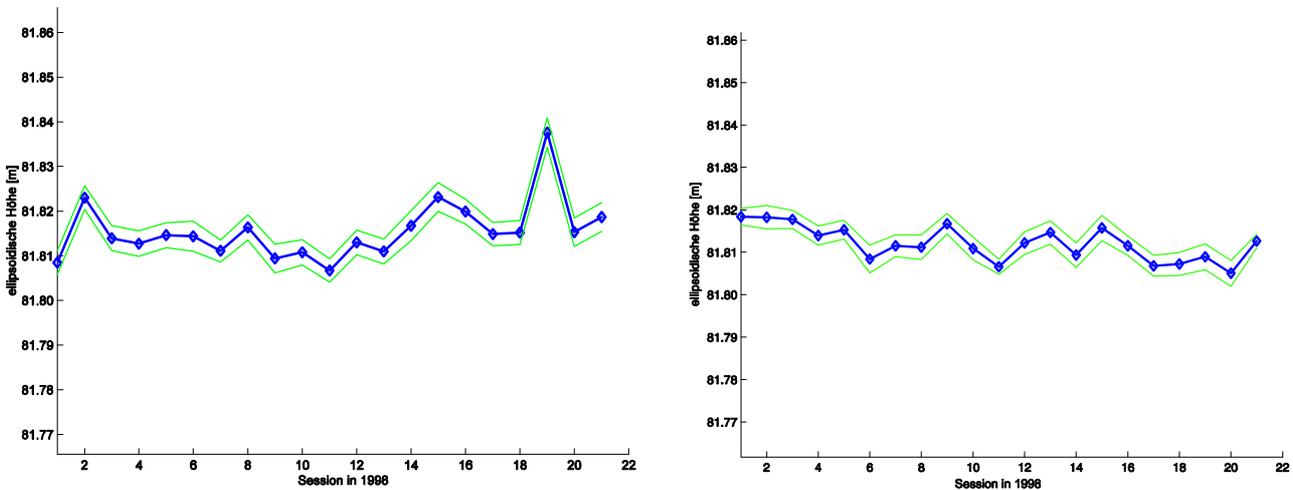


Abbildung 9-5 Sessionvariationen der Höhenkomponente der Station *PRAI*
links: Standardauswertung; rechts: Angepasste, verbesserte Strategie

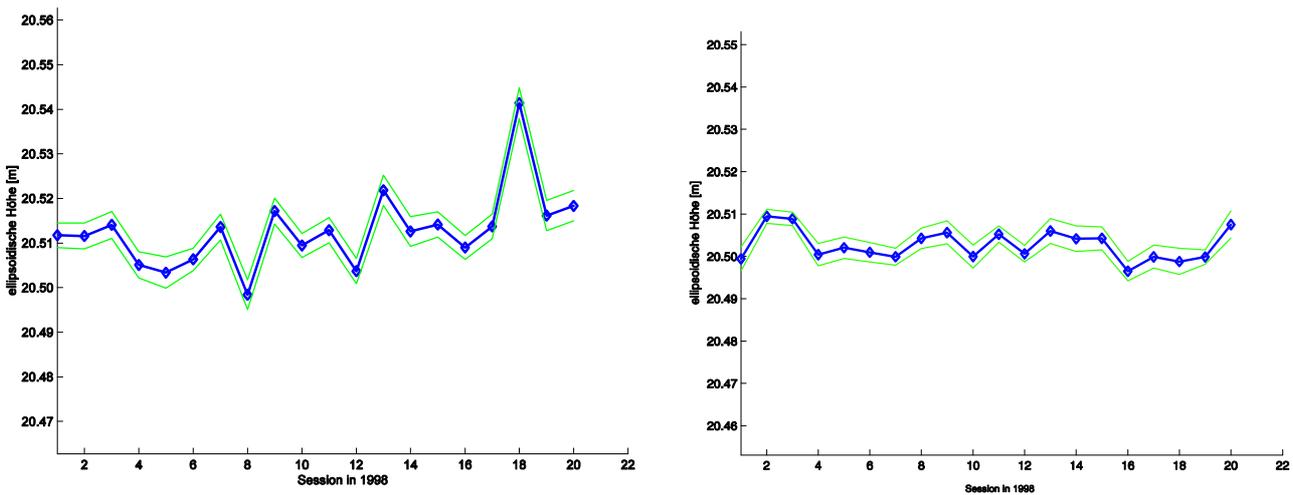


Abbildung 9-6: Sessionvariationen der Höhenkomponente der Station *VERI*
links: Standardauswertung; rechts: Angepasste, verbesserte Strategie

Tabelle 9-1: Ausgewählte Auswertecharakteristika

Auswerteparameter	Handhabung
Bahninformation	IGS-Bahndaten
Mehrdeutigkeitslösung	QIF-Strategie
Stochastisches Modell	Stationsabhängige und kampagnenspezifische Modellierung basierend auf der Signalstärke
Ionosphärenmodellierung	Lokales Modell
Neutrosphärenmodellierung	Standardatmosphären-basiertes Prädiktionsmodell, stationsspezifische stückweise konstante Zusatzparameter (3 h) ohne horizontale neutrosphärische Gradienten
Elevationswinkel	10°

Deutlich zu erkennen sind die ruhigeren Verläufe der basierend auf verbesserten und an die Bedingungen des Untersuchungsgebiets angepassten Strategien bestimmten Sessionzeitreihen zu erkennen, daraus ergeben sich i.d.R. signifikant bessere Wiederholbarkeiten. Dies wird stellvertretend für die SCAR98-Kampagne in Abbildung 9-7 dargestellt.

Hinsichtlich der südlich gelegenen Station *FOS1* ist festzustellen, dass durch die Anwendung der erarbeiteten Auswertestrategie eine Verschlechterung der Genauigkeitssituation resultiert. Dies gilt jedoch nicht für alle südlichen Halbinselstationen (z.B. *ROTI*), wodurch geographische Abhängigkeiten in der funktionalen Modellbildung ausgeschlossen werden können und stationsabhängige Einflussfaktoren wie bspw. Antennenwechsel oder langperiodische Mehrweegeffekte als Ausschlag gebend vermutet werden können.

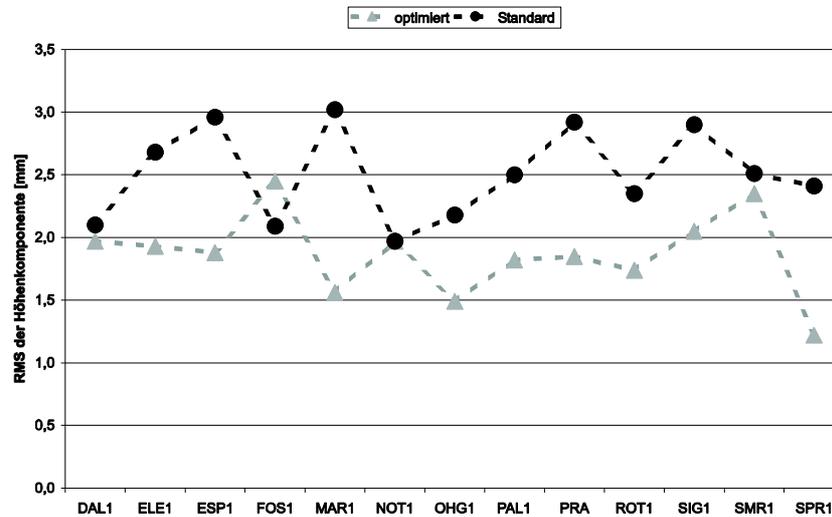


Abbildung 9-7: Wiederholbarkeiten ausgewählter Stationen der SCAR98-Kampagne; Standard- und optimierte Auswertestrategie im Vergleich

Neben der Beeinflussung der Genauigkeitssituation sind ebenso geringe, jedoch systematische Änderungen der Höhenkoordinaten detektierbar. I.d.R. liegen die Differenzbeträge unter 1 cm. Dabei werden die Höhen der nördlichen (südlichen) Stationen durch die Anwendung der angepassten Auswertestrategie größer (kleiner). Somit spiegelt sich hier u.a. der Einfluss der in Kapitel 8 ausgeführten neutrosphärischen Modellbildung wider.

Die hier stellvertretend dargestellten Ergebnisse der SCAR98-Kampagne werden durch verbesserte Auswerteergebnisse in den weiteren analysierten SCAR-Kampagnen bestätigt.

Somit stehen die zur Durchführung einer geodätischen Deformationsanalyse notwendigen Daten (Koordinaten, Kovarianzmatrizen) zur Verfügung. Die im Folgenden präsentierten ausgewählten Analysen basieren im Speziellen auf den SCAR-Epochen der Jahre 1995, 1996 und 1998, die v.a. im Bereich der Bransfield Strait durch Kampagnen kleineren Umfangs gestützt werden.

Nach (MILEV 1973) muss ein Netz, um Deformationen aufdecken zu können, Stütz- und Objektpunkte besitzen. Stützpunkte (Stabilpunkte) sind keinen Bewegungen unterworfen und können deshalb als unbeweglich angesehen werden. Die Koordinaten der Objektpunkte hingegen können sich relativ zu den Stützpunkten im Verlauf des Bearbeitungszeitraums ändern. Ein Hauptproblem der koordinatenbezogenen geodätischen Deformationsanalyse besteht somit darin, mittels geeigneter, das Bewegungsverhalten aller Netzpunkte betreffender Vorinformationen vor der eigentlichen Deformationsanalyse eine Einteilung in Stütz- und Objektpunkte vorzunehmen. Dies kann bspw. tektonisch motiviert erfolgen oder auf Basis von sog. Einzelpunkttests.

Unter Verwendung von Einzelpunkttests können u.a. höhen- oder lagebezogene sowie dreidimensionale Sensitivitätsniveaus festgelegt werden, dafür durchläuft jeder Punkt jeder Kampagne das folgende Testszenario: Hypothetisch wird angenommen, dass alle Netzpunkte mit Ausnahme des zu testenden Einzelpunkts keinen Bewegungen unterliegen, wodurch, in Abhängigkeit von einer Teststatistik (z.B. Irrtumswahrscheinlichkeit: $\alpha = 5\%$, Güte: $\beta = 80\%$) untersucht werden kann, wie groß die Bewegung des Einzelpunktes sein muss, damit sie aufgedeckt werden kann. Ebenso können für jede Station zwischen zwei Beobachtungskampagnen Einzelpunkttests durchgeführt werden, um bspw. die tektonisch motivierte Punktzuordnung zu Blöcken überprüfen zu können. Dieses Hilfsmittel wurde auch im Rahmen der vorliegenden Arbeit genutzt, um die in Kapitel 2 vorgenommene Blockeinteilung zu überprüfen.

Durch die im Folgenden beschriebenen geodätischen Deformationsanalysen, die basierend auf den Koordinaten und Kovarianzmatrizen der Auswertungen durchgeführt werden, die unter Verwendung der in den Kapiteln 4 - 8 beschriebenen, angepassten Auswertestrategie ermittelt wurden, können somit bspw. Untersuchungen vergleichend zu MAYER ET AL. (2000b) ausgeführt werden, dabei erfolgt eine Aufspaltung der dreidimensionalen Punktinformation

unter strenger Fehlerfortpflanzung in einen Lage- und einen Höhenanteil. Hierbei verbleiben die Ergebnisse, die die Lagekomponente betreffen, ohne signifikante Variationen, dies gilt sowohl für die Beträge der horizontalen Punkt-bewegungen als auch für die statistischen Tests bzw. für die Konfidenzellipsen. Somit können trotz einer alternativen Datenverarbeitungsstrategie die durch MAYER ET AL. (2000b) für den Bereich der Antarktischen Halbinsel gegebenen, in Kapitel 2 beschriebenen horizontalen Bewegungsdaten weiterhin als gültig angenommen werden, siehe hierzu bspw. Abbildung 2-3. Im Gegensatz dazu sind im Rahmen der Auswertung der verfügbaren GPS-Daten genauere und zuverlässigere Schätzungen der Höhenkomponente erzielt worden. Die Genauigkeit der Höhenkomponente konnte dabei bspw. maximal um den Faktor 2 gesteigert werden, was nunmehr erstmals signifikante Aussagen (Konfidenzniveau: 95%) hinsichtlich des Bewegungsverhaltens der Höhenkomponente für diesen Bereich der Erde ermöglicht.

Im Folgenden wird aus den o.g. Gründen lediglich die Höhenkomponente betrachtet.

Dier ermittelten Sensitivitätsintervalle der Einzelpunkttests liegen i.d.R. im Bereich von ca. 7-9 mm. Die größte Ausdehnung des Sensitivitätsintervalls wird für $FOSI_{SCAR98}$ festgestellt und beträgt 11 mm.

Als mögliche sinnvolle Deformationsszenarien ergaben sich - basierend auf Einzelpunkttests und Anleihe nehmend bei der Blockeinteilung der horizontalen Deformationsanalyse (siehe Kapitel 2 bzw. 3) - die drei in Abbildung 9-8 - Abbildung 9-10 dargestellten Einteilungen.

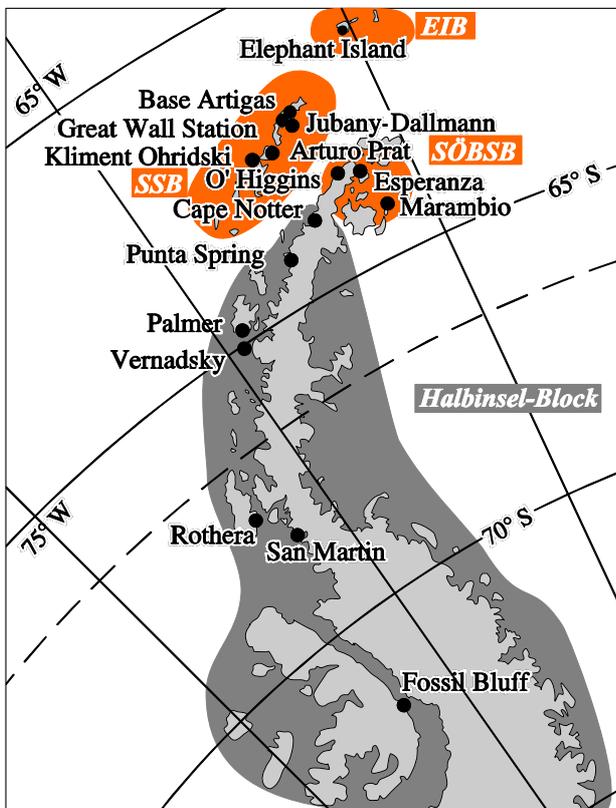


Abbildung 9-8: Deformationsszenario 1

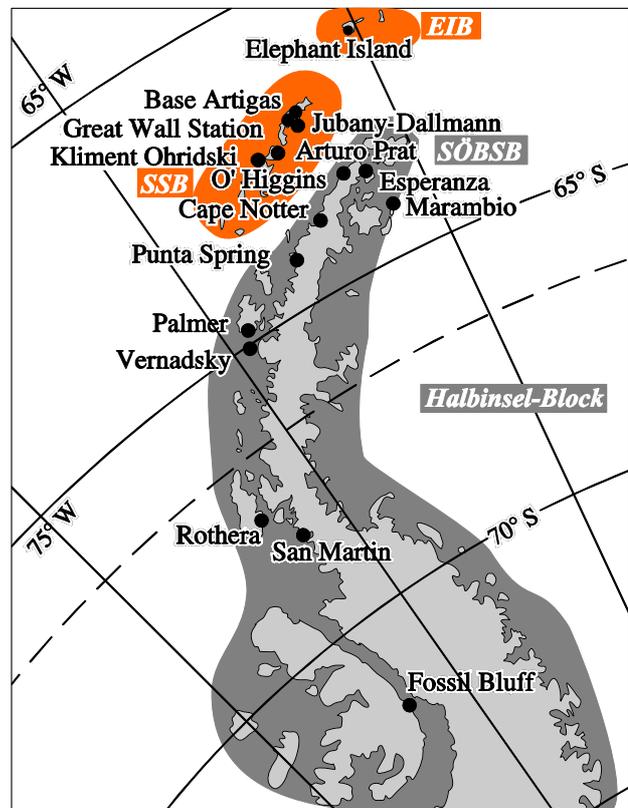


Abbildung 9-9: Deformationsszenario 2

Im Rahmen des Deformationsszenarios 1 wird der als stabil erachtete Halbinsel-Block (HIN) durch die Stationen $FOSI$, $SMR1$, $ROT1$, $VER1$, $Palmer$, $SPR1$ und $NOT1$ repräsentiert. Daneben bilden die südöstlich der Bransfield Strait (SÖBSB: $MAR1$, $ESP1$, $O'Higgins$) sowie die nordwestlich der Bransfield Strait (South-Shetland-Block: SSB) gelegenen Stationen eine tektonische Einheit. Weiterhin sind der Elephant-Insel- (EIB) sowie der South-Orkney-Insel-Block (SOIB) vorhanden. Hierfür werden die in Tabelle 9-2 dargestellten relativen jährlichen Höhenänderungen erhalten.

Es ist somit ein relatives Absinken der nördlichen GPS-Beobachtungsstationen gegenüber den südlichen festzustellen, ebenso eine relative Hebung des südöstlichen Teils der Bransfield Strait gegenüber der nordwestlichen um ca. 3 mm pro Jahr.

Tabelle 9-2: Relative, jährliche Höhenänderungen; Deformationsszenario 1; stabiler HIN-Block; Zeitbasis: 7 Jahre

Höhenänderung [mm/a]	Block	Mittlerer Konfidenzbereich [mm/a]
-6.0	SSB	±5.6
-3.1	SÖBSB	±5.4
-9.1	EIB	±8.2
-11.8	SSOB	±8.7

Werden der HIN-Block und der SÖBSB zusammengefasst und relative vertikale Bewegungen gegenüber den drei übrigen, unverändert beibehaltenen Blöcken betrachtet, so ergeben sich die in Tabelle 9-3 aufgeführten jährlichen Bewegungsraten, die ebenso plausibel erscheinen, wie die des Deformationsszenarios 1.

Tabelle 9-3: Relative, jährliche Höhenänderungen; Deformationsszenario 2; stabiler erweiterter HIN-Block; Zeitbasis: 7 Jahre

Höhenänderung [mm/a]	Block	Mittlerer Konfidenzbereich [mm/a]
-4.1	SSB	±5.9
-8.8	EIB	±8.3
-12.7	SSOB	±8.7

Da beide o.g. Deformationsszenarien im Bereich der Bransfield Strait auf Grund der tektonisch motivierten Blockbildung nicht gänzlich erklärbar sind, erscheint das mit Abbildung 9-10 gegebene Szenarios sinnvoller.

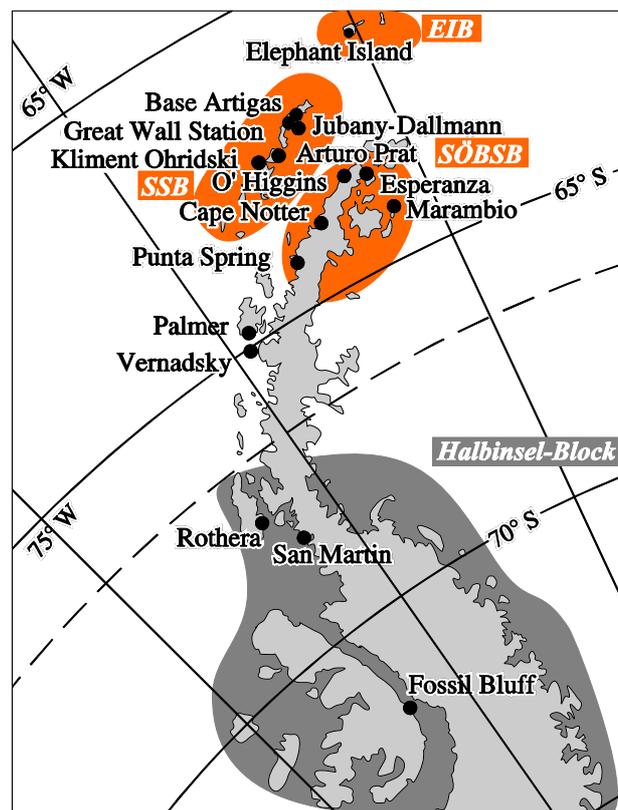


Abbildung 9-10: Deformationsszenario 3

Es trägt sowohl der aktiven Spreizbewegungen durch den Rücken der Bransfield Strait Rechnung, wodurch bspw. ein signifikant anderes Bewegungsverhalten des SÖBSB gegenüber dem HIN-Block zu erwarten ist. Ebenso erscheint ein, wie mit Deformationsszenario 1 angenommener, abrupter Übergang vom HIN-Block zum SÖBSB nicht angebracht. Deshalb werden die Stationen *Palmer* und *VERI* keinem Block zugeordnet, so dass ein Übergang zwischen HIN-Block und SÖBSB ermöglicht wird. Wird der HIN-Block lediglich durch die drei Stationen *FOSI*, *ROTI* und *SMRI* gebildet, so ergeben sich für die Stationen *Palmer* und *VERI* keine signifikanten Höhenänderungen. Die Anzahl an durchführbaren zuverlässigen geodätischen Deformationsanalysen (Block durch mind. zwei Stationen repräsentiert) reduziert sich jedoch drastisch um ca. 55%. Es ergeben sich die in Tabelle 9-4 aufgelisteten vertikalen jährlichen

Bewegungsraten, die somit ebenso die Zunahme der relativen Hebung des HIN-Blocks gegenüber den restlichen tektonischen Blöcken mit abnehmender Breite aufzeigen, wie die relative Hebung des SSB gegenüber dem SÖBSB um ca. 3.4 mm pro Jahr.

*Tabelle 9-4: Relative, jährliche Höhenänderungen; Deformationszenario 3;
stabiler reduzierter HIN-Block; Zeitbasis: 7 Jahre*

Höhenänderung [mm/a]	Block	Mittlerer Konfidenzbereich [mm/a]
-5.2	SÖBSB	±5.3
-2.1	SSB	±5.2
-7.7	EIB	±6.3
-10.0	SSOB	±6.7

10. Schluss und Ausblick

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde am Beispiel des im Bereich der Antarktischen Halbinsel angelegten Verdichtungsnetzes aufgezeigt, welche wichtigen Parameter beeinflussend oder limitierend auf GNSS-Beobachtungen wirken und deshalb zur Gewährleistung höchster Genauigkeits- und Zuverlässigkeitsansprüche bei GPS-Anwendungen im Rahmen von phasenbasierten differenziellen Post-Processing-Auswertungen Beachtung finden müssen. Im Speziellen wurden stations- und satellitenspezifische sowie die durch die Atmosphäre als Ausbreitungsmedium gegebenen Einflussfaktoren am Beispiel des Globalen Positionierungssystems GPS behandelt, um eine an die im Untersuchungsgebiet herrschenden Bedingungen angepasste und optimierte Auswertestrategie zu ermitteln. Angewandt wurde die erarbeitete Datenverarbeitungsstrategie mit dem Ziel hochgenaue Bewegungsraten für den Untersuchungsbereich zu bestimmen.

Die GPS-Datenbasis der anschließend mit einem minimalen Elevationswinkel von 10° ausgewerteten GPS-Beobachtungen wurde zu Beginn der Arbeit ebenso erläutert wie die im Untersuchungsgebiet vorherrschende tektonische Situation. Es war somit geologisch motiviert möglich, eine Zuordnung und Zusammenfassung von GPS-Beobachtungsstationen zu tektonischen Blöcken vorzunehmen.

Um Auswerteresultate zu erhalten, die höchsten Genauigkeitsansprüchen genügen, werden die unter Verwendung von geodätischen Zweifrequenz-Empfängern registrierten Beobachtungen mittels der Berner GPS-Software ausgewertet. Im Ausgleichsprozess sind die zu schätzenden Parameter Höhenkomponente, neutrosphärische Zusatzparameter, Empfängeruhrfehler und radiale Bahnposition stark untereinander und mit den verwendeten Antennenmodellen korreliert, wodurch ein fehlerhaftes oder unvollständiges funktionales Modell eines o.g. Parameters alle übrigen direkt beeinflusst. Diese GPS-spezifische Problematik ist durch Herabsetzung des minimalen Elevationswinkels unter 10° im Rahmen einer unter Verwendung von korrektem funktionalen und stochastischen Modell durchgeführten Auswertung reduzierbar. Im Anwendungsfall ist das Anhalten einer minimalen Elevation von $E < 10^\circ$ jedoch nicht möglich, da in manchen Beobachtungskampagnen und auf manchen Stationen lediglich Beobachtungsdaten bis $E = 10^\circ$ aufgezeichnet wurden und eine geodätische Deformationsanalyse basierend auf Ergebnissen von GPS-Auswertungen, die mit unterschiedlichen Werten für die minimale Elevation ausgeführt wurden, u.a. auf Grund der o.g. Korrelationsproblematik zur Detektion von Scheindeformationen führen kann. Eine sorgsame Behandlung der korrelierten Parameter ist somit unumgänglich. Die Nutzung von Modellen im Rahmen der GPS-Auswertung, die das räumliche und zeitliche Verhalten einzelner o.g., eigentlich auf Basis von GPS-Beobachtungen zu schätzenden Parameter beschreiben, kann prinzipiell zur Reduktion der Korrelation und damit zur Steigerung der Trennbarkeit, der Genauigkeit und der Zuverlässigkeit führen. Bspw. stellt der International GNSS Service (IGS) solche Produkte für Bahndaten oder für die Erdatmosphäre (Neutrosphäre, Ionosphäre) zur Verfügung. Ermittelt werden sie basierend auf kontinuierlich erfassten GPS-Beobachtungen eines ca. 350 Stationen umfassenden Netzes. Im Bereich der Antarktischen Halbinsel ist jedoch im Untersuchungszeitraum keine Station dauerhaft in Betrieb. Dies wirkt sich ebenso auf die Qualität der IGS-Produkte im Bereich der Antarktischen Halbinsel aus. Es wurde deshalb im Rahmen der vorliegenden Arbeit untersucht, inwieweit IGS-Produkte sinnvoll genutzt werden können.

Für die hochpräzisen Bahndaten des IGS konnte für das Untersuchungsgebiet – im Gegensatz bspw. zur IGS-Atmosphärenmodellierung – eine uneingeschränkte Verwendbarkeit festgestellt werden. Für die mit der Strategie zur Festsetzung der Phasenmehrdeutigkeiten korrelierte ionosphärische Modellbildung muss von einer Verwendung der IGS-Modelle abgeraten werden, da der IGS-Gültigkeitsbereich teilweise nicht das gesamte Untersuchungsgebiet beinhaltet. Hierzu wurde ein alternativer Auswerteansatz u.a. basierend auf der QIF-Strategie erarbeitet.

Hinsichtlich der Modellierung der GPS-Empfangsantennen wurden Untersuchungen zwischen absoluten und relativen Ansätzen durchgeführt. Es ergeben sich bessere Lösungen durch den theoretisch fundierteren absoluten Korrekturdatensatz. Dies konnte mittels einer Analyse basierend auf drei GPS-Empfangsantennen gleichen Typs belegt werden, für die sowohl die Ergebnisse von absoluten Individual- als auch von relativen Typkalibrierungen vorlagen. Abschließende Aussagen hierzu wären lediglich möglich, wenn alle verwendeten GPS-Antennen absolut kalibriert wären. Des Weiteren ist im Kontext der Antennenmodellierung künftig durch eine umfassende Modellierung der GPS-Sendeantennen und die damit verbundene Nutzung von bisher unberücksichtigten, blockspezifischen und elevationsabhängigen Korrekturmodellen eine weitere Steigerung der Genauigkeit sowie der Zuverlässigkeit zu erwarten.

Weiterhin kommt der Umgebung von GPS-Beobachtungsstationen eine wichtige Rolle bei der Bestimmung von hochgenauen Lösungen zu, die auch Thema aktueller Forschungsarbeiten ist. Hierbei sind im Besonderen Mehrwege- und Beugungseinflüsse zu nennen. Durch Mehrwegeeffekte und Beugungseinflüsse gestörte GPS-Beobachtungen können bei praktischen GPS-Messungen nie gänzlich ausgeschlossen werden. Zur Quantifizierung des Mehrwegeeffektes wurden Analysen durchgeführt, welche eine schwache Intensität dieser quasiperiodischen Fehler im Untersuchungsgebiet erbrachten. Durch die Anwendung einer im Rahmen der vorliegenden Arbeit entwickelten geeigneten stations-

abhängigen und kampagnenspezifischen S/NR-basierten Gewichtsfunktion werden die Einflüsse von Signalreflexionen und -beugungen reduziert, da dieser Einflussfaktor i.d.R. zu einer schlechteren Signalqualität führt und das S/NR ein sensitives Maß zur Beurteilung der Signalqualität darstellt. Die somit optimierte Auswertestrategie, welche in Abhängigkeit von Elevation und Azimut der registrierten Satellitensignale auf das stochastische Modell des Ausgleichsprozesses einwirkt, beeinflusst die Genauigkeit der geschätzten Parameter und steigert die Zuverlässigkeit. Hierbei sollte künftig die Verwendung von beobachtungsbezogenen anstatt kampagnenspezifischen Ansätzen zur Steigerung der Ergebnisqualität angestrebt werden. Ein solches Vorgehen kann im Gegensatz zur erarbeiteten angepassten Auswertestrategie neben Mehrwegeeffekten ebenso allen Einflussfaktoren Rechnung tragen, die auf die Signalqualität von GPS-Beobachtungen einwirken (z.B. Atmosphäre).

Die Atmosphäre als Ausbreitungsmedium analysierend wurde sowohl die Iono- als auch die Neutrosphäre bearbeitet. Im Kontext der Modellierung ionosphärischer Einflussfaktoren ist – wie oben erwähnt – die Nutzung globaler deterministischer Modelle im Untersuchungsgebiet nicht angebracht, so dass die Erzeugung lokal begrenzter Modelle sinnvoller erscheint. Wie aktuelle Forschungsarbeiten zeigen, können die erzielten Genauigkeiten durch eine umfangreichere und komplexere ionosphärische Modellbildung gesteigert werden. Wird bspw. die i.d.R. verwendete ionosphärenfreie Linearkombination zur Modellierung ionosphärischer Einflüsse herangezogen, so wird lediglich der ionosphärische Einfluss erster Ordnung eliminiert und der Einfluss von Termen höherer Ordnung reduziert.

Die Modellierung des i.d.R. limitierenden Einflussfaktors Neutrosphäre besitzt u.a. auf Grund der verwendeten minimalen Elevation von 10° und der trockenen polaren Atmosphäre im Bereich der Antarktischen Halbinsel i.d.R. einen geringen Einfluss auf die geschätzten Parameter, da alle untersuchten Prädiktionsmodelle zur Kompensation des Einflusses der elektrisch neutralen Atmosphäre hinsichtlich ihrer Effektivität und Richtigkeit nahezu identisch sind; dies konnte im Rahmen der vorliegenden Arbeit basierend auf vergleichenden Analysen gezeigt werden. Repräsentative zenitale Vergleichswerte konnten mit Hilfe von Wettermodelldaten des National Center for Environmental Prediction/NOAA CIRES AMIP-II DOE Reanalysis sowohl mittels numerischer Integration als auch durch Bestimmung einzelner meteorologischer Parameter wie z.B. Oberflächenmeteorologie, Temperatur- oder Wasserdampfdruckgradient erhalten werden. Um die hinsichtlich der neutrosphärischen Laufzeitverzögerung durchgeführten Untersuchungen zu komplettieren, sollten vergleichende Analysen unter Einbeziehung der ebenfalls Wettermodell-basierten Vienna Mapping-Funktion durchgeführt werden. Da für diese Abbildungsfunktion i.d.R. Wettermodelldaten des ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) verwendet werden, sind des Weiteren Vergleiche hinsichtlich der Datenqualität der beiden o.g. Wettermodelle sinnvoll.

Unter Beachtung und sorgfältiger Modellierung der o.g. Einflussfaktoren konnte abschließend v.a. gestützt auf SCAR-Beobachtungskampagnen, jedoch ebenfalls basierend auf GPS-Permanentstationen, eine zuverlässige und genaue Koordinatenbestimmung durchgeführt werden. Die ermittelten Kampagnenlösungen bilden die Grundlage einer Deformationsanalyse, welche erstmalig schwach signifikante vertikale Relativbewegungen für diesen Bereich der Erde liefert. Inwieweit diese relativen Hebungen der SO-Bransfield-Strait gegenüber der NW-Bransfield-Strait über einen größeren Zeitraum bestätigt werden können bzw. auch in Wintermonaten repräsentativ sind, kann bspw. mittels Analysen des Bewegungsverhaltens von neu eingerichteten IGS-Permantstationen erfolgen.

Die mit dieser Arbeit vorliegende verbesserte Bestimmung (Genauigkeit, Zuverlässigkeit) des Bewegungsverhaltens im Gebiet der Antarktischen Halbinsel und im Speziellen im tektonisch hochaktiven Bereich der Bransfield Strait ist bspw. für die Ermittlung von Meeresspiegelschwankungen und nacheiszeitlichen Ausgleichsbewegungen von großer Bedeutung und kann ebenso zur Bestimmung von hochauflösenden Gelände- oder Geoidmodellen beitragen.

Gesichertere Aussagen hinsichtlich der bestimmten Relativbewegungen sind nur durch eine weitere Großkampagne möglich. Dies würde auch die Nutzung von vorhandenem, bisher ungenutztem Beobachtungsmaterial aus Niedrig-elevationen ($E < 10^\circ$) ermöglichen und somit gleichzeitig zur Dekorrelation bspw. der Neutrosphärenmodellierung und den geschätzten Stationshöhen beitragen; jedoch nur bei gleichzeitiger korrekter Handhabung aller anderen, die horizontnah erfassten GPS-Signale beeinflussenden Faktoren (z.B. Empfangsantennenmodell, Mehrwegeeffekt). Im Rahmen solcher Kampagnen sollte simultan zu GPS-Beobachtungen auf die repräsentative und gut aufgelöste Registrierung von meteorologischer Zusatzinformation geachtet werden. Bei anschließenden künftigen GPS-Auswertungen sollte zusätzlich zu den innerhalb der vorliegenden Arbeit untersuchten Faktoren der Einfluss atmosphärischer Auflastzeiten Berücksichtigung finden.

Im Rahmen einer solchen in der Zukunft durchgeführten GNSS-Kampagne könnte von Modifikationen des GPS sowie der Etablierung des Europäischen Navigationssystems GALILEO profitiert werden. Durch beide GNSS-Erweiterungen wird v.a. ein Einfluss auf die Quantität und die Qualität von verfügbaren GNSS-Beobachtungen ausgeübt. Es wird erwartet, dass sich daraus bspw. eine verbesserte atmosphärische Modellbildung ergibt und eine Reduktion des Einflusses

von Mehrwegeeffekten möglich wird. Ebenso wird eine Auswirkung auf die zur Anwendung kommende Auswertetechnik (z.B. IGS-Produkte, Festsetzung der Phasenmehrdeutigkeiten, Linearkombinationen) erwartet.

Der IGS stellt aktuell Produkte zur Verfügung, die bspw. auf Grund von Veränderungen der angewandten Auswertestrategie keine gleichbleibend gute Qualität im Untersuchungszeitraum aufweisen. Künftig sollen jedoch durch Reprozessierung von verfügbaren IGS-Beobachtungsdaten qualitativ homogene und hochwertige IGS-Produkte erzeugt werden. Aktuelle Forschungsarbeiten belegen, dass dadurch die Zuverlässigkeit von GPS-Auswertungen, die diese Produkte nutzen, deutlich gesteigert werden kann.

Bei den bislang im Bereich der Antarktischen Halbinsel durchgeführten deformationsanalytischen Betrachtungen wird angenommen, dass alle einer tektonischen Einheit zugeordneten GPS-Stationen sowohl die für den jeweiligen Block typischen Bewegungen repräsentativ wiedergeben und somit weiterhin keine signifikanten Relativbewegungen innerhalb einer tektonischen Mikroplatte vorliegen. Zur Verifikation dieser Annahme erscheint der Einsatz von interferometrischem SAR (Synthetic Aperture Radar) sinnvoll, da u.a. großräumige Aussagen hinsichtlich der Blockstabilität getroffen werden könnten.

11. Literaturverzeichnis

- AGREN, J. (1997): *Problems regarding the estimation of tropospheric parameters in connection with the determination of new points in SWEREF 93*. In: GUBLER, E. UND H. HORNIK (Hrsg.): *Reports of the EUREF Technical Working Group*. Veröffentlichung der Bayerischen Kommission für die Internationale Erdmessung der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, Heft 58, S. 74-81.
- ALBER, C., R.H. WARE, C.R. ROCKEN UND F.S. SOLHEIM (1997): *GPS surveying with 1 mm precision using corrections for atmospheric slant path delay*. *Geophysical Research Letters* (24) 15/1997, S. 1859-1862.
- ALTAMIMI Z., P. SILLARD UND C. BOUCHER (2002): *ITRF2000: A New Release of the International Terrestrial Reference Frame for Earth Science Applications*. *Journal of Geophysical Research* (107) B10/2002, S. 2214-2233. (doi:10.1029/2001JB000561).
- ALTSHULER, E.E. UND P.M. KALAGHAN (1974): *Tropospheric range error corrections for the NAVSTAR system*. Interim scientific report, Air Force Cambridge Research Laboratories, Bedford, Massachusetts, USA, Technical Report 74-0198.
- AONASHI, K., Y. SHOJI, R. ICHIKAWA UND H. HANADO (2000): *Estimation of PWC gradients over the Kanto Plain using GPS data: Validation and possible meteorological implications*. *Earth Planets Space* (52) 11/2000, S. 907-912.
- APARICIO, M., P. BRODIE, L. DOYLE, J. RAJAN UND P. TORRIONE (1996): *GPS satellite payload*. In: Parkinson, B.W. und J.J. Spilker (Hrsg.): *Global Positioning System: Theory and applications*. Band 1, Progress in Astronautics and Aeronautics (163) S. 209-244.
- ASKNE, J. UND H. NORDIUS (1987): *Estimation of tropospheric delay for microwaves from surface weather data*. *Radio Science* (22) 3/1987, S. 379-386.
- AXELRAD, P., C. COMP UND P. MACDORAN (1994): *Use of the signal-to-noise ratio für multipath error correction in GPS differential phase measurements: Methodology and experimental results*. Proceedings, 7th International Technical Meeting of the Satellite Division of the Institute of Navigation (ION GPS 1994), Salt Lake City, Utah, USA, S. 655-666.
- BABY, H.B., P. GOLÉ UND J. LAVERGNAT (1988): *A model for the tropospheric excess path length of radio waves from surface meteorological measurements*. *Radio Science* (23) 6/1988, S. 1023-1038.
- BADC (2002): *Help file: Radiosonde data*. British Atmospheric Data Center, Natural Environment Research Council. Quelle: <http://badc.nerc.ac.uk/data/radiosglobe/radhelp.html>.
- BAR-SEVER, Y.E., P.M. KROGER UND J.A. BÖRJESSON (1998): *Estimating horizontal gradients of tropospheric path delay with a single GPS receiver*. *Journal of Geophysical Research* (103) B3/1998, S. 5019-5035.
- BARKER, P. UND L. LAWVER (1988): *South American-Antarctic plate motions over the past 50 Myr, and the evolution of the South American-Antarctic ridge*. *Geophysical Journal* (94) S. 377-386.
- BARREL, H. UND J.E. SEARS (1939): *The refraction and dispersion of air for the visible spectrum*. *Philosophical Transactions of the Royal Society London, Band A* 238 (1), S. 6-62.
- BAUER, M. (2002): *Vermessung und Ortung mit Satelliten: GPS und andere satellitengestützte Navigationssysteme*. 5., neu bearbeitete und erweiterte Auflage, Herbert Wichmann Verlag, Heidelberg.
- BAUERSIMA, I. (1983): *NAVSTAR/Global Positioning System (GPS) II, Radiointerferometrische Satellitenbeobachtungen*. Mitteilungen der Satellitenbeobachtungsstation Zimmerwald, Nr. 10, Astronomisches Institut, Universität Bern, Schweiz.
- BEAN, B.R. UND G.D. THAYER (1959): *Models of the atmospheric radio refractive index*. Proceedings, Insitute of Radio Engineers (47) Mai/1959, S. 740-755.
- BEAN, B.R. UND E.J. DUTTON (1966): *Radio meteorology*. National Bureau of Standards, US Department of Commerce, Monograph 92, Washington, DC, USA.
- BEAN, B.R., B.A. CAHOON, C.A. SAMSON UND G.D. THAYER (1966): *A world-wide atlas of atmospheric radio refractivity index*. US Environmental Science Service Administration, Monograph 1, United States Government Printing Office, Washington DC, USA.
- BERG, H. (1948): *Allgemeine Meteorologie*. Dümmler Verlag, Bonn.
- BERMAN, A.L. (1976): *The prediction of zenith range refraction from surface measurements of meteorological parameters*. Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, Kalifornien, USA, National Aeronautics and Space Administration, Technical Report 32-1602.
- BEUTLER, G. (1998): *The role of GPS in space geodesy*. In: TEUNISSEN, P.J.G. UND A. KLEUSBERG (Hrsg.): *GPS for geodesy*. 2. Auflage, Springer Verlag, Berlin, S. 625-650.

- BEUTLER, G., I. BAUERSIMA, W. GURTNER, M. ROTHACHER, T. SCHILDKNECHT UND A. GEIGER (1988): *Atmospheric refraction and other important biases in GPS carrier phase observations*. In: BRUNNER, F.K. (Hrsg.): *Atmospheric effects on geodetic space measurements*. Monograph 12, School of Surveying, University of New South Wales, Australien, S. 15-43.
- BEUTLER, G., I. BAUERSIMA, S. BOTTON, W. GURTNER, M. ROTHACHER, T. SCHILDKNECHT UND A. GEIGER (1989): *Accuracy and biases in the geodetic application of the Global Positioning System*. Manuscripta Geodaetica (14) S. 28-35.
- BEUTLER, G., W. GURTNER, M. ROTHACHER, U. WILD UND E. FREI (1990): *Relative static positioning with the global positioning system: Basic technical considerations*. In: BOCK, Y. UND N. LEPPARD (Hrsg.): *Global positioning system: An overview*. Proceedings, IAG 125th anniversary General Meeting, 7.-8. August 1989, Edinburgh, Schottland, International Association of Geodesy Symposia, Symposium Nr. 102, Springer Verlag, New York, S. 1-23.
- BEVIS, M., S. BUSINGER, T.A. HERRING, C.R. ROCKEN, R.A. ANTHES UND R.H. WARE (1992): *GPS meteorology: Remote sensing of atmospheric water vapor using the Global Positioning System*. Journal of Geophysical Research (97) D14/1992, S. 15787-15801.
- BEVIS, M., S. BUSINGER, S.R. CHISWELL, T.A. HERRING, R.A. ANTHES, C.R. ROCKEN UND R.H. WARE (1994): *GPS meteorology: Mapping zenith wet delays onto precipitable water*. Journal of Applied Meteorology (33) 3/1994, S. 379-386.
- BIRCH, K.P. UND M.J. DOWNS (1989): *Error sources in the determination of the refractive index of air*. Applied Optics (28) 5/1989, S. 825-826.
- BIRD, P. (2003): *An updated digital model of plate boundaries*. Geochemistry Geophysics Geosystems (4) 3/2003, 1027, doi:10.1029/2001GC000252.
- BIRNBAUM, G. UND S.K. CHATTERJEE (1952): *The dielectric constants of water vapour in the microwave region*. Journal of Applied Physics (23), S. 220-223.
- BLACK, H. D. (1978): *An easily implemented algorithm for the tropospheric range correction*. Journal of Geophysical Research (83) B4/1978, S. 1825-1828.
- BLACK, H.D. UND A. EISNER (1984): *Correcting satellite Doppler data for tropospheric effects*. Journal of Geophysical Research (89) D2/1984, S. 2616-2626.
- BLOMENHOFER, H. (1996): *Untersuchungen zu hochpräzisen kinematischen DGPS-Echtzeitverfahren mit besonderer Berücksichtigung atmosphärischer Fehler- einflüsse*. Schriftenreihe, Studiengang Vermessungswesen, Universität der Bundeswehr München, Heft 51.
- BOCK, O. UND E. DOERFLINGER (2000): *Atmospheric processing methods for high accuracy positioning with the Global Positioning System*. European Co-operation in the field of Scientific and Technical Research (COST) Action 716 Workshop, *Towards Operational GPS Meteorology*, 10.-12. Juli 2000, Oslo, Norwegen.
- BOCK, Y., S.A. GOUREVITCH, C.C. COUNSELMAN, R.W. KING UND R.I. ABBOT (1986): *Interferometric analysis of GPS phase observations*. Manuscripta Geodaetica (11) S. 282-288.
- BÖDER, V., F. MENGE, G. SEEGER, G. WÜBBENA UND M. SCHMITZ (2001): *How to deal with station dependent errors - new developments of the absolute field calibration of PCV and phase-multipath with a precise robot*. Proceedings, 14th International Technical Meeting of the Satellite Division of the U.S. Institute of Navigation (ION GPS 2001), 11.-14. September 2001, Salt Lake City, Utah, USA, S. 2166-2176.
- BÖHM, J. (2004): *Troposphärische Laufzeitverzögerungen in der VLBI*. Geowissenschaftliche Mitteilungen Heft Nr. 68, Veröffentlichung des Instituts für Geodäsie und Geophysik, Schriftenreihe der Studienrichtung Vermessung und Geoinformation, Technische Universität Wien, Österreich.
- BONA, P. UND C.C.J.M. TIBERIUS (2000): *An experimental comparison of noise characteristics of seven high-end dual frequency GPS receiver-sets*. Proceedings, Institute of Electrical and Electronics Engineers, Inc. (IEEE), Position Location and Navigation Symposium, 13.-16. März 2000, San Diego, Kalifornien, USA, S. 237-244.
- BOSY, J., M. FIGURSKI UND P. WIELGOSZ (2003): *A strategy für GPS data processing in a precise local network during high solar activity*. GPS Solutions (7) 2/2003, S. 120-129. DOI: 10.1007/s10291-003-0052-8.
- BRAUN, J. UND C.R. ROCKEN (1995): *Vertical height errors when mixing Trimble 4000 SST and Trimble 4000 SSE observations*. Quelle: http://www.unavco.ucar.edu/science_tech/publications.
- BRAUN, J., C.R. ROCKEN UND R. WARE (2001): *Validation of line-of-sight water vapor measurements with GPS*. Radio Science (36) 3/2001, S. 459-472.
- BRAUN, J., C.R. ROCKEN UND J. LILJEGREN (2003): *Comparisons of line-of-sight water vapor observations using the global positioning system and a pointing microwave radiometer*. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology (20) Mai/2003, S. 606-612.

- BREUER, B., J. CAMPBELL, B. GÖRRES, J. HAWIG UND R. WOHLLEBEN (1995): *Kalibrierung von GPS-Antennen für hochgenaue geodätische Anwendungen*. Zeitschrift für satellitengestützte Positionierung, Navigation und Kommunikation (4) 2/1995, S. 49-59.
- BRILLOUIN, B.L. (1960): *Wave propagation and group velocity*. Academic Press, New York, S. 113-124.
- BRITISH ANTARCTIC SURVEY (1991): *The Geology of Antarctica*. Clarendon Press, Oxford, 1991.
- BROCKMANN, E. (1999): *Antennenkalibrierung am Bundesamt für Landestopographie (Schweiz): Stabilität der Kalibrierung über längere Zeiträume*. In: CAMPBELL, J. UND B. GÖRRES (Hrsg.): *Workshop zur Festlegung des Phasenzentrums von GPS-Antennen*. 28. April 1999, Geodätisches Institut, Universität Bonn.
- BROCKMANN, E., G. BEUTLER, W. GURTNER, M. ROTHACHER, T. SPRINGER UND L. MERVART (1993): *Solutions using European GPS observations produced at the „Center of Orbit Determination Europe“ (CODE) during the 1992 IGS campaign*. In: BEUTLER, G. UND E. BROCKMANN (Hrsg.): *Proceedings of the 1993 IGS Workshop*. 25.-26. März 1993, Astronomisches Institut, Universität Bern, Schweiz, S. 251-260.
- BROWN, A UND VAN DIGGELEN, F. (1994): *Boundary layer tropospheric effects on airborne on-the-fly ambiguity resolution*. Proceedings, International Symposium on Kinematic Systems in Geodesy, Geomatics and Navigation, 30. August - 2. September 1994, Banff, Kanada, S. 99-108.
- BRUNNER, F.K. (1988): *Atmospheric effects on geodetic space measurements: A progress report*. In: BRUNNER, F.K. (Hrsg.): *Atmospheric effects on geodetic space measurements*. Monograph 12, School of Surveying, University of New South Wales, Australien, S. 1-13.
- BRUNNER, F.K. UND M. GU (1991): *An improved model for the dual frequency ionospheric correction of GPS observations*. Manuscripta Geodaetica (16) S. 205-214.
- BRUNNER, F.K. UND S. MCCLUSKEY (1991): *Tropospheric zenith delay parameters: How many should be estimated in GPS processing*. Australian Journal of Geodesy, Photogrammetry and Surveying (55) Dezember/1991, S. 67-75.
- BRUNNER, F.K. UND W.M. WELSCH (1993): *Effect of the troposphere on GPS measurements*. GPS World (4) Januar/1993, S. 42-52.
- BRUNNER, F.K. UND P. TREGONING (1994a): *Investigations of height repeatability from GPS measurements*. Australian Journal of Geodesy, Photogrammetry and Surveying (60) Juni/1994, S. 33-48.
- BRUNNER, F.K. UND P. TREGONING (1994b): *Tropospheric propagation effects in GPS height results using meteorological observations*. Australian Journal of Geodesy, Photogrammetry and Surveying (60) Juni/1994, S. 49-65.
- BÜRKI, B. UND H.G. KAHLE (1995): *Mikrowellen-Wasserdampf-Radiometrie für hochgenaue Messungen mit GPS*. Vermessung, Photogrammetrie und Kulturtechnik (44) 4/1995, S. 232-240.
- BUTSCH, F. (1997): *Elektromagnetische Störungen bei GPS*. Allgemeine Vermessungsnachrichten (104) 5/1997, S. 178-183.
- BUTSCH, F. UND A. KIPKA (2004): *Die Bedeutung des Signal- zu Rauschleistungsverhältnisses und verwandter Parameter für die Messgenauigkeit bei GPS*. Allgemeine Vermessungsnachrichten (111) 2/2004, S.46-55.
- BYUN, S.H., G.A. HAJI UND L.E. YOUNG (2002): *GPS signal multipath - a software simulator*. GPS World (13) Juli/2002, S. 40-49.
- CAMPBELL, J. (1979): *Die Radiointerferometrie auf langen Basen als geodätisches Meßprinzip hoher Genauigkeit*. Deutsche Geodätische Kommission, Reihe C, Heft 254.
- CAMPBELL, J., B. GÖRRES, M. SIEMES, J. WIRSCH UND M. BECKER (2004): *Zur Genauigkeit der GPS Antennenkalibrierung auf der Grundlage von Labormessungen und deren Vergleich mit anderen Verfahren*. Allgemeine Vermessungsnachrichten (111) 1/2004, S. 2-11.
- CAMPBELL, W.H. (2003): *Introduction to geomagnetic fields*. 2. Auflage, Cambridge University Press, Cambridge, England.
- CHADWELL, C.D. (1995): *Investigations of stochastic models to improve the Global Positioning System satellite orbits*. Report No. 429, Ohio State University, Department of Geodetic Science and Surveying, Columbus, Ohio, USA.
- CHAO, C.C. (1972): *A model for tropospheric calibration from daily surface and radiosonde balloon measurements*. Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, Kalifornien, USA, JPL Technical Memorandum, S. 391-350.
- CHAO, C.C. (1973): *A new method to predict wet zenith range correction from surface measurements*. Technical Report 32-1526, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, Kalifornien, USA, S. 33-41.

- CHANG, C.C. (1995): *Monitoring of tide gauge heights in Western Europe by GPS*. PhD Thesis, University of Nottingham, England.
- CHEN, G. UND T.A. HERRING (1997): *Effects of atmospheric azimuthal asymmetry on the analysis of space geodetic data*. Journal of Geophysical Research (102) B9/1997, S. 20489-20502.
- CLAFLIN, E.S., S.C. WU UND G.M. RESCH (1978): *Microwave radiometer measurement of water vapor path delay: Data reduction techniques*. The Deep Space Network, Progress Report 42-48, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, Kalifornien, USA, S. 22-30. Quelle: http://tmo.jpl.nasa.gov/tmo/progress_report2/42-48/48G.PDF
- COCO, D.S. UND J.R. CLYNCH (1983): *The variability of the tropospheric range correction due to water vapor fluctuation*. Proceedings (Vol. 1), 3rd International Geodetic Symposium on Satellite Doppler Positioning, 8.-12. Februar 1983, Las Cruces, New Mexiko, USA, S. 475-495.
- CODE (2000): *No. 118: CODE TRP files*. Bernese Software Electronic Mail. Quelle: <ftp://ftp.unibe.ch/aiub/bswmail/>.
- COLLINS, P., R.B. LANGLEY UND J. LAMANCE (1996): *Limiting factors in tropospheric propagation delay error modelling for GPS airborne navigation*. Proceedings, Institute of Navigation 52nd Annual Meeting, 19.-21. Juni 1996, Cambridge, Massachusetts, USA., S. 519-528.
- COLLINS, P. UND R.B. LANGLEY (1997): *Estimating the residual tropospheric delay for airborne differential GPS positioning*. Proceedings, 10th International Technical Meeting of the Satellite Division of the Institute of Navigation (ION GPS-97), 16.-19. September 1997, Kansas City, Missouri, USA, S. 1197-1206.
- COLLINS, P. UND P. STEWART (1999): *GPS SNR observations*. Memorandum, Geodetic Research Laboratory, Department of Geodesy and Geomatics Engineering, University of New Brunswick, Kanada. Quelle: <http://gauss.gge.unb.ca/papers.pdf/SNR.memo.pdf>.
- CUCURULL, L. (2001): *On the use of Global Navigation Satellite (GNSS) signals in numerical weather prediction (NWP)*. Dissertation, Department of Astronomy and Meteorology, Universität Barcelona, Spanien. Quelle: ftp://ftp.ieec.fcr.es/ieec/gps/cucurull/lidia_thesis.pdf.
- CUCURULL, L. UND F.VANDENBERGHE (1999): *Comparison of PW estimated from MM5 and GPS data*. Proceedings, PSU/NCAR Mesoscale Model User's Workshop, Boulder, Colorado, USA. Quelle: ftp://ftp.ieec.fcr.es/ieec/gps/cucurull/mm5_poster_a4.ps
- CUCURULL, L., B. NAVASCUES, G. RUFFINI, P. ELOSEGUI, A. RIUS UND J. VILA (2000): *On the use of GPS to validate NWP systems: The HIRLAM model*. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology (17) 6/2000, S. 773-787. Quelle: ftp://ftp.ieec.fcr.es/ieec/gps/cucurull/v4_HIRLAM.pdf.
- DAVIES K. (1990): *Ionospheric radio*. Peter Peregrinus Ltd., London, England.
- DAVIS, J.L. (1986): *Atmospheric propagation effects on radio interferometry*. Scientific Report Nr. 1, Air Force Geophysics Laboratory, AFGL-TR-86-0243.
- DAVIS, J.L. UND T.A. HERRING (1984): *New atmospheric mapping function*. Center of Astrophysics, Cambridge, Massachusetts, USA.
- DAVIS, J.L., T.A. HERRING, I.I. SHAPIRO, A.E.E. ROGERS UND G. ELGERED (1985): *Geodesy by radio interferometry: Effects of atmospheric modeling errors on estimates of baseline length*. Radio Science (20) 6/1985, S. 1593-1607.
- DAVIS, J.L. G. ELGERED, A.E. NIELL UND C.E. KUEHN (1993): *Ground-based measurements of gradients in the „wet“ radio refractivity of air*. Radio Science (28) 6/1993, S. 1003-1018.
- DAVIS, R.S. (1992): *Equation for the determination of the density of moist air (1981/91)*. Metrologia (29) S. 67-70.
- DEICHL, K. (1969): *Methoden zur Bestimmung des mittleren Brechungsindex für die elektromagnetische Entfernungsmessung*. Deutsche Geodätische Kommission, Reihe C, Heft 139.
- DEICHL, K. (1984): *Der Brechungsindex für Licht und Mikrowellen*. Allgemeine Vermessungsnachrichten (91) 3/1984, S. 85-100.
- DIEMINGER, W. (1968): *Hohe Atmosphäre der Erde*. In: MURAWSKI, H. (Hrsg.): *Vom Erdkern bis zur Magnetosphäre*. Umschau-Verlag, Frankfurt am Main, S. 289-306.
- DIETRICH, R., R. DACH, G. ENGELHARDT, J. IHDE, W. KORTH, H. KUTTERER, K. LINDNER, M. MAYER, F. MENGE, H. MILLER, C.MÜLLER, W. NIEMEIER, J. PERLT, M. POHL, H. SALBACH, H.-W. SCHENKE, T. SCHÖNE, G. SEEGER, A. VEIT UND C. VÖLKSEN (2000): *Ergebnisse der SCAR GPS Kampagnen - ITRF-Koordinaten und Geschwindigkeiten*. In: DIETRICH, R. (Hrsg.): *Deutsche Beiträge zu GPS-Kampagnen des Scientific Committee on Antarctic Research (SCAR) 1995 - 1998*. Deutsche Geodätische Kommission, Reihe B, Heft Nr. 310, S. 11-20. Quelle: <http://www.tu-dresden.de/fghgipg/FGHGIPG/Forschung/downloads/gesamt.pdf>.

- DIETRICH, R., R. DACH, G. ENGELHARDT, J. IHDE, W. KORTH, H. KUTTERER, K. LINDNER, M. MAYER, F. MENGE, H. MILLER, C.MÜLLER, W. NIEMEIER, J. PERLT, M. POHL, H. SALBACH, H.-W. SCHENKE, T. SCHÖNE, G. SEEBER, A. VEIT UND C. VÖLKSEN (2001): *ITRF coordinates and plate velocities from repeated GPS campaigns in Antarctica - an analysis based on different individual solutions*. Journal of Geodesy (74) 11/12/2001, S. 756-766.
- DIETRICH, R., A. RÜLKE, J. IHDE, K. LINDNER, H. MILLER, W. NIEMEIER, H.-W. SCHENKE UND G. SEEBER (2004): *Plate kinematics and deformation status of the Antarctic Peninsula based on GPS*. Global and Planetary Change (42) 1-4/2004, S. 313-321.
- DIXON, T.H. UND S. KORNREICH WOLF (1989): *Some tests of wet tropospheric calibration for the CASA UNO Global Positioning System experiment*. Geophysical Research Letters (16).
- DODSON, A.H., P.J. SHARDLOW, L.C.M. HUBBARD, G. ELGERED UND P.O.J. JARLEMARK (1996): *Wet tropospheric effects on precise relative GPS height determination*. Journal of Geodesy (70) 4/1996, S. 188-202.
- DWD (2004): *Meteorologische Beobachtungssysteme*.
Quelle: <http://www.dwd.de/de/FundE/Analyse/Assimilation/beobachtungssysteme.html>.
- EANES, R. UND S. BETTADPUR (1995): *The CSR 3.0 global ocean tide model*. Center for Space Research, University of Texas, Technical Memorandum CSR-TM-95-06, Austin, Texas, USA.
- ECKERT V., M. COCARD UND A. GEIGER (1992a und 1992b): *COMEDIE - Collocation of meteorological data for interpretation and estimation of tropospheric pathdelay*. Eidgenössische Technische Hochschule Zürich, Institut für Geodäsie und Photogrammetrie, Bericht Nr. 194 und 195, Schweiz.
- EDLEN, B. (1953): *The dispersion of standard air*. Journal of the Optical Society of America (43) 5/1953, S. 339ff.
- EISBACHER, G.H. (1996): *Einführung in die Tektonik*. 2., neu bearbeitete Auflage, Enke-Verlag, Stuttgart.
- ELGERED, G. (1992): *Refraction in the troposphere*. In: DE MUNCK, J.C. UND T.A.T. SPOELSTRA (Hrsg.): *Symposium on Refraction of Transatmospheric Signals in Geodesy*. Netherlands Geodetic Commission, New Series, Nr. 36, S. 13-19, Delft, Niederlande.
- ELGERED, G. (1993): *Tropospheric radio-path delay from ground-based microwave radiometry*. In: JANSSEN, M.A. (Hrsg.): *Chapter 5 - Atmospheric remote sensing by microwave radiometry*. S. 215-258, John Wiley and Sons, Inc., New York.
- ELGERED, G. J.L. DAVIS, T.A. HERRING UND I.I. SHAPIRO (1991): *Geodesy by radio interferometry: Water vapor radiometry for estimation of the wet delay*. Journal of Geophysical Research (96) B4, April/1991, S. 6541-6555.
- EMARDSON, T.R., G. ELGERED UND J.M. JOHANSSON (1998): *Three months of continuous monitoring of atmospheric water vapor with a network of Global Positioning System receivers*. Journal of Geophysical Research (103) D2/1998, S. 1807-1820.
- EMARDSON, T.R. UND P.O.J. JARLEMARK (1999): *Atmospheric modelling in GPS analysis and its effect on the estimated geodetic parameters*. Journal of Geodesy (73) 6/1999, S. 322-331.
- EMARDSON, T.R. UND H.J.P. DERKS (2000): *On the relation between the wet delay and the integrated precipitable water vapor in the European atmosphere*. Meteorological Application (7) 1/2000, S. 61-68.
- EMARDSON, T.R. UND F.H. WEBB (2002): *Estimating the motion of atmospheric water vapor using the Global Positioning System*. GPS Solutions (6) 1-2/2002, S. 58-64.
- ESSA/NASA/USAF (1966): *U.S. standard atmosphere supplements, 1966*. Committee on Extension to the Standard Atmosphere. U.S. Government Printing Office, Washington, Washington DC, USA.
- ESSEN, L. (1953): *The refractive indices of water vapour, air, oxygen, nitrogen, hydrogen, deuterium and helium*. Proceedings of the Physical Society (London) (66), Section B, S. 189-193.
- ESSEN, L. UND K.D. FROOME (1951): *The refractive indices and dielectric constants of air and its principal constituents at 24000 Mc/s*. Proceedings of the Physical Society (64) S. 862-875.
- ESSEN, L. UND K.D. FROOME (1969): *The velocity of light and radio waves*. Academic Press, London.
- EULER, H.-J. UND B. SCHAFFRIN (1990): *On a measure for the discernibility between different ambiguity solutions in the static-kinematic case*. In: SCHWARZ, K.-P. UND G. LACHAPPELLE (Hrsg.): *Kinematic Systems in Geodesy, Surveying, and Remote Sensing*. Springer-Verlag, Berlin, S. 285-295.
- EULER, H.-J. UND C.C. GOAD (1991): *On optimal filtering of GPS dual frequency observations without using orbit information*. Bulletin Geodesique (65) S. 130-143.
- EVANS, A.G. (1986): *Comparison of GPS pseudorange and biased Doppler range measurements to demonstrate signal multipath effects*. Proceedings, 4th

- International Geodetic Symposium on Satellite Positioning, Austin, Texas, USA, S. 573-587.
- FANKHAUSER, S., G. BEUTLER UND M. ROTHACHER (1993): *Determination of earth rotation parameters using GPS: Experiments using two weeks of data from the 1992 IGS test campaign*. In: BEUTLER, G. UND E. BROCKMANN (Hrsg.): *Proceedings of the 1993 IGS Workshop*. 25.-26. März 1993, Astronomisches Institut, Universität Bern, Schweiz, S. 185-196.
- FELL, P.J. (1980): *Geodetic positioning using a Global Positioning System of satellites*. Ohio, State University, Department of Geodetic Sciences, Columbus, Ohio, USA, Vol. 299.
- FINN, A. UND J. MATTHEWMAN (1989): *A single frequency ionospheric refraction correction algorithm for TRANSIT and GPS*. Proceedings (Vol. 2), 5th International Geodetic Symposium on Satellite Positioning, Las Cruces, New Mexico, USA, 13.-17. März 1989, S. 737-756.
- FLEMING, E.L., S. CHANDRA, M.R. SCHOEBERL UND J.J. BARNET (1988): *Monthly mean global climatology of temperatur, wind, geopotential height and pressure for 0-120 km*. NASA, Technical Memorandum TM-100697. Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, USA.
- FRITSCH, M., R. DIETRICH, C. KNÖFEL, A. RÜLKE, S. VEY, M. ROTHACHER UND P. STEIGENBERGER (2005): *Impact of higher-order ionospheric terms on GPS estimates*. Geophysical Research Letters (32) 23/2005, L23311, doi:10.1029/2005GL024342.
- GARDNER, C.S. (1976): *Effects of horizontal refractivity gradients on the accuracy of laser ranging to satellites*. Radio Science (11) 12/1976, S. 1037-1044.
- GARDNER, C.S. (1977): *Corrections of laser tracking data for the effects of horizontal refractivity gradients*. Applied Optics (16) S. 2427-2432.
- GE, L. (2003): *Integration of GPS and radar interferometry*. GPS Solutions (7) 1/2003, S. 52-54.
- GE, L., S. HAN UND C. RIZOS (2002): *GPS multipath detection in permanent GPS stations*. Survey Review (36) No. 283, Januar/2002, S. 306-323.
- GE, L., S. HAN UND C. RIZOS (2000): *Multipath mitigation of continuous GPS measurements using an adaptive filter*. GPS Solutions (4) 2/2000, S. 19-30.
- GEIGER, A. (1988): *Einfluss und Bestimmung der Variabilität des Phasenzentrums von GPS-Antennen*. Mitteilungen Nr. 43, Institut für Geodäsie und Photogrammetrie, Eidgenössische Technische Hochschule Zürich, Schweiz.
- GENDT, G. UND G. BEUTLER (1995): *Consistency in the troposphere estimations using the IGS network*. In: GENDT, G. UND G. DICK (Hrsg.): *IGS special topics and new directions*. Workshop Proceedings, Potsdam, 15.-18. Mai 1995, S. 115-127.
- GENDT, G., G. DICK UND C. REIGBER (1995): *Das IGS-Analysezentrum am GFZ-Potsdam: Verarbeitungssystem und Ergebnisse*. Zeitschrift für Vermessungswesen (120) 9/1995, S. 438-448.
- GEORGIADOU Y. UND A. KLEUSBERG (1988): *On carrier signal multipath effects in relative GPS positioning*. Manuscripta Geodaetica (13) S. 172-179.
- GEORGIADOU, Y. UND K.D. DOUCET (1990): *The issue of Selective Availability*. GPS World (1) September-Oktober/1990, S. 53-56.
- GERVAISE, J., M. MAYOUD, G. BEUTLER UND W. GURTNER (1985): *Test of GPS on the CERN-LEP control network*. In: WELSCH, W.M. UND L.A. LAPINE (Hrsg.): *Proceedings of the Joint Meeting of FIG study group 5B and 5C on inertial, Doppler and GPS measurements for national and engineering survey*. München, 1.-3. Juli 1985. Schriftenreihe der Universität der Bundeswehr München, Band 20-2, S. 337-358.
- GIACOMO, P. (1982): *Equation for the determination of the density of moist air (1981)*. Metrologia (18) S. 33-40.
- GIANNIOU, M. (1996): *Genauigkeitssteigerungen bei kurzzeit-statischen und kinematischen Satellitenmessungen bis hin zur Echtzeitanwendung*. Deutsche Geodätische Kommission, Reihe C, Nr. 458.
- GHIDELLA, M.E., G. YANEZ, J.L. LABRECQUE (2002): *Revised tectonic implications for the magnetic anomalies of the western Weddell Sea*. Tectonophysics (347) 1/2002, S. 65-86.
- GOAD, C.C. (1985): *Precise relativ position determination using Global Positioning System carrier phase measurements in a nondifferenced mode*. Proceedings, 1st International Symposium on Precise Positioning with the Global Positioning System, 15.-19. April 1985, U.S. Department of Commerce, Rockville, Maryland, USA, S. 347-356.
- GOAD, C.C. UND L. GOODMAN (1974): *A modified Hopfield tropospheric refraction correction model*. Vortrag, AGU Annual Fall Meeting, San Francisco, Kalifornien, USA. EOS Transactions (55) Supplement, S. 1106.
- GOLDSMITH, J.E.M., F. BLAIR, E. BISSON UND D.D. TURNER (1998): *Turn-key Raman lidar for profiling*

atmospheric water vapor, clouds, and aerosols. Applied Optics (37) 21/1998, S. 4979-4990.

GONZALEZ-FERRAN, O. (1991): *The Bransfield Rift and its active volcanism.* In: THOMSON, M., J. CRAME UND J. THOMSON (Hrsg.): *Geophysical Evolution of Antarctica.* Cambridge University Press, No. 23/24.

GORDON, R.G. (1995): *Present plate motions and plate boundaries.* In: AHRENS, T.J. (Hrsg.): *AGU reference shelf I, global Earth physics: A handbook of physical constants.* American Geophysical Union, Washington DC, USA, S. 66-87. Quelle: http://www.agu.org/reference/geophys/7_gordon.pdf.

GÖRRES, B. (1996): *Bestimmung von Höhenänderungen in regionalen Netzen mit dem Global Positioning System.* Deutsche Geodätische Kommission, Reihe C, Heft. 461.

GÖRRES, B. UND J. CAMPBELL (1998): *Bestimmung vertikaler Punktbewegungen mit GPS.* Zeitschrift für Vermessungswesen (123) 7/1998, S. 222-230.

GRADINARSKY, L.P., R. HAAS, G. ELGERED UND J.M. JOHANSSON (2000): *Wet path delay and delay gradients inferred from microwave radiometer, GPS and VLBI observations.* Earth Planets Space (52) S. 695-698.

GREVE, A. (1978): *The water vapour content in the western european atmosphere obtained from infrared measurements.* Infrared Physics (18) S. 127-132.

GRUNOW, A.M. (1993): *New paleomagnetic data from the Antarctic Peninsula and their tectonic implications.* Journal of Geophysical Research (98) B8, S. 13815-13883.

GRUNOW, A., I. DALZIEL, T. HARRISON UND M. HEIZLER (1992): *Structural Geology and geochronology of subduction complexes along the margin of Gondwanaland: New data from the Antarctic Peninsula and southernmost Andes.* Geophysical Society of American Bulletin (104) 11/1992, S. 1497-1514.

GURTNER, W., G. BEUTLER, S. BOTTON, M. ROTHACHER, A. GEIGER, H.-G. KAHLE, D. SCHNEIDER UND A. WIGET (1989): *The use of GPS in mountainous areas.* Manuscripta Geodaetica (14) S. 53-60.

HAAS, R. (1996): *Untersuchungen zu Erddeformationsmodellen für die Auswertung von geodätischen VLBI-Messungen.* Deutsche Geodätische Kommission, Reihe C, Heft 466.

HAAS, R., P.L. GRADINARSKY, G. ELGERED UND J.M. JOHANSSON (2000): *Atmospheric parameters derives from simultaneous observations with space geodetic and remote sensing techniques at the Onasala Space*

Observatory. In: VANDENBERG, N.R. (Hrsg.): *Proceedings of the 1st IVS 2000 General Meeting.* NASA/CP-2000-209893, S. 269-273.

HAASE, J., M. GE, H. VEDEL UND E. CALAIS (2002): *Accuracy and variability of GPS tropospheric delay measurements of water vapor in the Western Mediterranean.* Submitted to Bulletin of the American Meteorological Society.

HALL, M.P.M., L.W. BARCLAY, K.H. CRAIG, D.F. BACON UND M.T. HEWITT (Hrsg.) (2002): *Propagation of Radiowaves.* 2. Auflage, Institution of Electrical Engineers, London, England.

HAN, S. UND C. RIZOS (1996): *GPS network design and error mitigation for real-time continuous array monitoring systems.* Proceedings, 9th International Technical Meeting of the Satellite Division of the U.S. Institute of Navigation (ION 97), 17.-20. September 1997, Kansas City, Missouri, USA, S. 1827-1836.

HANSEN, R.F. (2001): *Radar interferometry: Data interpretation and error analysis.* PhD thesis, Delft University of Technology, Niederlande, Kluwer Academic Publishers.

HANSEN, R.F., T.M. WECKWERTH, H.A. ZEBKER UND R. KLEES (1999): *High-resolution water vapor mapping from interferometric radar measurements.* Science (283) Februar/1999, S. 1295-1297.

HARGREAVES, J.K. (1992): *The solar-terrestrial environment - An introduction to geospace - The science of the terrestrial upper atmosphere, ionosphere, and magnetosphere.* Cambridge University Press, Cambridge, England.

HARTMANN, G.K. UND R. LEITINGER (1984): *Range errors due to ionospheric and tropospheric effects for signal frequencies above 100 MHz.* Bulletin Geodesique (58) S. 109-136.

HASEGAWA, S. UND D.P. STOKESBERRY (1975): *Automatic digital microwave hygrometer.* Review of Scientific Instruments (46) Juli/1975, S. 867-873.

HECK, B., H. KUTTERER, K. LINDNER UND M. MAYER (1996): *Application of spectral and sensitivity analysis for the design and analysis of GPS networks.* In: DIETRICH R. (Hrsg.): *The Geodetic Antarctic Project GAP95 - German contributions to the SCAR 95 Epoch Campaign.* Deutsche Geodätische Kommission, Reihe B, Heft Nr. 304, S. 53-71.

HECK, B. (2003): *Rechenverfahren und Auswertemodelle der Landesvermessung - Klassische und moderne Methoden.* Wichmann-Verlag, Heidelberg, 3., neu bearbeitete und erweiterte Auflage.

- HEISTER, H., R. HOLLMANN UND M. LANG (1997): *Multipath-Einfluß bei GPS-Phasenmessungen: Auswirkungen und Konsequenzen für praktische GPS-Messungen*. Allgemeine Vermessungsnachrichten (104) 5/1997, S. 166-177.
- HENDY, M.R. (1990): *Models for the tropospheric zenith delay of microwaves*. Master of Surveying Science Thesis, Kensington, University of New South Wales, Australien.
- HERRING, T.A. (1992): *Modeling atmospheric delays in the analysis of space geodetic data*. In: DE MUNCK, J.C. UND T.A.T. SPOELSTRA (Hrsg.): *Refraction of transatmospheric signals in geodesy*. Netherlands Geodetic Commission, Publications on Geodesy, Nr. 36, S. 157-164.
- HILL, R.J. (1996): *Refractive index of atmospheric gases, Chapter II.3.1.1*. In: DIEMINGER, W., G.K. HARTMANN, R. LEITINGER (Hrsg.): *The Upper Atmosphere, Data Analysis and Interpretation (Hrsg.): The upper atmosphere*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, S. 261-270.
- HILL, R.J., R.S. LAWRENCE UND J.T. PRIESTLY (1982): *Theoretical and calculational aspects of the radio refractive index of water vapor*. Radio Science (17) 5/1982, S. 1251-1257.
- HOFMANN-WELLENHOF, B., H. LICHTENEGGER UND J. COLLINS (2001): *GPS - theory and practice*. 5., überarbeitete Auflage, Springer Verlag, Wien.
- HOLLMANN, R. (2000): *Untersuchung von GPS-Beobachtungen für kleinräumige geodätische Netze*. Schriftenreihe, Studiengang Vermessungswesen, Universität der Bundeswehr München, Heft 69.
- HOPFIELD, H.S. (1969): *Two-quartic tropospheric refractivity profile for correcting satellite data*. Journal of Geophysical Research (74) 18/1969, S. 4487-4499.
- HOPFIELD, H.S. (1971): *Tropospheric effect on electromagnetically measured range: Prediction from surface weather data*. Radio Science (6) 3/1971, S. 357-367.
- HOPFIELD, H.S. (1972): *Tropospheric refraction effects on satellite range measurements*. APL Technical Digest (11) 4/1972, S. 11-19.
- HOPFIELD, H.S. (1978): *Tropospheric correction of electro-magnetic ranging signals to a satellite: Study of parameters*. In: RICHARDUS, P. (Hrsg.): *Proceedings of International Symposium on Electromagnetic Distance Measurement and the Influence of Atmospheric Refraction*. Wageningen, Niederlande, 23.-28. Mai, Netherlands Geodetic Commission, Delft, Niederlande, S. 205-215.
- HOWIND, J. (2004): *Analyse des stochastischen Modells von GPS-Trägerphasenbeobachtungen*. Deutsche Geodätische Kommission, Reihe C, Heft Nr. 584.
- HUGENTOBLER, U., T. SPRINGER UND G. BEUTLER (2001a): *Der Internationale GPS Service (IGS) und seine Produkte*. In: HUEP, W. (Hrsg.): *GPS-Trends und Realtime-Anwendungen*. Schriftenreihe des DVW, Band 41, S. 111-126, Verlag Konrad Wittwer, Stuttgart.
- HUGENTOBLER, U., S. SCHAER UND P. FRIDEZ (Hrsg.) (2001b): *Bernese GPS Software, Version 4.2*. Astronomisches Institut, Universität Bern, Schweiz.
- HUYBRECHTS, P. UND E. LE MEUR (1999): *Predicted present-day evolution patterns of ice thickness and bedrock elevation over Greenland and Antarctica*. Polar Research (18) 2/1999, S. 299-306. Quelle: <http://homepages.vub.ac.be/~phuybrec/pdf/PolRes.1999.pdf>.
- IAG RESOLUTION (1999): *Resolutions 22nd General Assembly*. 19.-30. Juli 1999, Birmingham, England. Quelle: <http://www.gfu.ku.dk/~iag/resolutions>.
- ICHIKAWA, R., M. KASAHARA, N. MANNOJI UND I. NAITO (1995): *Estimation of atmospheric excess path delay based on three-dimensional numerical prediction model data*. Journal of the Geodetic Society of Japan (41) 4/1995, S. 379-408.
- IERS CONVENTIONS (2003): IERS Technical Note 32. Quelle: <http://maia.usno.navy.mil/conv2003.html>.
- IFADIS, I.M. (1986): *The atmospheric delay of radio waves: Modeling the elevation dependence on a global scale*. Technical Report No. 38L, School of Electrical and Computer Engineering, Chalmers University of Technology, Göteborg, Schweden.
- IGS (2004): *2001-02 Annual Report*. IGS Central Bureau, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, Kalifornien, USA. Quelle: <http://igsceb.jpl.nasa.gov/igsceb/resource/pubs/2001-02annrpt.pdf>.
- ILLNER, M., R. JÄGER UND G. NKUITE (1996): *Koordinatenbezogene Deformations- und Sensitivitätsanalyse im Profil der Software CODEKA-1D/2D*. Geodätisches Institut, Universität Karlsruhe (TH), unveröffentlicht.
- IUGG (1960): *Resolutions of the 12th General Assembly*. 26. Juli - 6. August 1960, Helsinki, Finnland. Bulletin Géoésique (58) S.390.
- IVINS, E.R., C.A. RAYMOND UND T.S. JAMES (2000): *The influence of 5000 year-old and younger glacial mass variability on present-day crustal rebound in the Antarctic Peninsula*. Earth, Planets and Space (52) 11/2000, S. 1023-1029.

- IVINS, E.R., C.A. RAYMOND UND T.S. JAMES (2002): *Late Pleistocene, Holocene and present-day ice load evolution in the Antarctic Peninsula: Models and predicted vertical crustal motion*. In: MITROVICA J.X. UND B. VERMEERSEN (Hrsg.): *Ice sheets, sea level, and the dynamic earth*. American Geophysical Union Geodynamics Series (19) 1/2002, S. 133-155.
- IYER, R.A. UND J.L. BUFTON (1977): *Corrections for atmospheric refractivity in satellite laser ranging*. Applied Optics (16) S. 1997-2003.
- JANES, H.W., R.B. LANGLEY UND S.P. NEWBY (1989): *A comparison of several models for the prediction of tropospheric propagation delay*. Proceedings (Vol. 2), 5th International Geodetic Symposium on Satellite Positioning, 13.-17. März 1989, Las Cruces, New Mexico, USA, S. 777-788.
- JANES, H.W., R.B. LANGLEY UND S.P. NEWBY (1991): *Analysis of tropospheric delay prediction models: Comparisons with ray-tracing and implications for GPS relative positioning*. Bulletin Geodesique (65) S. 151-161.
- JARLEMARK, P.O.J., T.R. EMARDSON UND J.M. JOHANSSON (1998): *Wet delay variability calculated from radiometric measurements and its role in space geodetic parameter estimation*. Radio Science (33) 3/1998, S. 719-730.
- JENSEN, A.B.O. (2002): *Numerical weather predictions for network RTK*. Publication Series 4, Nr. 10, National Survey and Cadastre, Dänemark. Quelle: <http://www.imm.dtu.dk/~aj/phd.pdf>.
- JENSEN, A.B.O., C.C. TSCHERNING UND F. MADSEN (2002): *Integrating numerical weather predictions in GPS positioning*. European Navigation Conference - GNSS 2002, 27.-30. Mai 2002, Kopenhagen, Dänemark. Quelle: <http://www.imm.dtu.dk/~aj/paper54.pdf>.
- JOHNSON, J., J. BRAUN, C.R. ROCKEN UND T. VAN HOVE (1995): *The role of multipath in antenna height tests at Table Mountain*. Quelle: UNAVCO-Homepage.
- JOKAT, W., T. BOEBEL, M. KÖNIG UND U. MEYER (2003): *Timing and geometry of early Gondwana breakup*. Journal of Geophysical Research (108) B9/2003, S. 2428-2443 (doi:10.1029/2002JB001802).
- DE JONG, C.D. (1991): *GPS - Satellite orbits and atmospheric effects*. Report 91.1, Faculty of Geodetic Engineering, Delft University of Technology, Delft, Niederlande.
- DE JONGE, P.J. (1998): *GPS ambiguity resolution for navigation, rapid static surveying, and regional networks*. In: BRUNNER, F.K. (Hrsg.): *International Association of Geodesy Symposia, advances in positioning and reference frames*. Vol. 118, S. 223-228, Springer Verlag, Berlin.
- JOOSTEN, P. UND C. TIBERIUS (2000): *Fixing the ambiguities - are you sure they're right?* GPS World (11) Mai/2000, S. 46-51.
- KÄLLEN, E. (1996): *HIRLAM documentation manual, System 2.5*. Technical Report, Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Norrköping, Sweden.
- KANIUTH, K. (1986): *A local model for estimating the tropospheric path delay at microwave frequencies*. Proceedings (Vol. 1), 4th International Geodetic Symposium on Satellite Positioning, 28. April - 2. Mai, Austin, Texas, USA, S. 589-601.
- KANIUTH, K. (1988): *Local modeling of the tropospheric wet path delay*. In: BRUNNER, F.K. (Hrsg.): *Atmospheric effects on geodetic space measurements*. Monograph 12, School of Surveying, University of New South Wales, Australien, S. 71-79.
- KANIUTH, K. (1999a): *Kalibrierung von GPS-Antennen am DGFI*. Workshop zur Festlegung des Phasenzentrums von GPS-Antennen, Geodätisches Institut, Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, 28. April 1999.
- KANIUTH, K. (1999b): *Applying fiducial troposphere information to GPS densification networks*. In: GUBLER, E., J. TORRES UND H. HORNIK (Hrsg.): *Reports of the EUREF Technical Working group*. Veröffentlichungen der Bayerischen Kommission für die Internationale Erdmessung, Bayerische Akademie der Wissenschaften, Astronomisch-Geodätische Arbeiten, Heft 60, S. 241-244.
- KANIUTH K., K. STUBER UND H. TREMEL (1989): *A comparative analysis of various procedures for modelling the tropospheric delay in a regional GPS network*. Proceedings (Vol. 2), 5th International Geodetic Symposium on Satellite Positioning, Las Cruces, New Mexico, USA, 13.-17. März 1989, S. 767-776.
- KANIUTH, K., H. TREMEL UND M. SUAREZ (1990): *On the estimation of residual tropospheric path delays in the GPS network adjustment*. In: PAQUET, P., J. FLICK UND B. DUCARME (Hrsg.): *GPS for Geodesy and Geodynamics*. Cahiers du Centre Europeen de Geodynamique et de Seismologie, Volume 2.
- KANIUTH, K., D. KLEUREN, H. TREMEL UND W. SCHLÜTER (1998): *Elevationsabhängige Phasenzentrumsvariationen geodätischer GPS-Antennen*. Zeitschrift für Vermessungswesen (123) 10/1998, S. 319-325.

- KANIUTH, K. UND K. STUBER (1999a): *On the accuracy and reliability of height estimates in regional GPS networks*. In: COLIC, K. UND H. MORITZ (Hrsg.): *Geodynamics of the Alps-Adria Area by means of terrestrial and satellite methods*. Proceedings, 2nd International Symposium, Dubrovnik, Kroatien.
- KANIUTH, K. UND K. STUBER (1999b): *Einfluß von Antennen-Radomen auf die GPS-Höhenbestimmung*. Allgemeine Vermessungsnachrichten (106) 7/1999, S. 234-238.
- KANIUTH, K., D. KLEUREN UND H. MÜLLER (1999): *Improving the GPS height and troposphere estimation capabilities in context with the Bernese Software*. In: GUBLER, E. UND H. HORNIK (Hrsg.): *Reports of the EUREF Technical Working Group*. Report on the Symposium of the IAG Subcommission for Europe (EUREF), 10.-13. Juni 1998, Bad-Ahrweiler, Mitteilungen des Bundesamtes für Kartographie und Geodäsie, S. 247-251.
- KERTZ, W. (1971): *Einführung in die Geophysik II*. B.-I. Hochschultaschenbücher, Bd. 535.
- KING, R.W. UND G. BLEWITT (1990): *Present capabilities of GPS for high-precision regional surveys*. In: BOCK, Y. UND N. LEPPARD (Hrsg.): *Global positioning system: An overview*. International Association of Geodesy Symposia, Symposium No. 102, Springer Verlag New York.
- KLEIJER, F. (2004): *Tropospheric modeling and filtering für precise leveling*. Publications on Geodesy, Nr. 56, Netherlands Geodetic Commission, Delft, Niederlande.
- KLEIN BALTINK, H., H. VAN DER MAREL UND A.G.A. VAN DER HOEVEN (2002): *Integrated atmospheric water vapor estimates from a regional GPS network*. Journal of Geophysical Research (107) D3/2002, S. 43-50.
- KLOBUCHAR, J.A. (1991): *Ionospheric effects on GPS*. GPS World (2) April/1991.
- KLOBUCHAR, J.A. (1996): *Ionospheric effects on GPS*. In: PARKINSON, B.W., J.J. SPILKER JR., P. AXELRAD UND P. ENGE (Hrsg.): *Global Positioning System: Theory and applications*. Volume I, American Institute of Aeronautics and Astronautics (163), Washington, USA, S. 485-515.
- KLOBUCHAR, J.A. UND J.M. KUNCHES (2003): *Comparative range delay and variability of the earth's troposphere and the ionosphere*. GPS Solutions (7) 1/2003, S. 55-58.
- KNIGHT, M.F., A. FINN UND M. CERVERA (1998): *Ionospheric effects on Global Positioning System receivers*. Electronic and Surveillance Research Laboratory, Department of Defense (DSTO-RR-0121), USA.
- KOLB, W. (1999): *Interferenzprobleme bei GPS-Signalen*. In: RIEDL, G. UND H. SEEGER (Hrsg.): *GPS-Praxis und Trends '97*. Schriftenreihe des DVW, Band 35, S. 161-198, Verlag Konrad Wittwer, Stuttgart.
- KOUBA, J. UND Y. MIREAULT (1997): *Analysis Coordinator Report*. In: MUELLER, I., R. NEILAN UND K. GOWEY (Hrsg.): *IGS 1997 Technical Reports*. Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, Kalifornien, USA. Quelle: <http://igsceb.jpl.nasa.gov/overview/97techr.html>
- KRACK, K. (1997): *Praktische Erfahrungen mit den GPS-Auswertesystemen BERNESE GPS SOFTWARE, VERSION 4.0 und SKI am Beispiel des regionalen GPS-Netzes PERU96*. Allgemeine Vermessungsnachrichten (104) 8-9/1997, S. 301-305.
- KRAUS, H. (2001): *Die Atmosphäre der Erde. Eine Einführung in die Meteorologie*. 2. Auflage, Springer-Verlag, Berlin.
- KRAUS, J.D. (1998): *Antennas*. 2. Auflage, McGraw-Hill, New York.
- KURSINSKI, E.R. UND G.A. HAJJ (2001): *A comparison of water vapor derived from GPS occultations and global weather analyses*. Journal of Geophysical Research (106) D1/2001, S. 1113-1138.
- LANGLEY, R.B. (1998a): *A primer on GPS antennas*. GPS World (9) Juli/1998, S. 50-54.
- LANGLEY, R.B. (1998b): *Propagation of the GPS signals*. In: TEUNISSEN, P.J.G. UND A. KLEUSBERG (Hrsg.): *GPS for geodesy*: Springer Verlag, Berlin, S. 111-143.
- LANYI, G. (1984): *Tropospheric calibration in radio interferometry*. Proceedings (Vol. 2), International Symposium on Space Techniques for Geodynamics, 9.-13. Juli, Sopron, Ungarn, S. 184-195.
- LEICK, A. (2003): *GPS Satellite Surveying*. 3. Auflage, John Wiley and Sons, Inc., New York.
- LEINEN, S. (1997): *Hochpräzise Positionierung über große Entfernungen und in Echtzeit mit dem Global Positioning System*. Deutsche Geodätische Kommission, Reihe C, Heft 472.
- LEITERER, U., H. DIER UND T. NAEBERT (1997): *Improvements in radiosonde humidity profiles using RS80/RS90 radiosondes of Vaisala*. Beiträge zur Physik der Atmosphäre (70) 4/1997, S. 319-336.

- LEMOINE, F.G., S.C. KENYON, J.K. FACTOR, R.G. TRIMMER, N.K. PAVLIS, D.S. CHINN, C.M. COX, S.M. KLOSKO, S.B. LUTHCKE, M.H. TORRENCE, Y.M. WANG, R.G. WILLIAMSON, E.C. PAVLIS, R.H. RAPP UND T.R. OLSON (1998): *The development of the joint NASA GSFC and the NIMA geopotential model EGM96*. NASA/TP-1998-206861, NASA Goddard Space Flight Center, Maryland, USA.
- LI, Y., R.W. PASCOE UND F.K. BRUNNER (1990): *Reproducibility of height difference measurements using GPS*. The Australian Surveyor (35) Juni/1990, S. 128-139.
- LIDE, D.R. (2004): *Handbook of chemistry and physics*. 85. Auflage. CRC Press, Boca Raton, Florida, USA.
- LIEBE, H.J. (1985): *An updated model for millimeter wave propagation in moist air*. Radio Science (20) 5/1985, S. 1069-1089.
- LIEBE, H.J. (1996): *Models for the refractive index of the neutral atmosphere at frequencies below 1000 GHz, Chapter II.3.1.2*. In: DIEMINGER, W., G.K. HARTMANN, R. LEITINGER (Hrsg.): *The Upper Atmosphere, Data Analysis and Interpretation*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, S. 270-287.
- LILJEQUIST, G.H. UND K. CEHAK (1994): *Allgemeine Meteorologie*. 3., überarbeitete und erweiterte Auflage, Friedrich Vieweg & Sohn Verlag, Braunschweig.
- LINDNER, K., M. MAYER, H. KUTTERER UND B. HECK (2000): *Die Vermarkung der Netzpunkte - Eine Bestandsaufnahme*. In: DIETRICH, R. (Hrsg.): *Deutsche Beiträge zu GPS-Kampagnen des Scientific Committee on Antarctic Research (SCAR) 1995-1998*. Deutsche Geodätische Kommission, Reihe B, Heft 310, S. 27-30.
- LIVINGSTON, D.C. (1970): *The physics of microwave propagation*. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, USA.
- LUDWIG, R. (1967): *Ein Beitrag zum Problem der elektrischen Entfernungsmessung in der Geodäsie*. Deutsche Geodätische Kommission, Reihe C, Heft 103.
- MACKE, W. (1961): *Wellen - Ein Lehrbuch der theoretischen Physik*. 2., durchgesehene Auflage, Akademische Verlagsgesellschaft Geest & Portig, Leipzig.
- MACMILLAN, D.S. (1995): *Atmospheric gradients from Very Long Baseline Interferometry observations*. Geophysical Research Letters (22) 9/1995, S. 1041-1044.
- MADER, G. (1999): *GPS antenna calibration at the National Geodetic Survey*. GPS Solutions (3) 1/1999, S. 50-58.
- MADER, G. (2000): *A comparison of absolute and relativ GPS antenna calibrations*. GPS Solutions (4) 4/2000, S. 37-40.
- MADER, G. UND F.M. CZOPEK (2002): *Calibrating antenna phase centers*. GPS World (13) 5/2002, S. 40-46.
- MAHLBERG, H. (2002): *Meteorologie und Klimatologie*. 4., aktualisierte Auflage, Springer-Verlag, Berlin.
- VAN DER MAREL, H. UND S. DE HAAN (2002): *The use of ground based GNSS networks for meteorology*. Proceedings, 1st ESA Workshop on Satellite Navigation User Equipment Technologies NAVITEC 2001, 10. - 12. Dezember 2001, Noordwijk, Niederlande, S. 167-174.
- MARINI, J.W. (1972): *Correction of satellite tracking data for an arbitrary tropospheric profile*. Radio Science (7) 2/1972, S. 223-231.
- MATHUR, N., M.D. GROSSI UND M.R. PEARLMAN (1970): *Atmospheric effects in Very Long Baseline Interferometry*. Radio Science (37) 10/1970, S. 1253-1261.
- MAYER, M., K. LINDNER, H. KUTTERER UND B. HECK (2000a): *Eine Strategie zur Ermittlung hochgenauer Koordinaten und Bewegungsraten im ITRF96 unter Verwendung der Berner GPS-Software Version 4.0*. Deutsche Geodätische Kommission, Reihe B, Heft 310, S. 59-68.
- MAYER, M., K. LINDNER, H. KUTTERER UND B. HECK (2000b): *Deformationsanalyse zur Aufdeckung von Punkt- und Blockbewegungen im Bereich der Antarktischen Halbinsel*. In: DIETRICH, R. (Hrsg.): *Deutsche Beiträge zu GPS-Kampagnen des Scientific Committee on Antarctic Research (SCAR) 1995-1998*. Deutsche Geodätische Kommission, Reihe B, Heft 310, S. 127-144.
- MCMURDIE, L.A. UND K.B. KATSAROS (1985): *Atmospheric water distribution in a mid-latitude cyclone observed by Seasat scanning multichannel microwave radiometer*. Monthly Weather Review (113) S. 584-598.
- MEEHAN, A. UND A. YOUNG (1992): *On receiver signal processing for GPS multipath reduction*. Proceedings, 6th International Geodetic Symposium on Satellite Positioning, Ohio State University, Columbus, Ohio, USA
- MELBOURNE, W.G. (1985): *The case for ranging in GPS based geodetic systems*. Proceedings, 1st International Symposium on Precise Positioning with the Global Positioning System, 15.-19. April 1985, U.S.

Department of Commerce, Rockvill, Maryland, USA, S. 373-386.

MENDES, V.B. (1999): *Modeling the neutral-atmosphere propagation delay in radiometric space techniques*. Dissertation, Technical Report Nr. 199, Department of Geodesy and Geomatics Engineering, University of New Brunswick, Fredericton, New Brunswick, Kanada.

MENDES, V.B. UND R.B. LANGLEY (1994): *A comprehensive analysis of mapping functions used in modeling the tropospheric propagation delay in space geodetic data*. In: CANNON, M.E. UND G. LACHAPPELLE (Hrsg.): *Proceedings of the International Symposium on Kinematic Systems in Geodesy, Geomatics and Navigation (KIS 94)*. S. 97-98.

MENDES, V.B. UND R.B. LANGLEY (1999): *Tropospheric zenith delay prediction accuracy for airborne GPS high-precision positioning*. Journal of the Institute of Navigation (46) 1/1999, S. 25-34. Quelle: <http://mat.fc.ul.pt/eg/lattex/dorisdays.pdf>.

MENDES, V.B., G. PRATES, L. SANTOS UND R.B. LANGLEY (2000): *An evaluation of the accuracy models of the determination of the weighted mean temperatur of the atmosphere*. Proceedings, National Technical Meeting, The Institute of Navigation, 26.-28. Januar 2000, Anaheim, Kalifornien, USA., S. 433-438.

MENGE, F. (1996): *Monitoring and assessment of ionospheric disturbances during the Geodetic Antarctic Project*. In: DIETRICH, R. (Hrsg.): *The Geodetic Antarctic Project GAP95, German contributions to the SCAR 95 Epoch Campaign*. Deutsche Geodätische Kommission, Reihe B, Nr. 304, S. 93-108.

MENGE, F. (2003): *Zur Kalibrierung der Phasenzentrumsvariationen von GPS-Antennen für hochpräzise Positionsbestimmung*. Wissenschaftliche Arbeiten, Fachrichtung Vermessungswesen, Universität Hannover, Heft 247.

MENGE, F. UND G. SEEBER (2000): *Untersuchungen und Beiträge zur Problematik der Phasenzentrumsvariationen von GPS Antennen*. In: DIETRICH, R. (Hrsg.): *Deutsche Beiträge zu GPS-Kampagnen des Scientific Committee on Antarctic Research (SCAR) 1995-1998*. Deutsche Geodätische Kommission, Reihe B, Heft 310, S. 181-195.

MENGE, F., V. BÖDER, G. SEEBER, G. WÜBBENA UND M. SCHMITZ (2001): *Absolutkalibrierung: Aktueller Stand und spezielle Anwendungen*. In: CAMPBELL, J. UND B. GÖRRES (Hrsg.): *3. GPS-Antennen-Workshop 2001*. Geodätisches Institut, Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, 11. Mai 2001.

MERVART, L. (1995): *Ambiguity resolution techniques in geodetic and geodynamic applications of the Global Positioning System*. Dissertation, Universität Bern, Schweiz.

MERVART, L., G. BEUTLER, M. ROTHACHER UND U. WILD (1993): *Ambiguity resolution strategies using the results of the International GPS Geodynamics Service*. In: BEUTLER, G. UND E. BROCKMANN (Hrsg.): *Proceedings of the 1993 IGS Workshop*. 25.-26. März 1993, Astronomisches Institut, Universität Bern, Schweiz, S. 285-299.

MERVART, L., G. BEUTLER, M. ROTHACHER UND U. WILD (1994): *Ambiguity resolution strategies using the results of the International GPS Geodynamics Service (IGS)*. Bulletin Geodesique (68) S. 29-38.

MERVART, L., G. BEUTLER, M. ROTHACHER UND S. SCHAER (1996): *The impact of ambiguity resolution on GPS orbit determination and on globalgeodynamics studies*. In: BEUTLER, G., G.W. HEIN, W.G. MELBOURNE, G. SEEBER UND W. TORGE (Hrsg.): *GPS trends in precise terrestrial, airborne, and spaceborne applications*. 3.-4. Juli 1995, Boulder, Colorado, USA, International Association of Geodesy, Symposium No. 115, Springer-Verlag, Berlin, S. 285-289.

DE METS, C., R.G. GORDON, D.F. ARGUS UND S. STEIN (1994): *Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions*. Geophysical Research Letters (21) 20/1994, S. 2191-2194. Quelle: http://www.geology.wisc.edu/~chuck/PDF/demets_grl94.pdf.

MILEV, G. (1973): *Ausgleichung, Analyse und Interpretation von Deformationsmessungen*. Deutsche Geodätische Kommission, Reihe C, Nr. 192.

MILLER, H. (1989): *Beispiele geologischer Evidenz rezenter Krustenbewegungen*. In: KERSTING, N. UND W. WELSCH (Hrsg.): *Rezente Krustenbewegungen*. Studiengang Vermessungswesen, Universität der Bundeswehr München, Heft 39, S. 7-14.

MINSTER, J. UND T. JORDAN (1978): *Present day plate motions*. Journal of Geophysical Research (83), S. 5331-5353.

MOISSEEV, D.N., R.K. HANSEN UND K.J. VAN FETJEN (2002): *Water vapor observations with SAR, microwave radiometer and GPS: comparison of scaling characteristics*. Proceedings, 2nd European Conference on Radar Meteorology (ERAD 2002), 18.-22. November 2002, Delft, Niederlande, S. 190-194. Quelle: <http://www.copernicus.org/erad/online/erad-190.pdf>.

MÖLLER, F. (1973): *Einführung in die Meteorologie*. Band I, BI-Hochschultaschenbuch, Band 276, BI Wissenschaftsverlag, Mannheim.

- MONTENBRUNCK, O. UND E. GILL (2000): *Satellite orbits - models, methods, and applications*. Springer Verlag, Berlin.
- MÜLLER, I.I. UND S. ZERBINI (Hrsg.) (1989): *The interdisciplinary role of space geodesy*. Erice, Sicily Workshop Proceedings, Lecture Notes in Earth Sciences, Nr. 22, Springer-Verlag, Berlin.
- DE MUNCK, J.C. (1970): *The theory of dispersion applied to electro-optical distance measurement and angle measurement*. Publications on Geodesy, Band 3, Nr. 4, Netherlands Geodetic Commission, Delft, Niederlande.
- NCEP (2004): *NCEP Online Data source*. Quelle: <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.html>.
- NEWELL, A.C. UND R.C. BAIRD (1965): *Absolute determination of refractive indices of gases at 47.7 GHz*. Journal of Applied Physics (36) 12/1965, S. 3751-3759.
- NIELL, A.E. (1996): *Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths*. Journal of Geophysical Research (101) B2/1996, S. 3227-3246.
- NIELL, A.E. (2000): *Improved atmospheric mapping functions for VLBI and GPS*. Earth Planets and Space (52) S. 699-702.
- NIELL, A.E. (2001): *Preliminary evaluation of atmospheric mapping functions based on numerical weather models*. Physics and Chemistry of the Earth (26) 6-8/2001, S. 476-480.
- NIELL, A.E., A.J. COSTER, F.S. SOLHEIM, V.B. MENDES, P.C. TOOR, R.B. LANGLEY AND C.A. UPHAM (2001): *Comparison of measurements of atmospheric wet delay by radiosonde, water vapor radiometer, GPS and VLBI*. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology (18) 6/2001, S. 830-850. Quelle: ftp://web.haystack.edu/pub/aen/JAOT/JAOT_final_2col.PDF.
- NIEMEIER, W. (2002): *Ausgleichsrechnung - Eine Einführung für Studierende und Praktiker des Vermessungs- und Geoinformationswesens*. de Gruyter Lehrbuch.
- NIEMEIER, W., M. RENNEN UND H. SALBACH (2000): *Ergebnisse der SCAR GPS Kampagnen - ITRF Koordinaten und Geschwindigkeiten*. In: DIETRICH, R. (Hrsg.): *Deutsche Beiträge zu GPS-Kampagnen des Scientific Committee on Antarctic Research (SCAR) 1995-1998*. Deutsche Geodätische Kommission, Reihe B, Heft 310, S. 109-126.
- NIEMEIER, W. UND H. SALBACH (1996): *Tectonic Structure in the Area of the Antarctic Peninsula and its Relation to Geodetic Deformation Studies*. In: DIETRICH, R. (Hrsg.): *The Geodetic Antarctic Project GAP95, German contributions to the SCAR 95 Epoch Campaign*. Deutsche Geodätische Kommission, Reihe B, Nr. 304, S. 15-28.
- NIEMEIER, W. UND D. TENGEN (1990): *PANDA - The software package for precise engineering networks*. Proceedings, 2nd Acceleration Workshop, DESY - Deutsches Elektronen-Synchrotron, Hamburg, September 1990.
- NIMA (2000): *Department of Defense World Geodetic System 1984 - Its definition and relationships with local geodetic systems*. National Imagery and Mapping Agency TR8350.2, 3. Auflage, 3. Januar 2000. Quelle: http://earth-info.nima.mil/GandG/tr8350_2.html.
- OWENS, J.C. (1967): *Optical refractive index of air: Dependence on pressure, temperature and composition*. Applied Optics (6) 1/1967, S. 51-59.
- PANY, T., P. PESEC UND G. STANGL (2001): *Atmospheric GPS slant path delays and ray tracing through numerical weather models, a comparison*, Physics and Chemistry of the Earth (26) 3/2001, S. 183-188.
- PARKINSON, B.W. UND P.K. ENGE (1996): *Differential GPS*. In: PARKINSON, B.W. UND J.J. SPILKER (Hrsg.): *Global positioning system: Theory and applications*. Vol. 2. American Institute of Aeronautics and Astronautics, Washington, Washington DC, USA, S. 3-50.
- PEIXOTO, J.P. UND A.H. OORT (1983): *The atmospheric branch of the hydrological cycle and climate*. In: REIDEL, D. (Hrsg.): *Variations in the global water budget*. Hingham, MA, USA, S. 5-65.
- PELAYO, A. UND D. WIENS (1989): *Seismotectonics and relative plate motions in the Scotia Sea region*. Journal of Geophysical Research (94), 56/1989, S. 7293-7320.
- PELTIER, W.R. (1998): *Postglacial variations in the level of the sea: Implications for climate dynamics and solid earth*. Reviews of Geophysics (36) 4/1998, S. 603-689.
- POPPE, B. (2000): *New scales help public, technicians understand space weather*. EOS Transactions (81) 29/2000.
- POTTIAUX, E. UND R. WARNANT (2001): *Quality assessment of GPS integrated precipitable water vapor estimates using water vapor radiometer observations*. Proceedings, IAG 2001 Scientific Assembly, 2.-7. September 2001, Budapest, Ungarn.
- POTTIAUX, E. UND R. WARNANT (2002): *First comparisons of precipitable water vapor estimation using GPS and water vapor radiometers at the Royal Obser-*

- vatory of Belgium. *GPS Solutions* (6) 1-2/2002, S. 11-17.
- RAHNEMOON, M. (1988): *Ein Korrekturmodell für Mikrowellenmessungen zu Satelliten*. Deutsche Geodätische Kommission, Reihe C, Heft 335.
- RAPP, R.H., Y.M. WANG UND N.K. PAVLIS (1991): *The Ohio State 1991 geopotential and sea surface topography harmonic coefficient models*. Report No. 410, Department of Geodetic Science and Surveying, The Ohio State University, Columbus, Ohio, USA.
- RAQUET, J.F. (1998): *Development of a method for kinematic GPS carrier-phase ambiguity resolution using multiple reference receiver*. Ph.D. thesis, University of Calgary, Department of Geomatics Engineering, Report Nr. 20116. Quelle: <http://www.geomatics.ucalgary.ca/Papers/Thesis/GL/98.20116.JRaquet.pdf>.
- REAGAN, J.A., K.J. THOME UND B.M. HERMAN (1992): *A simple instrument and technique for measuring columnar water vapor via near-IR differential solar transmission measurements*. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* (30) 4/1992, S. 825-831.
- REINSCH, C.H. (1967): *Smoothing by spline functions*. *Numer. Math.* (10) S. 177-183.
- REINSCH, C.H. (1971): *Smoothing by spline functions II*. *Numer. Math.* (16) S. 451-454.
- REMONDI, B.W. (1984): *Using the global positioning system (GPS) phase observable for relative geodesy: Modeling, processing, and results*. Ph.D Thesis, University of Texas, Texas, USA.
- RICHTER, D. (1992): *Allgemeine Geologie*. Walter de Gruyter.
- RIEDEL, K. (2001): *Untersuchung der Photooxidantien Wasserstoffperoxid, Methylhydroperoxid und Formaldehyd in der Troposphäre der Antarktis*. Berichte zur Polar- und Meeresforschung, Nr. 394. Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven.
- ROCKEN, C.R. (1992): *GPS antenna mixing problems*. UNAVCO Memorandum, 12. Nov. 1992, Boulder, Colorado, USA.
- ROCKEN, C.R., J.M. JOHNSON, R.E. NEILAN, M. CEREZO, J.R. JORDAN, M.J. FALLS, L.D. NELSON, R.H. WARE UND M. HAYES (1991): *The measurement of atmospheric water vapor: Radiometer comparison and spatial variations*. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* (29) 1/1991, S. 3-8.
- ROCKEN, C.R., C. MEERTENS, B. STEPHENS, J. BRAUN, T. VAN HOVE, S. PERRY, O. RUUD, M. MCCALLUM UND J. RICHARDSON (1996): *UNAVCO Academic Research Infrastructure (ARI) - Receiver and antenna test report*. Technical report, UNAVCO, Boulder, Colorado, USA.
- ROCKEN, C.R., S. SOKOLOVSKIY, J.M. JOHNSON UND D. HUNT (2001): *Improved mapping of tropospheric delays*. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* (18) S. 1205-1213.
- ROCKEN, C.R., J. BRAUN, T. VAN HOVE, J. JOHNSON UND B. KUO (2003): *Developments in ground-based GPS meteorology*. Proceedings, International Workshop on GPS Meteorology, GPS Meteorology: Ground-Based and Space-Borne Applications, 14.-17. Januar 2003, Tsukuba, Japan. Quelle: http://dbx.cr.chiba-u.jp/Gps_Met/gpsmet/CD_Proceedings_PDF/03_Paper_S1/1-01_Rocken.pdf.
- ROTHACHER, M. (1992): *Orbits of satellite systems in space geodesy*. Geodätisch-geophysikalische Arbeiten in der Schweiz, Band 46, Zürich, Schweiz.
- ROTHACHER, M. (1999a): *Bestimmung von Variationen der Antennenphasenzentren mit GPS-Beobachtungen: Vergleiche und Kombination*. Workshop zur Festlegung des Phasenzentrums von GPS-Antennen, Geodätisches Institut, Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, 28. April 1999.
- ROTHACHER, M. (1999b): *Die Aktivitäten des Rechenzentrums CODE im Rahmen des IGS*. In: RIEDL, G. UND H. SEEGER (Hrsg.): *GPS-Praxis und Trends '97*. Schriftenreihe des DVW, Band 35, S. 161-144, Verlag Konrad Wittwer, Stuttgart.
- ROTHACHER, M. (2000a): *Comparison of absolute and relative antenna phase center variations*. *GPS Solutions* (4) 4/2000, S. 55-60.
- ROTHACHER, M. (2000b): *Hochgenaue regionale und kleinräumige GPS-Netze: Fehlerquellen und Auswertestrategien*. *Mitteilungsblatt, DVW, Landesverein Bayern*, 2/2000, S. 153-173.
- ROTHACHER, M. (2001): *Estimation of station heights with GPS*. In: DREWES, H., A.H. DODSON, L.P.S. FORTES, L. SANCHEZ UND P. SANDOVAL (Hrsg.): *Vertical reference systems*. International Association of Geodesy Symposia, Symposium Vol. 124, Cartagena, Colombia, USA, S.81-90.
- ROTHACHER, M., G. BEUTLER, W. GURTNER, A. GEIGER, H.-G. KAHLE UND D. SCHNEIDER (1986): *The Swiss 1985 GPS campaign*. Proceedings, 4th International Geodetic Symposium on Satellite Positioning, Austin, Texas, USA, S. 979-991.

- ROTHACHER, M. UND S. SCHAER (1995): *GPS-Auswertetechniken*. In: HECK, B. UND M. ILLNER (Hrsg.): *GPS-Leistungsbilanz '94*. Schriftenreihe des DVW, Band 18, Verlag Konrad Wittwer, Stuttgart, S. 107-121.
- ROTHACHER, M., S. SCHAER, L. MERVART UND G. BEUTLER (1995): *Determination of antenna phase center variations using GPS data*. In: GENDT, G. UND G. DICK (Hrsg.): *IGS - Special topics and new directions*. Proceedings, IGS Workshop, 15.-18. Mai 1995, Potsdam, S. 205-222.
- ROTHACHER, M., W. GURTNER, S. SCHAER, R. WEBER, W. SCHLÜTER UND W.O. HASE (1996): *Azimuth- and elevation-dependent phase center corrections for geodetic GPS antennas estimated from GPS calibration campaigns*. In: BEUTLER, G., G.W. HEIN, W.G. MELBOURNE UND G. SEEBER (Hrsg.): *GPS trends in precise terrestrial, airborne, and spaceborne applications*. International Association of Geodesy, Symposia Nr. 115, Springer-Verlag, Berlin.
- ROTHACHER, M. UND G. MADER (1996): *Combination of antenna phase center offsets and variations*. Quelle: <http://www.ngs.noaa.gov/ANTCAL>.
- ROTHACHER, M., T.A. SPRINGER, S. SCHAER UND G. BEUTLER (1998): *Processing strategies for regional GPS networks*. In: BRUNNER, F.K. (Hrsg.): *International Association of Geodesy Symposia, Advances in Positioning and Reference Frames*. Vol. 118, S. 93-100, Springer Verlag, Berlin.
- ROTHACHER, M. UND B. ZEBHAUSER (2000): *Tutorial - Einführung in GPS*. Technische Universität München, Institut für Astronomische und Physikalische Geodäsie, Forschungseinrichtung Satellitengeodäsie, Report Nr. 8, München.
- ROTHACHER, M. UND R. SCHMID (2002): *Aktueller Stand zur Antennenkalibrierung beim IGS*. Proceedings, 4. GPS-Antennen Workshop, 21. Mai 2002, Hannover.
- RUEGER, J.M. (2002): *Refractive index formulae for electronic distance measurement with radio and millimetre waves*. In: RUEGER, J.M. (Hrsg.): *Refractive indices of light, infrared and radio waves in the atmosphere*. UNISURV Report S-68, S.1-52.
- SAASTAMOINEN, J. (1972): *Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging of satellites*. In: HENRIKSEN, S.W., A. MANCINI UND B.H. CHOVITZ (Hrsg.): *3rd International Symposium on the use of artificial satellites for geodesy*. AGU, 15.-17. April 1971, Washington, Washington DC, USA, S. 247-251.
- SAASTAMOINEN, J. (1973): *Contributions to the theory of atmospheric refraction*. Bulletin Geodesique (48) 105, S. 279-298, (48) 106, S. 383-397, (49) 107, S. 13-34.
- SALBACH, H. (2000): *Bestimmung und Analyse von Krustendeformationen im Bereich der Antarktischen Halbinsel*. Geodätische Schriftenreihe, TU Braunschweig, Nr. 15.
- SANTERRE, R. (1987): *Tropospheric refraction effects in GPS positioning*. Departement of Surveying Engineering, University of New Brunswick, Fredericton, New Brunswick, Kanada.
- SANTERRE R. (1989): *GPS satellite sky distribution: Impact on the propagation of some important errors in precise relative positioning*. Technical Report 145, Department of Surveying Engineering, University of New Brunswick, Fredericton, New Brunswick, Kanada.
- SANTERRE, R. (1991): *Impact of GPS satellite sky distribution*. Manuscripta Geodaetica (16) S. 28-53.
- SANTERRE, R., I. FORGUES, V.B. MENDES UND R.B. LANGLEY (1995): *Comparison of tropospheric mapping functions: Their effects on station coordinates*. Vortrag, XXI. IUGG-Generalversammlung, Boulder, Colorado, USA.
- SASS, B.H., N.W. NIELSEN, J.U. JORGENSEN, B. AMSTRUP UND M. KMIT (2000): *The operational HIRLAM system at DMI*. Danish Meteorological Institute, Kopenhagen, Dänemark, Technical Report No. 00-26.
- SCAR (2000): *EGM96 & OSU91 in Antarctica*. Working Group Geodesy and Geographic Information Meeting, XXVI SCAR, Tokyo, Japan, 10.-14. Juli 2000. Quelle: <http://www.geoscience.scar.org/meetings/tokyo/egm96-osu91.pdf>.
- SCHAER, S. (1996): *How to use CODE's global ionosphere maps*. Quelle: <http://www.aiub.unibe.ch/ionosphere/gimman.pdf>.
- SCHAER, S. (1999): *Mapping and predicting the earth's ionosphere using the global positioning system*. PhD Thesis, Astronomisches Institut, Universität Bern, Schweiz.
- SCHAER, S., G. BEUTLER, L. MERVART, M. ROTHACHER UND U. WILD (1995): *Global and local ionosphere maps using the GPS double difference phase observable*. IGS Workshop, Potsdam, 15.-17. Mai 1995.
- SCHMID, R. UND M. ROTHACHER (2003): *Estimation of elevation-dependent satellite antenna phase center*

- variations of GPS satellites*. Journal of Geodesy (77) S. 440-446.
- SCHMITZ, M., G. WÜBBENA UND G. BOETTCHER (2003): *Tests of phase center variations of various GPS antennas, and some results*. GPS Solutions (6) 1-2/2003, S. 18-27.
- SCHRÜFER, E. (1992): *Signalverarbeitung: Numerische Verarbeitung digitaler Signale*. Hauser-Verlag, München.
- SCHUBERT, S.D., J. PJAENDTNER UND R. ROOD (1993): *An assimilated data set for earth science applications*. Bulletin of the American Meteorological Society (74) S. 2331-2342.
- SCHÜLER, T. (2001): *On ground-based GPS tropospheric delay estimation*. Schriftenreihe Heft 73, Studiengang Geodäsie und Geoinformation, Universität der Bundeswehr München.
- SCHULTE, M. (2001): *Kalibrierung von GPS-Antennen*. Der Vermessungsingenieur (52) 1/2001, S. 56-61.
- SCHUPLER, B.R. (1994): *Signal characteristics of GPS user antennas*. Navigation: Journal of the Institut of Navigation (41) 3/1994.
- SCHUPLER, B.R., T.A. CLARK UND R.L. ALLSHOUSE (1996): *Characterizations of GPS user antennas: Re-analysis and new results*. In: BEUTLER, G., G. W. HEIN, G. SEEBER UND W. G. MELBOURNE (Hrsg.): *GPS trends in precise terrestrial airborne, and spaceborne applications*. International Association of Geodesy Symposia (115), S. 328-332, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- SCHUPLER, B.R. UND T.A. CLARK (1991): *How different antennas affect the GPS observable*. GPS World (2) Oktober/1991, S. 32-36.
- SCHUPLER, B.R. UND T.A. CLARK (2001): *Characterizing the behavior of geodetic GPS antennas*. GPS World (12) Februar/2001, S. 48-55.
- SCHWARZBACH, M. (1980): *Alfred Wegener und die Drift der Kontinente*. Große Naturforscher, Band 42, Wissenschaftliche Verlagsgesellschaft MbH, Stuttgart.
- SEEBER, G. (2003): *Satellite geodesy: Foundations, methods, and applications*. 2., überarbeitete und erweiterte Auflage, Walter de Gruyter Verlag, Berlin.
- SHIH, T.-Y., H.-Y. SHIH UND M. YANG (2001): *The performance of GPS standard positioning service without selective availability*. Survey Review (36) No. 281, Juli/2001, S. 192-201.
- SHRESTHA, S.M. (2003): *Investigations into the estimation of tropospheric delay and wet refractivity using GPS measurements*. UCGE Report Nr. 20180, Department of Geomatics Engineering, University of Calgary, Alberta Kanada.
- SIERK, B., B. BÜRKI, H. BECKER, S. FLOREK, R. NEUBERT, L. KRUSE UND H. KAHLE (1997): *Tropospheric water vapor derived from solar spectrometer, radiometer, and GPS measurements*. Journal of Geophysical Research (102) B10/1997, S. 22411-22424.
- DA SILVEIRA, R.B., G. FISCH, L.A.T. MACHADO, A.M. DALL'ANTONIA JR., L.F. SAPUCCI, D. FERNANDES UND J. NASH (2003): *Executive summary of the WMO intercomparison of GPS radiosondes*. World Meteorological Organization, Instruments and Observing Methods, Report Nr. 76, WMO/TD No. 1153. Quelle: www.wmo.ch/web/www/IMOP/publications/IOM-76-GPS-RSO/Intercomp-RSO-Brazil2001-ExecSummary.pdf.
- SIMS, M.L. (1985): *Phase center variation in the Geodetic TI4100 GPS receiver system's conical spiral antenna*. Proceedings, 1st International Symposium on Precise Positioning with the Global Positioning System, Rockville, Maryland, USA, S. 227-244.
- SKONE, S.H. (2001): *The impact of magnetic storms on GPS receiver performance*. Journal of Geodesy (75) September/2001, S. 457-468.
- SKONE, S.H. UND M.E. CANNON (1998): *Detailed analysis of auroral zone WADGPS ionosphere grid accuracies during magnetospheric substorm events*. Proceedings, 11th International Technical Meeting of the Satellite Division of the Institute of Navigation (ION GPS 1998), 15.-18. September 1998, Nashville, Tennessee, USA, S. 185-195.
- SMITH, W.L. (1966): *Note on the relationship between total precipitable water and surface dew point*. Journal of Applied Meteorology (5) S. 726-727.
- SMITH, E.K. UND S. WEINTRAUB (1953): *The constants in the equation for atmospheric refractive index at radio frequencies*. Proceedings of the Institute of Radio Engineers (41) S. 1035-1037.
- SMITHSONIAN (2003): *Global vulcanism program - Volcanic Activity Reports: Merapi - Index and Reports*. Quelle: <http://www.volcano.si.edu/gvp/volcanoes/regrion06/java/merapi/var.htm>.
- SOLHEIM, F.S., J. VIVEKANANDAN, R.H. WARE UND C.R. ROCKEN (1999): *Propagation delays induced in GPS signals by dry air, water vapor, hydrometeors and other particulates*. Journal of Geophysical Research (104) D8/1999, S. 9663-9670.

- SOVERS, O.J. UND C.S. JACOBS (1996): *Observation model and parameter partials for the JPL VLBI parameter estimation software MODEST*. JPL Publications 83-39, Rev. 6, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, Kalifornien, USA.
- SPIPKER, J.J. (1996a): *Tropospheric effects on GPS*. In: PARKINSON, B.W., J.J. SPIPKER JR., P. AXLRAD UND P. ENGE (Hrsg.): *Global Positioning System: Theory and applications*. Vol. 1, American Institute of Aeronautics and Astronautics, Washington, Washington DC, USA, S. 517-546.
- SPIPKER, J.J. (1996b): *GPS signal structure and theoretical performance*. In: PARKINSON, B.W., J.J. SPIPKER JR., P. AXLRAD UND P. ENGE (Hrsg.): *Global Positioning System: Theory and applications*. Vol. 1, American Institute of Aeronautics and Astronautics, Washington, Washington DC, USA, S. 57-119.
- SPOELSTRA, T.A.T. (1992): *The ionosphere as a refractive medium*. Proceedings of Refraction of Transatmospheric Signals in Geodesy, Netherlands Geodetic Commission, Publications on Geodesy, Nr. 36, S. 69-76.
- SPRINGER, T.A. (1999): *Modeling and validating orbits and clocks using the GPS*. Inauguraldissertation, Astronomisches Institut, Universität Bern, Schweiz.
- STANDISH, E.M. (1990): *The observational basis for JPL's DE200, the planetary ephemerides of the Astronomical Almanac*. Astronomy and Astrophysics (21) 233, S. 252-271.
- STEIGENBERGER, P., M. ROTHACHER, R. DIETRICH, M. FRITSCHKE, A. RÜLKE UND S. VEY (2006): *Reprocessing of a global GPS network*. Journal of Geophysical Research (im Druck).
- STEWART, M.P. (2003): *Report of the International Association of Geodesy, Special Study Group 1.182: Multipath Mitigation*: Quelle: <http://www.cage.curtin.edu.au/~mike/ssg1.182/>.
- STUDINGER, M. UND H. MILLER (1999): *Crustal structure of the Filchner-Ronne shelf and Coats Land, Antarctica, from gravity and magnetic data: Implications for the breakup of Gondwana*. Journal of Geophysical Research (104) B9, S. 20379-20394.
- STULL, R.B. (2000): *Meteorology today for scientists and engineers*. 2. Auflage, Brooks/Cole Publishing Company, Pacific Grove, Kalifornien, USA.
- TARNIEWICZ, J., O. BOCK, C. THOM, M. KASSER UND J. PELON (2001): *Raman lidar for external GPS path delay calibration devoted to high accuracy height determination*. Vortrag, European Geophysical Society, XXVI General Assembly, Symposium G5: *Geodesy and meteorology*, Nizza, Frankreich, 25.-30. März 2001.
- THAYER, D.M. (1974): *An improved equation for the radio refractive index of air*. Radio Science (9) 10/1974, S. 803-807.
- THOMPSON, R.A., J.M. MORAN UND G.W. SWENSON JR. (2001): *Interferometry and Synthesis in Radio Astronomy*. 2. Auflage, John Wiley & Sons, Ltd., New York.
- TRALLI, D.M., T.H. DIXON UND S. STEPHANS (1988): *The effect of wet tropospheric path delay on estimation of geodetic baselines in the Gulf of California using the Global Positioning System*. Journal of Geophysical Research (93) S. 6545-6557.
- TRALLI, D.M. UND S.M. LICHTEN (1990): *Stochastic estimation of tropospheric path delays in Global Positioning System geodetic measurements*. Bulletin Geodesique (64) S. 127-159.
- 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) D2/1998, S. 28701-28710.
- TRENBERTH, K.E. (1981): *Seasonal variations in global sea level pressure and the total mass of the atmosphere*. Journal of Geophysical Research (86) C6/1981, S. 5238-5246.
- TREUHAFT, R.N. UND G.E. LANYI (1987): *The effect of the dynamic wet troposphere on radio interferometric measurements*. Radio Science (22) 2/1991, S. 251-265.
- TROSHICHEV, O.A., N.P. DMITRIEVA UND B.M. KUZNETSOV (1979): *Polar cap magnetic activity as a signature of substorm development*. Planetary and Space Science (27) S. 217ff.
- TROSHICHEV, O.A., V.G. ANDREZEN, S. VENNERSTROM UND E. FRIIS-CHRISTENSEN (1988): *Magnetic activity in the polar cap - A new index*. Planetary and Space Science (36) S. 1095ff.
- TROSHICHEV, O.A., O. RASMUSSEN UND V.O. PAPITASHVILI (1999): *Polar Cap (PC) Magnetic Activity Index*. Quelle: <http://web.dmi.dk/fsweb/projects/wdcc1/pcn/pci-desc.pdf>.
- VEIT, A. UND H. MILLER (2000): *Geochemische Charakterisierung des pliozänen/quartären Vulkanismus beiderseits der Bransfield Straße - Ein Beitrag zur plattentektonischen Situation an der Nordspitze der Antarktischen Halbinsel*. In: DIETRICH, R. (Hrsg.): *Deutsche Beiträge zu GPS-Kampagnen des Scientific Committee on Antarctic Research (SCAR) 1995-1998*.

- Deutsche Geodätische Kommission, Reihe B, Heft 310, S. 145-154.
- VOGEL, M. (1994): *Analyse der GPS-Alpentravese - Ein Beitrag zur geodätischen Erfassung rezenter Erdkrustenbewegungen in den Ostaplen*. Deutsche Geodätische Kommission, Reihe C, Heft 436.
- VÖLKSEN, C. UND F. MENGE (1998): *Nutzung unterschiedlicher GPS-Antennen und ihr Einfluß auf die relative Positionsbestimmung*. HPPS-Seminar, Landesvermessung+Geoinformation Niedersachsen, 5. Februar 1998, Hannover.
- WAHL, P. (2002): *Messung und Charakterisierung laminarer Ozonstrukturen in der polaren Stratosphäre*. Berichte zur Polar- und Meeresforschung, Nr. 411.
- WALLACE, J.M. UND P.V. HOBBS (1977): *Atmospheric science: An introductory survey*. Academic Press, New York.
- WANG, J., H. IZ UND C. LU (2002): *Dependency of GPS positioning precision on station location*. GPS Solutions (6) 1-2/2002, S. 91-95.
- WANNINGER, L. (1993): *Effects of equatorial ionosphere on GPS*. GPS World (4) Juli/1993, S. 48-54.
- WANNINGER, L. (1994): *Der Einfluss der Ionosphäre auf die Positionierung mit GPS*. Wissenschaftliche Arbeiten, Fachrichtung Vermessungswesen, Universität Hannover, Heft 201.
- WANNINGER, L. (1999): *Der Einfluß ionosphärischer Störungen auf die präzise GPS-Positionierung mit Hilfe virtueller Referenzstationen*. Zeitschrift für Vermessungswesen (124) Oktober/1999, S. 322-330.
- WANNINGER, L. (2000a): *Präzise Positionierung in regionalen GPS-Referenzstationsnetzen*. Deutsche Geodätische Kommission, Reihe C, Heft 508.
- WANNINGER, L. (2000b): *Interpolation von GPS-Beobachtungen*. Allgemeine Vermessungsnachrichten (107) 10/2000, S. 360-363.
- WANNINGER, L. (2001): *Möglichkeiten und Grenzen der relativen GPS-Antennenkalibrierung*. In: CAMPBELL, J. UND B. GÖRRES (Hrsg.): *3. GPS-Antennen-Workshop 2001*. Geodätisches Institut, Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, 11. Mai 2001.
- WANNINGER, L. (2002): *Qualitätskontrolle relativer Antennenkalibrierung*. 4. GPS-Antennenworkshop, 21. Mai 2002, Hannover. Quelle: <http://www.wasoft.de/lit/antkom.pdf>.
- WANNINGER, L. UND J. BÖHME. (1999): *GPS-Antennenkalibrierungen am Geodätischen Institut der TU Dresden*. Workshop zur Festlegung des Phasenzentrums von GPS-Antennen, Geodätisches Institut, Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, 28. April 1999.
- WANNINGER, L., V. FREVERT UND S. WILDT (2000): *Der Einfluß der Signalbeugung auf die präzise Positionierung mit GPS*. Zeitschrift für Vermessungswesen (125) Januar/2000, S. 8-16.
- WANNINGER, L. UND M. MAY (2000): *Carrier phase multipath calibration of GPS reference stations*. Proceedings, 13th International Technical Meeting of the Satellite Division of the Institute of Navigation (ION GPS 2000), Salt Lake City, Utah, USA.
- WARE, R.H., D. FULKER, S. STEIN, D. ANDERSON, S. AVERY, R. CLARK, K. DROEGEMEIER, J. KUETTNER, J. MINSTER UND S. SOROOSHIAN (2000): *A real-time national GPS network for atmospheric research and education*. Bulletin of the American Meteorological Society (81) April/2000, S. 677-694.
- WARREN, D.L.M. UND J.F. RAQUET (2003): *Broadcast vs. precise GPS ephemerides: A historical perspective*. GPS Solutions (7) 3/2003, S. 151-156. DOI: 10.1007/s10291-003-0065-3.
- WEBER, G., G. BEUTLER UND M. ROTHACHER (1995): *Aufgaben und Produkte des CODE-GPS-Rechenzentrums im Rahmen des IGS*. In: HECK, B. UND M. ILLNER (Hrsg.): *GPS-Leistungsbilanz '94*. Schriftenreihe des DVW, Band 18, Verlag Konrad Wittwer, Stuttgart, S. 186-201.
- WEBB, F.H. UND J.F. ZUMBERGE (1993): *An introduction to the GIPSY-OASIS II*. JPL Publication D-11088, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, Kalifornien, USA.
- WEILL, L.R. (1997): *Conquering multipath: The GPS accuracy battle*. GPS World (8) April/1997, S. 59-66.
- WELLS, D. (1977): *Doppler satellite control*. Technical Report Nr. 29, Department of Geodesy and Geomatics Engineering, University of New Brunswick, Fredericton, New Brunswick, Kanada
- WELLS, D. N. BECK, D. DELIKARAOGLOU, A. KLEUSBERG, E.J. KRAKIWSKY, G. LACHAPELLE, R.B. LANGLEY, M. NAKIBOGLU, K.-P. SCHWARZ, J.M. TRANQUILLA UND P. VANICEK (1986): *Guide to GPS positioning*. Canadian GPS Associates, Fredericton, New Brunswick, Kanada.
- WESTWATER, E.R., M.J. FALLS UND I.A. POPA FOTINA (1989): *Ground-based microwave radiometric observations of precipitable water vapor: A comparison with*

ground truth from two radiosonde observing systems. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology (6) S. 724-730.

WICKERT, J. (2002): *Das CHAMP-Radiookkultations-experiment: Algorithmen, Prozessierungssystem und erste Ergebnisse.* Scientific Technical Report STR02/07, GeoForschungsZentrum, Potsdam. Quelle: <http://www.gfz-potsdam.de/bib/pub/str0207/0207.pdf>.

WIESER, A. (2002): *Robust and fuzzy techniques for parameter estimation and quality assessment in GPS.* Dissertation, Technische Universität Graz, Österreich, Shaker Verlag, Aachen.

WILD, R. (1994): *Ionosphere and satellite systems: Permanent GPS tracking data for modelling and monitoring.* Geodätisch-geophysikalische Arbeiten in der Schweiz, Band 48.

WILD, U., G. BEUTLER, W. GURTNER UND M. ROTHACHER (1989): *Estimating the ionosphere using one or more dual frequency GPS receivers.* Proceedings (Vol. 2), 5th International Geodetic Symposium on Satellite Positioning, Las Cruces, New Mexico, USA, 13.-17. März 1989, S. 724-736.

WU, S.C. (1979): *Optimum frequencies of a passive microwave radiometer for tropospheric path length correction.* IEEE Transactions on Antennas and Propagation (27) 2/1979, S. 233-239.

WÜBBENA, G. (1985): *Software developments for geodetic positioning with GPS using TI 4100 code and carrier measurements.* Proceedings, 1st International Symposium on Precise Positioning with the Global Positioning System, 15.-19. April 1985, U.S. Department of Commerce, Rockvill, Maryland, USA, S. 403-412.

WÜBBENA, G. (1989): *The GPS adjustment software package -GEONAP- concepts and models.* Proceedings, 5th International Symposium on Satellite Positioning, 13.-17. März 1989, Las Cruces, New Mexico, USA, S. 452-461.

WÜBBENA, G. (1991): *Zur Modellierung von GPS-Beobachtungen für die hochgenaue Positionsbestimmung.* Wissenschaftliche Arbeiten, Fachrichtung Vermessungswesen, Universität Hannover, Nr. 168.

WÜBBENA, G., M. SCHMITZ, F. MENGE, G. SEEBER UND C. VÖLKSEN (1997): *A new approach for field antenna phase center variations.* Navigation: Journal of the Institute of Navigation (44) 2/1997.

WÜBBENA, G., M. SCHMITZ, F. MENGE, V. BÖDER UND G. SEEBER (2000): *Automated absolute field calibration of GPS antennas in real time.* Proceedings, 13th International Technical Meeting of the Satellite Divi-

sion of the Institute of Navigation (ION GPS 2000), 19.-22. September 2000, Salt Lake City, Utah, USA.

WÜBBENA, G., M. SCHMITZ, UND G. BOETTCHER (2003): *Zum Einfluss des Antennennahfeldes.* 5. GPS-Antennen-Workshop, 3. November 2003, Fankfurt.

YIONOULIS, S.M. (1970): *Algorithm to compute tropospheric effects on range measurements.* Journal of Geophysical Research (75) S. 7636-7637.

YUNCK, T.P. (1993): *Coping with the atmosphere and ionosphere in precise satellite and ground positioning.* In: *Environmental effects on spacecraft positioning and trajectories.* Geophysical Monograph 73, IUGG Vol. 13, S. 1-16.

ZABLOTSKYJ, F. (2001): *On determination precision of tropospheric delay at the Antarctic coast stations.* SCAR Report Nr. 20, SCAR Working Group on Geodesy and Geographic Information, Report of the 2nd SCAR Antarctic Geodesy Symposium, 14.-16. Juli 1999, Warschau, Polen.

ZEBHAUSER, B. (2000): *Zur Entwicklung eines GPS-Programmsystems für Lehre und Tests unter besonderer Berücksichtigung der Ambiguity Function Methode.* Deutsche Geodätische Kommission, Reihe C, Heft 523.

ZHANG, J. (1999a): *Precise estimation of residual tropospheric delays in a spatial GPS network.* Proceedings, 12th International Technical Meeting of the Satellite Division of the U.S. Institute of Navigation, Nashville, Tennessee, USA, 14.-17. September 1999, S. 1391-1400.

ZHANG, J. (1999b): *Investigations into the estimation of residual tropospheric delays in a GPS network.* Universität Calgary, Alberta, Kanada, UCGE Report Nr. 20132. Quelle: <http://www.geomatics.ucalgary.ca/Papers/Thesis/GL/99.20132.JZhang.pdf>.

ZIELINSKI, J.B. (1988): *Covariance in 3D networks resulting from orbital errors.* Lectur Notes in Earth Sciences, *GPS-Techniques applied to Geodesy and Surveying.* S. 504-514, Springer Verlag, Berlin.

Danksagung

Nach meinem Studium wurde mir am Lehrstuhl für Physikalische und Satellitengeodäsie von Prof. Dr.-Ing. B. Heck die Möglichkeit eröffnet, meine Kenntnisse auf dem Gebiet der Satellitengeodäsie zu vertiefen. Ich wurde Teil einer von Klaus Lindner und Hansjörg Kutterer geleiteten Arbeitsgruppe und in den vom Bundesministerium für Bildung und Forschung geförderten Projekten *Geodätisches Referenznetz Antarktis* (Förderkennzeichen 03PL013A, Teilprojekt: *Anwendung von Spektral- und Sensitivitätsanalyse unter Einbeziehung systematischer Einflüsse bei Planung und Auswertung von GPS-Netzen im Rahmen des Vorhabens Referenznetz*) und *Geodätisches Referenznetz Antarktis II* (Förderkennzeichen 03PL022, Teilprojekt: *Bestimmung hochgenauer dreidimensionaler Punkt- und Blockbewegungen mit Sensitivitätsmaßen unter Anwendung spektraler Methoden zur Trennung von zufälligen und systematischen Störeinflüssen*) beschäftigt. Die Erfahrungen, die ich während dieser Zeit nicht nur auf wissenschaftlichem Sektor sammeln konnte, und das Fachwissen, welches ich mir erarbeiten konnte, stellten eine wichtige Grundlage für meine Arbeitsweise und Persönlichkeitsentwicklung dar. Deshalb möchte ich mich an dieser Stelle zuerst dafür bedanken, dass mir die Chance zur Mitarbeit in den o.g. wissenschaftlichen Projekten gegeben wurde.

ESC ESC

Die o.g., in Karlsruhe angesiedelten Teilprojekte waren sowohl national wie auch international eingebunden. Die Verbundprojektkoordination oblag Prof. Dr.-Ing. habil. R. Dietrich (Institut für Planetare Geodäsie, TU Dresden). Ich möchte ihm, allen Teilprojektmitarbeitern und -leitern aus Hannover, Braunschweig, Bremerhaven, Dresden, Leipzig und München für die gute Zusammenarbeit aber auch für prägende und unvergessliche Erlebnisse danken.

ESC ESC

Herrn Prof. Dr.-Ing. B. Heck danke ich für die wissenschaftliche Betreuung und die zugestandenen Freiheiten sowie das Interesse an der vorliegenden Arbeit.

ESC ESC

Herrn O.Univ.-Prof. Dr.techn. Dipl.-Ing. F. Brunner gebührt Dank für die Übernahme des Korreferats, für geäußerte Kritik und Anregungen, für Kompetenz und Schnelligkeit bei der Durchsicht der Arbeit.

ESC ESC

Bei allen aktuellen und ehemaligen MitarbeiterInnen der PSG-Arbeitsgruppe, GIK-Kolleginnen und -kollegen sowie den Studierenden, die durch Hiwi-Tätigkeit, Studien- und Diplomarbeiten zu dieser Arbeit beigetragen haben, möchte ich mich hiermit bedanken.

ESC ESC

Für die notwendige Ablenkung möchte ich mich stellvertretend beim VfB (*we are Stuttgart, super Stuttgart, no one likes us, we don't care*), knacdotcom, Helge, Monty Python und Matt Groening bedanken.

ESC ESC

Im Besonderen möchte ich meinen Eltern, ohne die gar nichts möglich gewesen wäre, und meiner Freundin Susanne von ganzen Herzen danken.

12. Lebenslauf

Name: Michael Mayer

Anschrift: Wiesenstr. 16
75245 Neulingen

Geburtsdatum: 30. Juni 1971 in Mühlacker

Eltern: Gisela und Erich W. Mayer

Nationalität: deutsch

Familienstand: ledig

Schulbildung:
1977 - 1981 Grundschole in Bauschlott
1981 - 1990 Hilda-Gymnasium in Pforzheim, Abschluss: Abitur

Hochschulbildung:
10/1990 - 02/1996 Universität Fridericiana zu Karlsruhe (TH) Studium des Vermessungswesens
Thema der Diplomarbeit: *Erstellung eines Programms zur Visualisierung von Kartennetzentwürfen am PC*
Abschluss: Vermessungs-Ingenieur

Berufstätigkeit:
03/1996 – 10/1999 Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Geodätischen Institut der Universität Fridericiana zu Karlsruhe (TH) in den BMBF-Verbundprojekten *Referenznetz Antarktis* und *Referenznetz Antarktis II*
seit 11/1999 Wissenschaftlicher Angestellter am Geodätischen Institut der Universität Fridericiana zu Karlsruhe (TH)